

TESE DE DOUTORADO

JOSÉ FERREIRA DA COSTA FILHO

**AVALIAÇÃO DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA E
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM REGIÃO SEMI-ÁRIDA USANDO IMAGENS
ORBITAIS LANDSAT-5 TM E TERRA-MODIS**

Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA

DCA/CCT/UFCG

Prof. Dr. PEDRO VIEIRA DE AZEVEDO

DCA/CCT/UFCG

Orientadores

CAMPINA GRANDE – PB

Setembro, 2005

JOSÉ FERREIRA DA COSTA FILHO

**AVALIAÇÃO DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA E
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM REGIÃO SEMI-ÁRIDA USANDO IMAGENS
ORBITAIS LANDSAT-5 TM E TERRA-MODIS**

**Tese apresentada ao Programa de Doutorado
em Recursos Naturais da Universidade Federal
de Campina Grande, em cumprimento às
exigências para a obtenção do grau de Doutor**

**Área de Concentração: Sistema Água-Solo-Planta-Atmosfera
Sub-Área: Agrometeorologia e Climatologia Agrícolas**

**Orientadores: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva
Prof. Dr. Pedro Vieira de Azevedo**

CAMPINA GRANDE - PB

Setembro de 2005

Ficha Catalográfica elaborada na Seção de Processos Técnicos da Biblioteca
Setorial de Areia-PB, CCA/UFPB.
Bibliotecária: Márcia Maria Marques CRB4 – 1409

C837a Costa Filho. José Ferreira da

Avaliação dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração em região semi-árida usando imagens orbitais Landsat-5 TM e Terra-Modis./ José Ferreira da Costa Filho. – Campina Grande: PIPRN/CTRN/UFCG, 2005.
141f.: il.

Tese (Doutorado em Recursos Naturais) pelo Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande.

Área de concentração: Água-solo-planta-atmosfera.

Sub-área: Agrometeorologia e climatologia agrícolas.

Orientadores: Bernardo Barbosa da Silva;

Pedro Vieira de Azevedo.

1. Evapotranspiração. 2. Energia. 3. Imagens orbitais - Landsat-5 TM - Terra-Modis. 4. Landsat-5 TM. 5. Terra-Modis. I. Silva, Bernardo Barbosa (Orient.). II. Azevedo, Pedro Vieira de (Orient.). III. Título.

CDU: 621.8.035:551.573(043.2)

JOSÉ FERREIRA DA COSTA FILHO

AVALIAÇÃO DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA E
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM REGIÃO SEMIÁRIDA USANDO IMAGENS
ORBITAIS LANDSAT-TM E TERRA MODIS

APROVADA EM: 29/10/2005

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA

Departamento de Ciências Atmosféricas – DCA
Centro de Ciências e Tecnologia – CCT
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

Dr. PEDRO VIEIRA DE AZEVEDO

Departamento de Ciências Atmosféricas – DCA
Centro de Ciências e Tecnologia – CCT
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

Dr. ALAIN MARIE BERNARD PASSERAT DE SILANS, aposentado

Departamento de Engenharia Civil – DEC
Centro de Tecnologia – CT
Universidade Federal da Paraíba – UFPB

Dr. ÁUREO SILVA DE OLIVEIRA

Unidade de Engenharia Agrícola – DEA
Escola de Agronomia de Cruz das Almas – EACA
Universidade Federal da Bahia – UFBA

Dr. FRANCISCO DE ASSIS SALVIANO DE SOUZA

Departamento de Ciências Atmosféricas – DCA
Centro de Ciências e Tecnologia – CCT
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

Dr. VICENTE DE PAULO RODRIGUES DA SILVA

Departamento de Ciências Atmosféricas – DCA
Centro de Ciências e Tecnologia – CCT
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

DEDICATÓRIA

Aos meus pais **José Ferreira da Costa Filho** e **Maria José de Castro Costa** (In Memoriam), que souberam me conduzir nos caminhos do saber e do conhecimento, do respeito e da dignidade, da responsabilidade, da honestidade e da integridade moral. À minha querida esposa **Fátima**, amiga, companheira, meu grande amor ao longo desses 31 anos de vida a dois, que renunciou a muitos momentos de lazer para ficar ao meu lado, resistindo a incansáveis noites de sono, sempre me incentivando, me motivando, me encorajando para que chegasse ao final do trabalho. Aos meus filhos **Flavia Danyelle**, **Fábia Dalyanne** e **Flaviano Demétrio**, que, mesmo com diferentes formações profissionais e pontos de vista, também me incentivaram e souberam suportar os momentos de ausência ao longo dessa caminhada. Ao sobrinho **Jairo Luciano** pelo apoio, incentivo e ajuda na legenda das imagens. Ao meu genro **Alysson Cabral**, compreensivo, inteligente, desbravador, que me deu, junto com a **Danyelle** o neto **Matheus**, de aguçada inteligência, sempre alegre e irreverente. A você **Matheus** a minha especial dedicação. Enfim à minha sogra **Analice** pelo incentivo e apoio constante durante todo o período de trabalho.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, que me deu a vida para vivê-la em plenitude e a inteligência, para construir um sólido alicerce com base no conhecimento e na razão, a coragem para enfrentar as vicissitudes e a sabedoria para me conduzir com tolerância, entendimento, altivez e dignidade em busca da paz e justiça social.

Em especial ao professor Bernardo Barbosa da Silva pela sincera amizade, construtivas discussões sobre o tema, segura orientação e, sobretudo, pela paciência e tolerância durante o desenvolvimento do trabalho.

Ao professor e amigo de longos anos Pedro Vieira de Azevedo, que além de Coordenador do Programa de Doutorado, também assumiu o papel de orientador, dedicando especial atenção e discussão sobre o tema, me incentivando e motivando durante todo o curso.

Aos professores Genildo Bandeira Bruno e Riselane de Lucena Alcântara Bruno, do Centro de Ciências Agrárias-CCA, Areia-PB, pela amizade, carinho, incentivo e motivação constante, para que chegasse ao final do trabalho.

A todos os docentes do Departamento de Solos e Engenharia Rural do Centro de Ciências Agrárias-UFPA, e em especial aos professores Nivaldo Timóteo de Arruda e Ivandro de França da Silva Chefes do referido Departamento bem como ao professor Alberício Pereira de Andrade, então Diretor do CCA, pela confiança, compreensão e tolerância durante as ausências.

Ao professor Iêde de Brito Chaves, companheiro e amigo de trabalho no CCA, pelas discussões frutíferas sobre o tema, bem como, pelo constante estímulo.

Ao professor Pedro Dantas Fernandes do Departamento de Engenharia Agrícola pela atenção, amizade, incentivo e apoio logístico.

Aos amigos não somente do curso, mas que fiz para a vida: João Roberto Pinto Feitosa, Magna Soelma Beserra de Moura, Josiclêda Domiciano Galvêncio, Dilma Trovão, Gláucia Lopes, Inajá Francisco, Paulo Serrano, Cléber Brito, Paulo César (PC) e Morgana Lígia. Nosso convívio foi construtivo, salutar, dignificante, e alegre.

Enfim à Embrapa Semi-Árido na pessoa de seu Diretor Pedro Vargas e a pesquisadora Magna Soelma Beserra de Moura, que me forneceram os dados meteorológicos para a pesquisa e que sempre estiveram à disposição nas visitas de trabalho àquele órgão.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE QUADROS	13
LISTA DE TABELAS	14
LISTA DE SÍMBOLOS	15
RESUMO	17
ABSTRACT	18
1. INTRODUÇÃO	19
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	22
2.1. O sensoriamento remoto na agricultura irrigada	22
2.2. Características físicas do sensoriamento remoto	26
2.3. Características dos satélites Landsat 5-TM e Terra/Modis	28
2.3.1. O programa LANDSAT não tripulado	28
2.3.2. O sensor MODIS	32
2.3.3. Comportamento Espectral dos Alvos	34
2.3.4. Aplicação do sensoriamento remoto na estimativa de produção de biomassa	39
2.3.5. O sensoriamento remoto e o balanço de energia à superfície	42
2.3.6. O algoritmo SEBAL e o balanço de energia	44
3. MATERIAL E MÉTODOS	46
3.1. Material	46
3.1.1. Localização da área de estudo	46
3.1.2. Dados meteorológicos e caracterização climática da área	49
3.1.3. Imagens de satélite	51
3.2. Métodos	56
3.2.1. Calibração radiométrica – Passo 1	59
3.2.2. Refletância monocromática – Passo 2	59
3.2.3. Albedo no topo da atmosfera (Albedo Planetário) – Passo 3	60
3.2.4. Albedo da superfície – Passo 4	61
3.2.5. Índices de vegetação (NDVI, SAVI e LAI) – Passo 5	63
3.2.6. Determinação das emissividades – Passo 6	65
3.2.7. Temperatura da superfície – Etapa 7	65

3.2.8. Radiação de onda longa emitida – Passo 8	66
3.2.9. Radiação de onda curta incidente – Passo 9	66
3.2.10. Radiação de onda longa incidente – Passo 10	67
3.2.11. Saldo de radiação – Passo 11	67
3.2.12. Fluxo de calor no solo -Passo 12	68
3.2.14. Fluxo de calor sensível – Passo 13	69
3.2.15. Fluxo de calor latente	75
3.2.16. Evapotranspiração	76
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	78
4.2. Albedo da superfície	78
4.3. Índices de vegetação (NDVI, SAVI e LAI)	81
4.4. Temperatura da superfície	86
4.5. Radiação de onda curta ($R_s\downarrow$) e onda longa ($R_L\uparrow$)	89
4.6. Saldo de radiação à superfície (R_n)	94
4.7. Fluxo de calor do solo (G)	100
4.8. Fluxo de calor sensível (H)	105
4.9. Fluxo de calor latente (λE)	115
4.10. Evapotranspiração	121
4.11. Análise comparativa entre os fluxos estimados pelo SEBAL e os fluxos medidos na Estação Meteorológica	127
5. CONCLUSÕES	130
6. LITERATURA CITADA	133

Fig. 2.1	Espectro eletromagnético com destaque para o espectro visível	28
Fig. 2.2	Curvas características da refletância espectral da vegetação verde sadia, solo exposto seco e água limpa.	36
Fig. 2.3	Refletância espectral de uma folha	40
Fig. 3.1	Localização da área de estudo	47
Fig. 3.2	Visão geral da área de estudo	48
Fig. 3.3a	Precipitação média anual (anos de 2003 e 2004) em Petrolina-PE, (série 1975-2004)	50
Fig. 3.3b	Precipitação mínima, média e máxima	50
Fig. 3.4	Temperatura máxima, média e mínima em Petrolina-PE, (série 1975-2004).	50
Fig. 3.5a	Temperatura média do ar em 2003	50
Fig. 3.5b	Temperatura média do ar em 2004	50
Fig. 3.6a	Fluxograma dos passos necessários para determinação do balanço de radiação usando o Landsat-5 TM.	57
Fig. 3.6b	Fluxograma dos passos necessários para determinação do balanço de radiação usando o satélite Terra/Modis	58
Fig. 3.7	Esquema do balanço de radiação à superfície	68
Fig. 3.8	Fluxograma do processo iterativo para o cálculo do fluxo de calor sensível (H)	70
Fig. 4.1	Albedo da superfície (α) obtido pela imagem do Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003	79
Fig. 4.2	Albedo da superfície (α) obtido pela imagem do Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004	80
Fig. 4.3	Albedo da superfície (α) obtido pela imagem do Terra/Modis, para o dia 24/09/2003	80
Fig. 4.4	Albedo da superfície (α) obtido pela imagem do Terra/Modis, para o dia 12/10/2004	81
Fig. 4.5	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) obtido pelo Landsat-5 TM para o dia 24/09/2003	83
Fig. 4.6	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) obtido pelo Landsat-5 TM para o dia 12/10/2004	84
Fig. 4.7	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) obtido pelo satélite Terra/Modis para o dia 24/09/2003	85
Fig. 4.8	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) obtido pelo satélite Terra/Modis para o dia 12/10/2004	85

Fig. 4.9	Temperatura da superfície (Ts) obtida pelo Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003	87
Fig. 4.10	Temperatura da superfície (Ts) obtida pelo Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004	88
Fig. 4.11	Temperatura da superfície (Ts) obtida pelo satélite Terra/Modis para o dia 24/09/2003	89
Fig. 4.12	Temperatura da superfície (Ts) obtida pelo satélite Terra/Modis para o dia 12/10/2004	89
Fig. 4.13	Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_L \uparrow$) em $W m^{-2}$ obtida pelo Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003	92
Fig. 4.14	Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_L \uparrow$) em $W m^{-2}$ obtida pelo Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004	92
Fig. 4.15	Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_L \uparrow$) em $W m^{-2}$ obtida pelo satélite Terra/Modis para o dia 24/09/2003	93
Fig. 4.16	Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_L \uparrow$) em $W m^{-2}$ obtida pelo satélite Terra/Modis para o dia 12/10/2004	94
Fig. 4.17	Saldo de radiação (Rn) obtido pelo Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003	95
Fig. 4.18	Histograma de frequência para o saldo de radiação determinado pelo Landsat-5 TM em 24/09/2003	95
Fig. 4.19	Saldo de radiação (Rn) obtido pelo Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004	96
Fig. 4.20	Histograma de frequência para o saldo de radiação determinado pelo Landsat-5 TM em 12/10/2004	97
Fig. 4.21	Saldo de radiação (Rn) obtido pelo satélite Terra/Modis, para o dia 24/09/2003	98
Fig. 4.22	Histograma de frequência para o saldo de radiação determinado pelo satélite Terra/Modis em 24/09/2003	98
Fig. 4.23	Saldo de radiação (Rn) obtido pelo satélite Terra/Modis, para o dia 12/10/2004	99
Fig. 4.24	Histograma de frequência para o saldo de radiação determinado pelo satélite Terra/Modis, em 12/10/2004	99
Fig. 4.25	Fluxo de calor do solo (G) obtido pelo Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003	101
Fig. 4.26	Histograma de frequência para o fluxo de calor do solo (G) obtido pelo Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003	102
Fig. 4.27	Fluxo de calor do solo (G) obtido pelo Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004	102
Fig. 4.28	Histograma de frequência para o fluxo de calor do solo (G)	103

	obtido pelo Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004	
Fig. 4.29	Fluxo de calor do solo (G) obtido pelo satélite Terra/Modis para o dia 24/09/2003	103
Fig. 4.30	Histograma de frequência para o fluxo de calor do solo (G) determinado pelo Modis em 24/09/2003	104
Fig. 4.31	Fluxo de calor do solo (G) obtido pelo satélite Terra/Modis para o dia 12/10/2004	104
Fig. 4.32	Histograma de frequência para o fluxo de calor do solo (G) determinado pelo Modis em 12/10/2004	105
Fig. 4.33	Fluxo de calor sensível (H) obtido pelo satélite Landsat-5 TM para o dia 24/09/2003	109
Fig. 4.34	Histograma de frequência para fluxo de calor sensível (H) determinado pelo Landsat-5 TM, em 24/09/2003	109
Fig. 4.35	Fluxo de calor sensível (H) obtido pelo satélite Landsat-5 TM, em 12/10/2004	110
Fig. 4.36	Histograma de frequência para fluxo de calor sensível (H) determinado pelo Landsat-5 TM, em 12/10/2004	110
Fig. 4.37	Fluxo de calor sensível (H) obtido pelo satélite Terra/Modis para o dia 24/09/2003	111
Fig. 4.38	Histograma de frequência para fluxo de calor sensível (H) determinado pelo Terra/Modis, em 24/09/2003	111
Fig. 4.39	Fluxo de calor sensível (H) obtido pelo satélite Terra/Modis para o dia 12/10/2004	112
Fig. 4.40	Histograma de frequência para fluxo de calor latente sensível (H) determinado pelo Terra/Modis, em 24/09/2003	113
Fig. 4.41	Fluxo de calor latente (λE) obtido pelo satélite Landsat-5 TM para o dia 24/09/2003	117
Fig. 4.42	Histograma de frequência para fluxo de calor latente (λE) determinado pelo Landsat-5 TM, em 12/10/2004	117
Fig. 4.43	Fluxo de calor latente (λE) obtido pelo satélite Landsat-5 TM para o dia 12/10/2004	118
Fig. 4.44	Histograma de frequência para o fluxo de calor latente (λE) determinado pelo satélite Terra/Modis, para o dia 12/10/2004	118
Fig. 4.45	Fluxo de calor latente (λE) obtido pelo satélite Terra/Modis para o dia 24/09/2003	119
Fig. 4.46	Histograma de frequência para o fluxo de calor latente (λE) determinado pelo Terra/Modis em 24/09/2003	119
Fig. 4.47	Fluxo de calor latente (λE) obtido pelo satélite Terra/Modis para o	120

	dia 12/10/2004	
Fig. 4.48	Histograma de frequência para o fluxo de calor latente (λE) determinado pelo Terra/Modis para o dia 12/10/2004	120
Fig. 4.49	Evapotranspiração (ET mmdia^{-1}) estimada pelo satélite Landsat-5 TM para o dia 24/09/2003	122
Fig. 4.50	Histograma de frequência para a evapotranspiração (ET mm dia^{-1}) determinado pelo Landsat-5 em 12/10/2004	123
Fig. 4.51	Evapotranspiração (ET mm dia^{-1}) estimada pelo satélite Landsat-5 TM para o dia 12/10/2004	123
Fig. 4.52	Histograma de frequência para a evapotranspiração (ET mm dia^{-1}) determinado pelo Landsat-5 TM em 12/10/2004	124
Fig. 4.53	Evapotranspiração (ET mm dia^{-1}) estimada pelo satélite Terra/Modis para o dia 24/09/2003	124
Fig. 4.54	Histograma de frequência para a evapotranspiração (ET mm dia^{-1}) determinado pelo Terra/Modis em 24/09/2003	125
Fig. 4.55	Evapotranspiração (ET mmdia^{-1}) estimada pelo satélite Terra/Modis, para o dia 12/10/2004	125
Fig. 4.56	Histograma de frequência para a evapotranspiração (ET mm dia^{-1}) determinado pelo Terra/Modis em 12/10/2004	126
Fig. 4.57	Densidade de fluxos instantâneos (W m^{-2}) medidos e estimados pelo SEBAL em 12/10/2004	127
Fig. 4.58	Comportamento dos fluxos do balanço de energia (W m^{-2}) medidos em campo em 12/10/2004	128

LISTA DE QUADROS**Página**

Quadro 2.1	Principais aplicações de cada uma das bandas espectrais do Landsat-5 TM	30
Quadro 2.2	Características especiais do espectrorradiômetro Modis	33
Quadro 2.3	Comparação das resoluções espaciais e espectrais do Modis com as do NOAA/AVHRR e ETM+	34

Tabela 3.1	Bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat-5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima a_1 e máxima b_1 , - válidos até maio de 2003 - e a_2 e b_2 a partir de junho de 2003), e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA)	52
Tabela 3.2	Bandas espectrais do produto MOD09A1, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, tipo de dados, valor completo, intervalo de validade e fator multiplicador de escala	53
Tabela 3.3	Bandas espectrais do produto MOD13A1, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, tipo de dados, valor completo, intervalo de validade e fator divisor de escala	54
Tabela 3.4	Características dos produtos MOD11A1, com os respectivos tipos de dados, valor completo, intervalo de validade, fator multiplicador de escala e adicional off set	55
Tabela 3.5	Descrição dos produtos MOD15A2, com respectivos tipos de dados, valor completo, intervalo de validade, fator multiplicador de escala e de calibração	56
Tabela 3.6	Coefficientes de ponderação para o cálculo do albedo no topo da atmosfera	61
Tabela 4.1	Radiação de onda curta incidente e radiação de onda longa emitida pela atmosfera, estimadas pelo Landsat-5 TM e Terra/Modis	90
Tabela 4.2	Valores dos parâmetros usados no processo iterativo (Itt) para o cálculo do fluxo de calor sensível (H), com a imagem do Landsat-5 de 24/09/2003	106
Tabela 4.3	Valores dos parâmetros usados no processo iterativo (Itt) para o cálculo do fluxo de calor sensível com a imagem do Landsat-5 de 12/10/2004.	107
Tabela 4.4	Variáveis instantâneas estimadas nos pixels quente e frio durante a passagem do Satélite Landsat-5 TM.	108
Tabela 4.5	Valores das variáveis que intervêm no processo iterativo (Itt) para o cálculo do fluxo de calor sensível (H). Imagem do Terra/Modis de 24/09/2003	112
Tabela 4.6	Valores das variáveis que intervêm no processo iterativo (Itt) para o cálculo do fluxo de calor sensível com a imagem do Terra/Modis para o dia 12/10/2004	114
Tabela 4.7	Variáveis instantâneas nos pixels quente e frio obtidas durante a passagem do Satélite Terra/Modis.	115

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
a_i, b_i	Coeficientes de calibração radiométrica do satélite Landsat-5 TM	$W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$
c_p	Calor específico do ar a pressão constante	$J kg^{-1} K^{-1}$
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol	-
DJ	Dia Juliano	-
E	Distância Terra-Sol no dia do estudo	UA
ET	Evapotranspiração	$mm dia^{-1}$
G	Fluxo de calor do solo	$W m^{-2}$
g	Aceleração da gravidade	$m s^{-2}$
H	Fluxo de calor sensível	$W m^{-2}$
h	Altura média da vegetação	m
K	Constante de von Karman	0,41
L	Comprimento de Monin-Obukhov	m
$L_{\lambda i}$	Radiância espectral para a banda λ	$W m^{-2} sr^{-1} \mu m$
ND	Número digital	-
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor	$s m^{-1}$
R_n	Saldo de radiação	$W m^{-2}$
$R_{s\downarrow}$	Radiação incidente de onda curta	$W m^{-2}$
$R_{L\downarrow}$	Radiação incidente de onda longa	$W m^{-2}$
$R_{L\uparrow}$	Radiação emitida de onda longa	$W m^{-2}$
S	Constante solar	$1367 W m^{-2}$
T_a	Temperatura do ar próximo à superfície	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}	Coeficiente de rugosidade	m
Z	Ângulo zenital	°
α	Albedo da superfície	-
α_p	Radiação solar refletida	-

α_{toa}	Albedo no topo da atmosfera	-
ϵ_o	Emissividade da superfície	-
ϵ_{NB}	Emissividade banda estreita	-
ϵ_a	Emissividade atmosférica	-
λ	Calor latente de vaporização	$J\ kg^{-1}$
λE	Fluxo de calor latente	$W\ m^{-2}$
ρ	Densidade do ar	$kg\ m^{-3}$
ρ_λ	Refletividade da banda λ	-
σ	Constante de Stefan-Boltzman	$5,67 \times 10^{-8}\ W\ m^{-2}\ K^{-4}$
ν	Número de onda correspondente a porção central do intervalo espectral da banda	cm^{-1}
Λ	Fração evaporativa	-
ω	Largura efetiva da banda	μm
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

O principal objetivo do presente trabalho foi avaliar os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração em região semi-árida usando o algoritmo SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land – (Bastiaanssen, 1995) e imagens orbitais dos satélites Landsat-5 TM e Terra/Modis. A área de estudo foi o Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, localizado às margens do rio São Francisco em Petrolina-PE, Brasil. Para consecução dos objetivos foram utilizadas imagens obtidas nos dias 24 de setembro de 2003 e 12 de outubro de 2004 para ambos os satélites, que cobre parte das áreas irrigadas do perímetro, o lago de Sobradinho, parte do rio São Francisco e áreas com vegetação nativa (caatinga). Foram determinados o albedo da superfície (α), índices de vegetação (NDVI, SAVI e LAI) e a temperatura da superfície (T_s) para cada pixel. A radiação incidente de onda curta foi estimada em função da constante solar, da transmissividade atmosférica, do ângulo zenital solar e do inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol. A radiação incidente de onda longa teve como base para a sua estimativa a temperatura do ar medida na estação meteorológica de superfície e a radiação emitida de onda longa estimada com base na temperatura da superfície. A partir dessas variáveis foi determinado-se o saldo de radiação (R_n) cujos valores médios estimados pelo Landsat-5 TM e Terra/Modis para o dia 24/09/2003 foram $677,8 \text{ W m}^{-2}$ e $615,8 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente e para as imagens do dia 12/10/2004, $667,0 \text{ W m}^{-2}$ e $579,0 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. O fluxo de calor no solo (G), estimado em função do R_n , T_s , α e do NDVI, apresentou para o dia 24/09/2003, o valor médio de $115,3 \text{ W m}^{-2}$ para a imagem Landsat-5 TM e $112,8 \text{ W m}^{-2}$ para o Terra/Modis; no entanto, para a data de 12/10/2004, os valores médios dessa mesma variável foram $113,6 \text{ W m}^{-2}$ e $118,0 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. O fluxo de calor sensível (H), estimado com a aplicação do processo iterativo, em função da velocidade do vento e da altura média da vegetação obtidos da estação meteorológica de superfície e também com base em dois pixels de referência (quente e frio) para se determinar a diferença de temperatura entre a superfície e o ar próximo a mesma, apresentou para o dia 24/09/2003 os valores médios de $302,3 \text{ W m}^{-2}$ e $385,5 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente, para os satélites Landsat-5 TM e Terra/Modis. Em 12/10/2004 os valores médios de H estimados pelos referidos satélites foram $314,4 \text{ W m}^{-2}$ e $399,1 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente, um pouco superiores aos de 2003. O fluxo de calor latente (λE), calculado como parte residual do balanço de energia à superfície, apresentou valores médios de $225,8 \text{ W m}^{-2}$ e $233,9 \text{ W m}^{-2}$ para a data de 24/09/2003 e de $255,3 \text{ W m}^{-2}$ e $260,4 \text{ W m}^{-2}$ para o dia 12/10/2004. Os valores médios de λE em 2004 foram também um pouco superiores aos de 2003, provavelmente em decorrência do início do período chuvoso na área de estudo que afetou o albedo, a temperatura da superfície e conseqüentemente o fluxo de calor do solo das áreas não irrigadas. A evapotranspiração (ET) apresentou valores médios de $2,1 \text{ mm dia}^{-1}$ e $1,8 \text{ mm dia}^{-1}$ para o dia 24/09/2003, valores esses determinados pelo Landsat-5 TM e Terra/Modis, respectivamente, com valores máximos de $4,2 \text{ mm dia}^{-1}$ e $4,5 \text{ mm dia}^{-1}$. Já para 12/10/2004 os valores médios da ET foram um pouco superiores aos de 2003; a ET média estimada em 2004 pelo Landsat foi de $2,5 \text{ mm dia}^{-1}$, com um valor máximo de $5,3 \text{ mm dia}^{-1}$; a ET média estimada pelo Terra/Modis para esse mesmo dia foi de $2,8 \text{ mm dia}^{-1}$, com um valor máximo de $4,9 \text{ mm dia}^{-1}$. O fluxo do saldo de radiação (R_n), o fluxo de calor sensível (H), o fluxo de calor do solo (G) e o fluxo de calor latente (λE), estimados pelo SEBAL sobrestimaram os valores medidos em campo; a ET média diária estimada pelo SEBAL foi $2,3 \text{ mm}$, com um valor médio máximo de $5,1 \text{ mm}$ e o valor médio medido em campo foi de $2,0 \text{ mm}$ com um máximo de $4,6 \text{ mm}$.

ABSTRACT

The main objective of this work was to evaluate the components of energy balance and the evapotranspiration in semiarid region using SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land - (Bastiaanssen, 1995) and satellite images from Landsat-5 TM and Terra/Modis. The area of the study was the irrigated perimeter Senator Nilo Coelho, located in the margins of São Francisco river in Petrolina-PE, Brazil. For attainment of the objectives, orbital images for the both satellites were used, obtained on 24/09/2003 and 12/10/2004, that cover part of the irrigated areas of the perimeter, the Sobradinho lake, a part of São Francisco river and areas with native vegetation. It was determined the surface albedo (α), vegetation indexes (NDVI, SAVI and LAI) and the surface temperature (T_s) for each pixel. The shortwave incident radiation was determined in function of the solar constant, atmospheric transmissivity, solar incidence angle and of the inverse squared relative earth-sun distance. The incident longwave radiation was estimated using air temperature measured in the meteorological station and the emitted longwave radiation was estimated in basis of surface temperature. From these variables was determined the net radiation flux (R_n), whose medium values estimated by Landsat-5 TM and Terra/Modis to the day 24/09/2003 was 677.8 W m^{-2} and 615.8 W m^{-2} , respectively, and to the day 12/10/2004 the medium values estimated was 667.0 W m^{-2} and 579.0 W m^{-2} , respectively. The soil heat flux (G) estimated in function of R_n , T_s , α and the NDVI, it presented for the day 24/09/2003 the medium value of 118.3 W m^{-2} for Landsat-5 TM's image and the value 112.8 W m^{-2} for the Terra/Modis; however, to the day 12/10/2004, the medium values for the same variables was 113.6 W m^{-2} and 118.0 W m^{-2} , respectively. The sensible heat flux (H), was estimated using an iterative process in function of the wind speed, the vegetation height of the meteorologic station and were utilized two anchor pixels (hot and cold) to determine the difference between the surface temperature and air temperature. The average values for H on 24/09/2003 were 302.3 W m^{-2} and 385.5 W m^{-2} , to the satellites Landsat-5 TM and Terra/Modis, respectively. The average values for H on 12/10/2004 were 314.4 W m^{-2} and 399.1 W m^{-2} , respectively, above to the values of 2003. The latent heat flux (λE), was compute as a residual of surface energy balance. The average values of λE on 24/09/2003 were 225.8 W m^{-2} and 233.9 W m^{-2} , respectively, and 255.3 W m^{-2} and 260.4 W m^{-2} on 12/10/2004. The medium values of λE in 2004 they were also a little superiors to the of 2003, probably due to the beginning of the rainy period in the study area that affected the albedo, the surface temperature and consequently the soil heat flux in no irrigated areas. The evapotranspiration (ET), presented medium values of 2.1 mm day^{-1} and 1.8 mm day^{-1} for the 24/09/2003, values those determined by Landsat-5 TM and Terra/Modis, respectively, with maximum values of 4.2 mm day^{-1} and 4.5 mm day^{-1} . Already for the date of 12/10/2004 the medium values of ET were a little superiors to the 2003; the medium estimated ET in 2004 for Landsat was 2.5 mm day^{-1} , with a maximum value of 5.3 mm day^{-1} . The medium estimated ET value by the Terra/Modis for the same day was 2.8 mm day^{-1} , with a maximum value of 4.9 mm day^{-1} . The net radiation flux (R_n), the sensible heat flux (H), the soil heat flux (G) and the latent heat flux (λE), estimated by SEBAL they overestimated the measured values in field; the average daily ET estimated by SEBAL was 2.3 mm , with a medium maximum value of 5.1 mm while the measured medium value in field was 2.0 mm and the medium maximum value of 4.6 mm .

1. INTRODUÇÃO

A agricultura irrigada no Nordeste brasileiro tem se expandido nos últimos anos, principalmente às margens do rio São Francisco (pólo Petrolina-PE e Juazeiro-BA, Tabuleiros Costeiros do estado de Sergipe, no baixo São Francisco), bem como, nas proximidades de grandes reservatórios de água, como é o caso do açude Armando Ribeiro Gonçalves no Vale do Açu, no Rio Grande do Norte. Novas áreas com potencialidade para a agricultura irrigada, vêm igualmente se expandindo em outros estados do Nordeste, a exemplo da microrregião de Souza, no estado da Paraíba que há muitos anos se constitui em área promissora para implantação de projetos de irrigação.

As várzeas de Souza, como são conhecidas, são terras de alta aptidão para agricultura irrigada constituídas de solos profundos, de topografia plana, sujeitas a alta insolação, baixa umidade atmosférica e vento de média a baixa velocidade. A construção de 57 km de canais, dos quais aproximadamente 30 km já foram concluídos, conduzirá água do complexo hídrico Coremas/Mãe D'água com aquela finalidade, o que tornará essa região um pólo produtor de frutas em nosso estado.

Fatores adicionais têm contribuído para expansão da agricultura irrigada no Nordeste: a condição climática da região que contribui favoravelmente para o cultivo irrigado de inúmeras espécies frutíferas, principalmente (manga, goiaba, coco, abacaxi, melão e algumas variedades de uva) e a demanda interna e externa por frutas tropicais. Entretanto, a disponibilidade de água devido ao uso diversificado (consumo humano e/ou animal, agricultura e em setores diversos) continua sendo um fator fundamental na tomada

de decisão, para implantação de novos projetos de irrigação. Desse modo, estudos relacionados ao uso e manejo racional do sistema solo-água-planta-atmosfera têm se intensificado nessas duas últimas décadas. Vários pesquisadores nessa área (Azevedo et al., 1993, 2003; Allen et al., 1998, 2001; Silva et al., 2000; Bastiaanssen, 2000 e Moura, 2001) têm realizado pesquisas direcionadas para a necessidade hídrica dos cultivos ou evapotranspiração (ET), um dos mais importantes componentes do balanço hídrico. Deste modo, a estimativa da ET com precisão e confiabilidade é essencial em estudos que envolvam programação da irrigação, planejamento e manejo de recursos hídricos para uso agrícola, industrial e urbano, valorização ambiental, perda de água em reservatórios e escoamento superficial, bem como, estudos meteorológicos e climatológicos em geral.

Existem numerosos artigos que descrevem como se determinam as necessidades de água dos cultivos, principalmente em regiões áridas e semi-áridas, onde a água é fator limitante para a produção agrícola. Esses estudos resultaram na formulação de diversas equações, métodos e modelos que estimam a ET e que por seus caracteres empírico e semi-empírico têm precisão variável (Doorenbos and Pruitt, 1977; Sharma, 1985; Moran et al., 1996; Allen et al., 1998). Alguns métodos subestimam e outros superestimam a ET, de modo que, calibrações, refinamentos na metodologia e validação dos métodos são etapas importantes na busca de melhorar a estimativa da evapotranspiração. Acrescente-se, ainda, que essas técnicas estão restritas a estimativas em escala local.

Outro ponto importante em estudos de estimativa da ET é a aplicação dos métodos micrometeorológicos baseados no balanço de energia à superfície evaporante. A evaporação da água requer relativamente grande quantidade de energia; por conseguinte, o processo de evapotranspiração é governado pela troca de energia na superfície da vegetação e, portanto, limitado pela quantidade de energia disponível.

Recentemente, estudos voltados para o emprego do sensoriamento remoto por satélite vêm se constituindo em importante ferramenta na obtenção de informações sobre o balanço de energia e de água, bem como, na detecção de variações e anomalias que ocorrem na superfície em função do tempo, ou mesmo no interior de comunidades vegetais. As imagens obtidas através de sensoriamento remoto passaram a representar uma das formas mais viáveis de monitoramento ambiental em escalas local e global, devido à rapidez, eficiência, periodicidade e visão sinótica que as caracterizam.

Nos últimos anos, a estimativa da evapotranspiração em perímetros irrigados (escala regional), com base em imagens de satélite e algoritmos, tem permitido a

conversão de medidas instantâneas em totais diários evapotranspirados (Kustas et al., 1990; Bastiaanssen et al., 1998; Bastiaanssen, 2000 e Granger, 2000). A maior vantagem da aplicação de imagens de satélite na estimativa da evapotranspiração em escala regional reside no fato de que a água transferida da superfície para a atmosfera pode ser obtida diretamente sem a necessidade de quantificar outros parâmetros hidrológicos complexos.

A temperatura e a refletância da superfície, por exemplo, determinadas remotamente por satélite nas faixas do visível e do infravermelho próximo do espectro, juntamente com dados meteorológicos coletados na área de interesse, permitem calcular três componentes do balanço de energia à superfície: saldo de radiação (R_n), fluxo de calor do solo (G) e fluxo de calor sensível (H), em diferentes escalas espacial e temporal. Assim, sob condições não-advectivas, é possível a obtenção do fluxo de calor latente (λE), como elemento residual do balanço de energia.

Nesse sentido, a aplicação do modelo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) uma nova metodologia proposta por Bastiaanssen et al. (1998) e que tem sido aplicada por diversos pesquisadores em áreas irrigadas, é a base do presente trabalho. O SEBAL constitui uma nova parametrização para o cálculo dos fluxos de energia à superfície com base em medidas espectrais de sensores à bordo de satélites nas bandas do visível, infravermelho próximo e infravermelho térmico e dados complementares medidos em estações meteorológicas de superfície.

O objetivo principal deste trabalho foi estimar os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração (ET) em escala regional, usando imagens dos satélites Landsat-5 TM e Terra/Modis, através do SEBAL.

Como objetivos específicos, podem-se destacar os seguintes: a) determinar o saldo de radiação R_n usando-se as parametrizações do SEBAL para o cálculo do albedo da superfície e da emissividade da superfície; b) determinar as densidades de fluxo de calor sensível H e fluxo de calor do solo G usando-se a metodologia SEBAL; c) calcular o fluxo de calor latente λE como componente residual da equação do balanço de energia; d) calcular a ET instantânea, isto é, na hora da passagem do satélite e integrá-la para o período de 24 horas; e) comparar os resultados dos componentes do balanço de energia determinados pelo satélite com aqueles medidos em campo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – O Sensoriamento Remoto na Agricultura Irrigada

Um interesse crescente sobre o uso de técnicas de sensoriamento remoto para o manejo da água, tem motivado estudos da possibilidade de seu uso em programação de irrigação de cultivos em grandes áreas.

A irrigação, prática importante no manejo dos recursos hídricos, demanda cerca de 70% da água doce disponível no planeta, responde por cerca de 30 a 40% da produtividade mundial de alimentos, em apenas 17% de toda área agricultável (Seckler et al., 1998). Deste modo, é importante se manejar melhor os recursos hídricos diante dos conflitos pelo uso da água nas suas mais diversas aplicações, principalmente para atender as demandas futuras por alimentos, num cenário de crescente escassez de suprimento hídrico.

A avaliação da eficiência do uso da água em irrigação passou por modificações importantes nos últimos 25 anos. Caminhou de uma avaliação de eficiência clássica para uma análise de indicadores que permitem uma melhor avaliação do desempenho dos sistemas e para uma estrutura mais qualificada de quantificação da água em escala regional (Molden, 1997; Burt et al., 1997).

A escala regional envolve oportunidades para reciclar a água de irrigação e recursos suplementares de água, para usos não agrícolas. A quantificação da água de irrigação é um conceito relativamente novo, quando se pretende avaliar o uso dos recursos hídricos no contexto da bacia hidrográfica, incluindo, assim, o uso benéfico da água por

setores não irrigados. Os dados necessários para o cálculo dos indicadores de desempenho da irrigação, incluem: medições de descarga, necessidade hídrica das culturas, chuva efetiva, evapotranspiração real, área irrigada, intensidade de plantio e produtividade das culturas, entre outros.

O sensoriamento remoto, com graus variados de precisão, tem gerado informações do uso da terra, estimativa de áreas irrigadas, tipos de cobertura vegetal, estimativa de biomassa, produção agrícola, exigência hídrica das culturas, salinidade e outras variáveis físico-ambientais. Dentro desse contexto, o sensoriamento remoto orbital tem trazido informações extremamente úteis aos legisladores, planejadores, formuladores de políticas públicas e a sociedade em geral (Bastiaanssen, 2000).

Pesquisadores em vários programas internacionais têm estudado o uso potencial de dados de sensoriamento remoto, com o objetivo de obter informações precisas em vários níveis de escala sobre as condições e processos de mudanças da superfície terrestre. Os resultados desses estudos têm demonstrado que avaliações quantitativas dos processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera, por exemplo, podem levar a um melhor entendimento das relações entre o crescimento vegetativo e um melhor manejo de água. Informações mais detalhadas sobre a superfície da terra podem agora ser obtidas dentro de uma ampla faixa de resolução espacial (5 – 5.000 m) e resolução temporal (0,5 – 24 dias). No entanto, mesmo que considerável progresso tenha sido alcançado nestes últimos 20 anos em pesquisas aplicadas, dados de sensoriamento remoto permanecem ainda sub-utilizados no manejo dos recursos hídricos (Bastiaanssen, 2000).

A tarefa de proporcionar informação confiável e precisa, a partir de pequenas áreas (pequenas fazendas, por exemplo), para uma bacia hidrográfica completa, abrangendo dezenas a centenas de milhares de hectares irrigados, está longe de ser trivial. Medidas de sensoriamento orbital podem, contudo, proporcionar informações regulares sobre as condições hidrológicas e agrícolas da superfície da terra para vastas áreas. A capacidade do sensoriamento remoto de identificar e monitorar o crescimento vegetativo e outros parâmetros biofísicos relacionados, tem experimentado um grande avanço nos últimos 20 anos, a despeito de vários casos ainda permanecerem sem solução. Compreensivas revisões sobre aplicações do sensoriamento remoto no manejo de água na agricultura e hidrologia são apresentadas por Choudhury et al. (1994), Vidal & Sagardoy (1995), Kustas & Norman (1996), Rango & Shalaby (1998), Bastiaanssen et al. (1998), Stewart et al. (1999) e Ray & Dadhwal (2001).

Os avanços nesta linha de pesquisa têm contribuído grandemente para um melhor entendimento do processo de evapotranspiração (ET), com algumas limitações técnicas, devido às resoluções, temporal e espacial dos satélites. As imagens, ou têm alta resolução espacial, restrita a uma baixa resolução temporal (menor intervalo de passagem do satélite) ou alta resolução temporal (ciclo de passagem freqüente), associada a uma baixa resolução espacial. A solução seria combinar alta resolução espacial, com alta resolução temporal das imagens. A combinação de ambas qualidades seria preferível, e deste modo, técnicas para unir imagens de satélite de diferentes resoluções espaciais devem ser desenvolvidas.

Welch & Ehlers (1987), por exemplo, usaram uma transformação IHS (Intensity-Hue-Saturation), para unir imagens pancromáticas do SPOT com imagens multiespectrais do Landsat, e deste modo melhorar as informações sobre as condições da superfície estudada.

Um fator importante para a agricultura irrigada é o monitoramento em tempo real das variáveis agrometeorológicas que intervêm no fenômeno da evapotranspiração por exemplo, bem como, a necessidade de estimativa da ET diária. Isto implicaria no processamento diário de imagens, o que não é comum, uma vez que os procedimentos de cálculo são bastante intensivos, os dados do satélite seriam obtidos em dias de céu claro e os custos operacionais constituem uma outra limitação. Portanto, uma quantidade limitada de imagens, processadas com informações sobre evapotranspiração diária, estão disponíveis em estudos suplementares (Chemin & Alexandridis, 2001).

Neste contexto, a evapotranspiração torna-se um elemento da mais alta importância, pois sendo um dos principais componentes do ciclo hidrológico a sua estimativa com maior confiabilidade, possibilitará um melhor entendimento sobre o balanço de água, e conseqüentemente um melhor planejamento da irrigação, principalmente em áreas com limitados recursos hídricos.

Ray & Dadhwal (2001), estimaram a evapotranspiração estacional de culturas, usando dados de sensoriamento remoto (SR) e sistemas de informação geográfica (GIS), em Mahi Right Bank Canal (MRBC), área de Gujarat, Índia. Usaram coeficientes de cultivo (K_c) derivados do índice de vegetação ajustado às condições do solo (SAVI) e a evapotranspiração do cultivo de referência (E_{To}) obtida de um mapa gerado a partir de observações meteorológicas locais. Os mapas de K_c e E_{To} foram combinados para produzir o mapa da evapotranspiração estacional das culturas estudadas. Esse estudo

mostrou que a ET_c estacional para o fumo, por exemplo, em boas condições de cultivo, foi de 600 mm, enquanto para outras culturas como o trigo que sofreu alguma restrição, foi de 150 mm.

Chemin & Alexandridis (2001) usaram imagens do NOAA-AVHRR, obtidas em várias datas, no distrito de irrigação de Zhanghe, China, juntamente com dados meteorológicos diários da evapotranspiração de referência, a fim de simular a evapotranspiração diária. A informação obtida a partir de pixels de 1,1 km, foi combinada a uma imagem do Landsat 7 ETM+ obtida em um momento estratégico da estação de cultivo. Os resultados proporcionaram uma melhor estimativa localizada do consumo de água, especialmente na cultura do arroz, que é um dos principais produtos da região.

Thiruvengadachari & Sakthivadivel (1997) através de dados coletados por satélite e de dados de superfície, avaliaram em perímetro irrigado o cultivo de arroz no início (1987) e na fase final (1993) de sua implantação, e quantificaram a produtividade em função da quantidade de água utilizada. Observaram que houve um aumento de produtividade de $0,36 \text{ kg m}^{-3}$ (início do projeto), para $0,57 \text{ kg m}^{-3}$ (final do projeto). Para os autores, esse aumento (64%) na produtividade do cultivo, deve-se fundamentalmente ao monitoramento da umidade do solo e da maior precisão das variáveis biofísicas obtidas com dados de sensoriamento remoto.

Outros estudos que envolvem modelos e avaliam dados de sensoriamento remoto aplicado ao manejo de água na agricultura irrigada podem ser encontrados em Moran (1991), Choudhury et al. (1994), Vidal and Sagardoy (1995), Menenti et al. (1995), Kustas & Norman (1996), Bastiaanssen et al. (1997), Bastiaanssen et al. (1998), Bastiaanssen & Bos (1999), Bastiaanssen (2000), Bastiaanssen et al. (2001) e Boegh et al. (2002).

Bastiaanssen et al. (1999a) e Sakthivadivel et al. (1999a) usaram dados de sensoriamento remoto para analisar o desempenho de culturas irrigadas em um perímetro irrigado na região de Haryana (Índia), no qual relacionaram estimativas de evapotranspiração e produção agrícola. Os autores demonstraram que a combinação de dados de campo e dados remotos favoreceu o entendimento das análises biofísicas da cultura, como também possibilitou uma melhor visualização da variação espacial da produtividade em termos de área (kg ha^{-1}) e de água (kg m^{-3}). Ademais, ofereceu maior consistência nas análises de avaliação de sustentabilidade, ou melhor, permitiu quantificar

mais detalhadamente os impactos do manejo na mudança da irrigação, e se a intervenção é sustentável.

2.2 – Características Físicas do Sensoriamento Remoto - SR

“Sensoriamento remoto é a ciência e a arte de obter informação acerca de um objeto, área ou fenômeno, através da análise de dados adquiridos por um dispositivo que não está em contato com o objeto, área ou fenômeno sob investigação”.

Essa definição, apresentada por Lillesand & Kiefer (2000), basta para que se tome consciência de que, no simples ato de ler este texto, por exemplo, utiliza-se o sensoriamento remoto (SR). Nesse caso, os olhos atuam como sistemas sensores capazes de responder à luz refletida por esta página.

Os “*dados*” adquiridos pelos olhos são, na verdade, impulsos correspondentes à quantidade de luz refletida das partes claras e escuras contidas no texto. Esses dados são analisados pelo cérebro do leitor, tornando-o capaz de entender as áreas escuras como uma coleção de letras que formam palavras que, por sua vez, formam frases. Ao final do processo, a leitura dessas frases possibilitará a interpretação da informação nelas contida.

De certa forma, o SR pode ser entendido como um processo de leitura. Por meio de vários sensores, *dados* são coletados remotamente, para que sejam analisados no intuito de gerar *informações* acerca de objetos, áreas, ou fenômenos sob investigação.

O sensoriamento remoto, portanto, permite medir as propriedades de um objeto, sem entrar diretamente em contato com ele. Os objetos de interesse na superfície são: vegetação natural, culturas agrícolas, solos, formações rochosas, corpos de água, entre outros. Esses objetos são em seu conjunto genericamente denominados de *alvos*. Essas informações de interesse são obtidas, basicamente, através do estudo da interação da radiação eletromagnética (REM) emitida por fontes naturais (Sol) ou artificiais (Radar), com esses alvos. Existem várias formas de se caracterizar sistemas de SR que podem ser discriminados quanto ao nível de aquisição (terrestre, aéreo e orbital) ou quanto ao processo de detecção, fotográfica ou eletrônica, por exemplo (Lillesand & Kiefer, 2000). A mais usual delas é dividindo-as em função do domínio espectral, ou seja, a porção do espectro eletromagnético que é explorada (visível, infravermelho próximo, infravermelho médio, infravermelho distante ou termal, e microondas). Alguns sistemas, por operarem em muitas faixas espectrais, recebem a denominação *multiespectral*, ou *hiperespectral*, em função do número de canais adotados.

Quando a REM incide sobre qualquer superfície, pode interagir com esta por três processos: reflexão, absorção pela superfície e transmissão. Tais interações podem ocorrer simultaneamente. Aplicando-se o princípio da conservação de energia, pode-se estabelecer a relação entre essas três interações como sendo:

$$Q_i = Q_r(\lambda) + Q_a(\lambda) + Q_t(\lambda) \quad (2.1)$$

onde Q_i representa a energia total incidente, Q_r a energia refletida, Q_a a energia absorvida e Q_t a energia transmitida, todos os componentes função do comprimento de onda (λ).

No que concerne a essa relação, dois pontos devem ser observados. Em primeiro lugar, as proporções de energia refletida, absorvida e transmitida irão variar para diferentes objetos, dependendo do tipo e das condições do material de que são compostos. São essas variações que permitem distinguir diferentes feições numa imagem. Em segundo lugar, a dependência com relação ao comprimento de onda significa que, para um mesmo tipo de material, as proporções de energia refletida, absorvida e transmitida irão variar para diferentes comprimentos de onda. Assim sendo, dois materiais diferentes podem ser indistinguíveis numa determinada faixa espectral e serem completamente diferentes noutra faixa. No espectro visível, tais variações espectrais resultam no efeito visual chamado *cor* (Erbert, 2001). Por exemplo, são chamados de azuis os objetos que possuem alta reflexão na porção azul do espectro. O mesmo ocorre com o verde e assim sucessivamente. Portanto, o olho humano utiliza variações espectrais, na magnitude da energia refletida, para discriminar os vários objetos. Como muitos sistemas de SR operam em faixas do espectro nas quais predomina a energia refletida, as propriedades de refletância de feições na superfície terrestre são muito importantes.

A principal função de um sensor remoto consiste em captar e medir a quantidade de energia refletida e/ou emitida pelos *alvos*, e desta forma obter informações sobre a natureza e/ou condições desses alvos (culturas agrícolas, florestas, rochas, solos, corpos d'água, etc). Da radiação eletromagnética que é refletida pela superfície da Terra, apenas uma porção do espectro eletromagnético é *captada* pelos sensores. A palavra **espectro** (do latim “*spectrum*”, que significa fantasma ou aparição) foi usada por Isaac Newton, no século XVII, para descrever a faixa de cores que apareceu, quando numa experiência, a luz do Sol atravessou um prisma de vidro em sua trajetória.

Atualmente chama-se *espectro eletromagnético* a faixa de frequências e respectivos comprimentos de onda que caracterizam os diversos tipos de ondas

eletromagnéticas (Figura 2.1). Com a tecnologia atualmente disponível, pode-se gerar ou detectar a radiação eletromagnética numa extensa faixa de frequências, que se estende de 1 a 1024 Hz, por exemplo, ou comprimentos de onda na faixa de 108 a 0,01 Å.

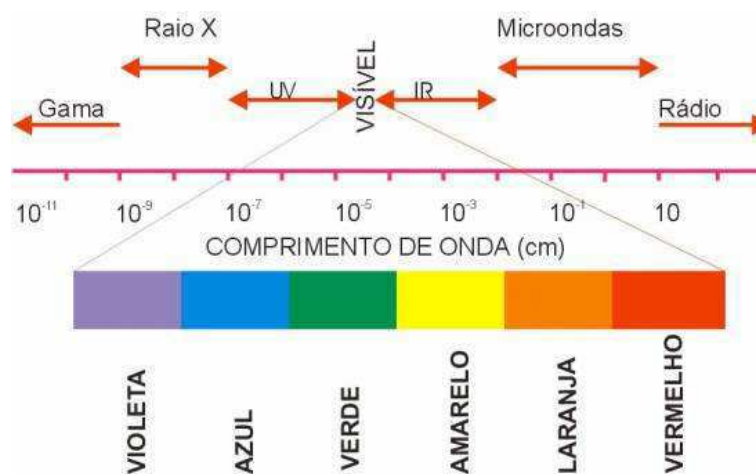


Figura 2.1 - Espectro eletromagnético com destaque para o espectro visível

Em sensoriamento remoto é costume definir faixas ou porções do espectro eletromagnético, compreendendo o conjunto de frequências (ou comprimento de ondas) nos quais cada sensor individual opera. Essas faixas são denominadas de *bandas espectrais*.

Para que se possa extrair informações a partir de dados de sensoriamento remoto é de fundamental importância conhecer o comportamento espectral dos alvos da superfície terrestre e os fatores que interferem neste comportamento (Novo, 1992). Segundo Rosa (1990), o comportamento espectral de um alvo pode ser definido como sendo a medida da refletância desse alvo ao longo do espectro eletromagnético. As características espectrais da vegetação, do solo e da água são de grande interesse para o estudo do comportamento espectral dos alvos e constituem elementos fundamentais e essenciais para a interpretação de dados de sensoriamento remoto (Queiroz, 1996).

2.3 – Características dos Satélites Landsat 5-TM e Terra/Modis

2.3.1 – O Programa LANDSAT não Tripulado

O primeiro satélite para uso em sensoriamento remoto dos recursos terrestre foi o Earth Resources Technology Satellite 1 (ERTS-1), lançado no ano de 1972 pelos norte-americanos. O ERTS-1 foi construído a partir de uma modificação do satélite

meteorológico NIMBUS e carregava a bordo dois tipos de sensores: um sistema de varredura multiespectral, o MSS (Multiespectral Scanner Subsystem) e um sistema de varredura constituído por três câmaras de televisão RBV (Return Beam Vidicon).

Após o lançamento do ERTS-1, o programa foi rebatizado de Landsat e 6 outros satélites foram colocados em órbita da Terra. O sensor (MSS) dos satélites Landsat 1 a 3 registraram, até 1983, mais de 1,3 milhão de imagens. Cada imagem cobre uma área de 185 km por 185 km, em 3 ou 4 bandas diferentes. No Landsat 3 foi instalado mais um canal na faixa do infravermelho termal (TIR), que possuía uma resolução espacial de 240 m no nadir. A configuração de órbita dos satélites Landsat 1, 2 e 3, foi estabelecida de tal modo que, a cada 18 dias eles passassem sobre uma mesma região da superfície terrestre. O ângulo de inclinação da órbita do satélite em relação ao plano do equador ($99,1^\circ$) fazia com que ele descrevesse uma órbita quase polar em torno da Terra, garantindo o imageamento entre as latitudes de 81° N e S. Essa inclinação também garantia que a órbita fosse heliossíncrona, isto é, o satélite cruzava o equador em órbita descendente, no mesmo horário local, durante todo o ano. Para que isto ocorresse, o plano de órbita deslocava-se em torno da Terra à mesma velocidade do deslocamento da Terra em relação ao Sol. A altitude da órbita era de 917 km e sua duração de 103 min. O horário médio de passagem dos satélites da série Landsat 1 a 3 pelo equador era às 9:30 h, variando conforme a longitude.

O Landsat 4 foi lançado em julho de 1982 e faz parte da segunda geração dos sistemas passivos de alta resolução. Em fevereiro de 1983 o canal de transferência dos dados deixou de ser usado. Por isso, o satélite foi substituído pelo Landsat 5, que foi lançado em 1º de março de 1984 e continua em operação até hoje. Em setembro 1994, a NASA lançou o Landsat 6, mas o satélite caiu e nunca entrou em fase operacional. O Landsat 7 foi lançado em 1999. Os Landsat 4 e 5 são dotados com dois sistemas de "scanners": o antigo MSS, para fazer comparações das imagens dos Landsat 1 a 3, e um "scanner" mais desenvolvido, o Thematic Mapper (TM).

Em comparação com o MSS, o TM é caracteriza-se por uma resolução espacial de 30 m, e de 120 m no canal termal (no MSS era 80 m e 240 m, respectivamente) e um intervalo menor entre seus canais. O Landsat 5 tem uma órbita quase polar e heliossíncrona, numa altitude média de 705,3 km e uma inclinação de $98,2^\circ$. Para percorrer uma órbita, o satélite gasta 99 minutos, o que significa dizer que faz, em um dia, 14,5 órbitas. Em 16 dias, o Landsat 5 cobre toda a Terra. A passagem pelo equador ocorre às

9:45 h (hora local). Suas imagens apresentam uma resolução radiométrica de 8 bits ($2^8 = 256$ níveis de cinza).

Em 1999 foi lançado o Landsat 7, um satélite que não só substituiu o Landsat 5 já no final da sua vida útil, mas que trouxe uma série de benefícios adicionais com a substituição do scanner TM pelo ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus). Algumas características importantes do Landsat 7 ETM+:

- Gravação da banda 6 (infravermelho termal) em duas bandas, com alto ganho e baixo ganho (resolução espacial 60 m);
- Nova banda pancromática com 15 metros de resolução espacial, [0,52 – 0,90 μm], sincronizada às bandas multiespectrais;
- Maior precisão radiométrica absoluta;
- Geometria de imageamento melhorada significativamente, permitindo um georreferenciamento aproximado apenas com os dados de efeméride, com precisão de ~ 100 a 200 metros.

As demais características como cobertura total e orbitais são quase idênticas às do Landsat 5 (inclusive as faixas de comprimento de onda nos canais multi-espectrais), permitindo a fácil integração de dados Landsat 7 com dados dos satélites anteriores.

O Quadro 2.1 ilustra as características espectrais e aplicações, associadas ao satélite Landsat 5 TM.

Quadro 2.1 - Principais aplicações de cada uma das bandas espectrais do Landsat 5-TM

Canais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Localização Espectral	<i>Principais Aplicações</i>
1	0,45-0,52 μm	30 m	Azul	Para penetração de corpos d'água; útil para mapeamento de água costeira; utilizada para discriminação entre solo e vegetação; mapeamento de tipos florestais e identificação de tipos de culturas.
2	0,52-0,60 μm	30 m	Verde	Para a medição dos picos de refletância verde da vegetação. Para a discriminação de vegetação e a avaliação do vigor; útil para a identificação de características de culturas
3	0,63-0,69 μm	30 m	Vermelho	Para imageamento na região de absorção da clorofila, auxiliando na diferenciação de espécies
4	0,76-0,90 μm	30 m	Infravermelho próximo	Determina tipos de vegetação, vigor e volume de biomassa; para delimitação de corpos d'água e para a determinação de umidade do solo
5	1,55-1,75 μm	30 m	Infravermelho médio	Teor de umidade da vegetação e umidade do solo
6	10,4-12,5 μm	120m	Infravermelho Termal	Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais de rochas, solo, vegetação e água.
7	2,08-2,35 μm	30m	Infravermelho médio	Discrimina minerais e tipos de rochas. Também identifica o teor de umidade.

As mudanças contínuas que ocorrem na superfície da Terra, em resposta à evolução natural e às atividades humanas, torna o sensoriamento remoto uma poderosa ferramenta no monitoramento dessas mudanças.

Jackson (1985) já havia proposto que, ao nível de escala local, os componentes do balanço de energia (radiação refletida e temperatura da superfície), por exemplo, poderiam ser avaliadas remotamente e combinadas com componentes meteorológicos (radiação solar e do céu, temperatura do ar, velocidade do vento e pressão de vapor), a fim de avaliar o balanço de energia sobre áreas agrícolas. Essa técnica foi aplicada com sucesso para obtenção de dados usando-se radiômetros instalados na superfície (Reginato et al., 1985), bem como, radiômetros instalados em aeronaves (Jackson et al., 1987). Os valores obtidos a partir do sensor baseado na aeronave foram comparados com os resultados obtidos com o método da razão de Bowen em campos de algodão, trigo e alfafa, durante 5 dias, num período de 1 ano. As estimativas da evaporação comparadas entre as duas metodologias, diferiram em pelo menos 12% em relação aos locais onde os equipamentos da razão de Bowen estavam instalados. Em outros locais, a técnica do sensor baseado em aeronave, detectou substancial diferença na evaporação, resultante da diferença na irrigação e densidade do cultivo. Esses experimentos mostraram a importância de avaliar a distribuição espacial da evaporação.

Moran et al. (1989), usando imagens do Landsat TM, combinadas com dados meteorológicos de superfície, produziram mapas da densidade de fluxo de calor latente (LE) e saldo de radiação (Rn). Para obtenção dos dados, instalaram o equipamento da razão de Bowen dentro das áreas vegetadas, para medir LE e Rn. Estimativas de LE e Rn foram também obtidas usando radiômetros a bordo de aeronave, situada a 150 m acima do nível do solo. As estimativas baseadas no sensor TM, diferiram do método da razão de Bowen e das estimativas baseadas na aeronave em menos 12%, sobre as áreas com os cultivos perfeitamente desenvolvidos de algodão, trigo e alfafa, onde LE e Rn, variaram de 400 a 700 W m⁻². Segundo os autores, os resultados indicaram que a técnica baseada no satélite produziu valores instantâneos de LE e Rn a partir de áreas com cobertura completa de cultivo, os quais se correlacionaram muito bem com os valores medidos pelo método da razão de Bowen e o método baseado em aeronave. A principal vantagem da técnica baseada no satélite é a capacidade de produzir mapas locais de LE e Rn.

Accioly et al. (2002), usando imagens do Landsat TM, analisaram as relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor na Floresta Nacional do Araripe (FLONA), um dos poucos fragmentos da vegetação que originalmente

dominaram a Chapada do Araripe-CE. Tanto a fração de vegetação verde quanto os índices de vegetação e as respostas de bandas individuais, apresentaram correlação positiva e significativa com as estimativas da altura média da parcela, da área basal à altura do peito e da área basal na base. Os valores de coeficientes de correlação variaram entre 0,33 e 0,60.

Nesse sentido, o sensoriamento remoto, dentre várias outras vantagens, possibilita integrar um conjunto de dados através de sistemas de informação geográfica (SIG), revelando informações que em geral não aparecem quando são preparadas na forma tabular (Boehg et al., 2002).

2.3.2 – O Sensor MODIS

O MODIS, “Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer”, (Espectrorradiômetro Imageador de Resolução Moderada), à bordo do satélite Terra, é um imageador espectrorradiométrico composto por um escaner óptico de varredura transversal e um conjunto de elementos detectores individuais que fornece imagens da superfície terrestre em 36 bandas espectrais.

Com sua capacidade de imageamento e resolução espacial de 1 a 2 dias, o MODIS tem uma importância vital no desenvolvimento e validação de modelos globais no sistema interativo da Terra, além de prever com bastante precisão essas mudanças em nível global, que irão dar suporte a tomada de decisões para o planejamento e monitoramento do meio ambiente. No Quadro 2.2 abaixo estão apresentadas algumas características do MODIS.

Quadro 2.2 - Características especiais do espectrorradiômetro MODIS

Características do Sensor Modis				
Principal Uso	Bandas	Intervalo entre Bandas¹	Radiância Espectral²	(SNR)³ requerido
Limites aerossóis/nuvem/terra	1	620 - 670	21,8	128
	2	841 - 876	24,7	201
Propriedades aerossóis/nuvem/terra	3	459 - 479	35,3	243
	4	545 - 565	29,0	228
	5	1230 - 1250	5,4	74
	6	1628 - 1652	7,3	275
	7	2105 - 2155	1,0	110
Bioquímica fitoplâncton/cor do oceano	8	405 - 420	44,9	880
	9	438 - 448	41,9	838
	10	483 - 493	32,1	802
	11	526 - 536	27,9	754
	12	546 - 556	21,0	750
	13	662 - 672	9,5	910
	14	673 - 683	8,7	1087
	15	743 - 753	10,2	586
Vapor d'água atmosférico	16	862 - 877	6,2	516
	17	890 - 920	10,0	167
	18	931 - 941	3,6	57
Temperatura superfície/nuvem	19	915 - 965	15,0	250
	20	3,660 - 3,840	0,45 (300 K)	0,05
	21	3,929 - 3,989	2,38 (335 K)	2,00
	22	3,929 - 3,989	0,67 (300 K)	0,07
Temperatura atmosférica	23	4,020 - 4,080	0,79 (300 K)	0,07
	24	4,433 - 4,498	0,17 (250 K)	0,25
Vapor d'água nuvens cirrus	25	4,482 - 4,549	0,59 (275 K)	0,25
	26	1,360 - 1,390	6,00	150 (SNR)
	27	6,535 - 6,895	1,16 (240 K)	0,25
Propriedade das nuvens	28	7,175 - 7,475	2,18 (250 K)	0,25
	29	8,400 - 8,700	9,58 (300 K)	0,05
Ozônio	30	9,580 - 9,880	3,69 (250 K)	0,25
Temperatura superfície/nuvem	31	10,780 - 11,280	9,55 (300 K)	0,05
	32	11,770 - 12,270	8,94 (300 K)	0,05
Altitude topo da nuvem	33	13,185 - 13,485	4,52 (260 K)	0,25
	34	13,485 - 13,785	3,76 (260 K)	0,25
	35	13,785 - 14,085	3,11 (240 K)	0,25
	36	14,085 - 14,385	2,08 (220 K)	0,35

¹Bandas 1 a 19 estão em nm; Bandas 20 a 36 estão em μm
²Valores da Radiância Espectral estão em $(\text{W m}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1})$
³SNR = Signal-to-noise ratio (Proporção sinal-ruído)
Órbita: polar, 705 km de altitude, inclinação de 98,2°
Resolução espacial: 1 a 2 dias

As sete primeiras bandas foram projetadas principalmente para o sensoriamento remoto da superfície da Terra, com resoluções espaciais de 250 m para as bandas 1 (vermelho, 620-670 nm) e 2 (infravermelho próximo, 841-876 nm), e de 500 m para as bandas de 3 a 7 (459-479, 545-565, 1230-1250, 1628-1652, 2105-2155 nm, respectivamente). De acordo com essas características, o MODIS tornou-se uma ferramenta indispensável para o entendimento dos processos e dinâmica global que

ocorrem na superfície dos continentes, nos oceanos e na baixa atmosfera. As bandas espectrais de 1 a 7 mencionadas acima, destinam-se especificamente para aplicações na superfície (Justice et al., 2002).

Uma outra importante aplicação do MODIS é na determinação do IAF (índice de área foliar), NDVI (índice de vegetação por diferença normalizada) e FPAR (fração da radiação fotossinteticamente ativa). Estudos têm mostrado em base física, que há uma relação não linear entre NDVI e LAI e uma relação próxima a linearidade entre NDVI e FPAR (Myneni et al., 1995; Knyazikhin et al., 1998). No Quadro 2.3 são apresentadas as relações entre algumas características do MODIS, do NOAA/AVHRR e do Landsat ETM+.

Quadro 2.3 - Comparação das resoluções espaciais e espectrais do MODIS com as do NOAA/AVHRR e ETM+

Faixa Espectral	NOAA/AVHRR (μm)	Landsat ETM+ (μm)	MODIS
Azul	-	0,450 – 0,515	0,459 – 0,479
Verde	0,550 – 0,680	0,525 – 0,605	0,545 – 0,565
Vermelho		0,630 – 0,690	
Infravermelho Próximo	0,725 – 1,10	0,775 – 0,900	0,841 – 0,876
Infravermelho Médio	-	-	1,230 – 1,250
Infravermelho Médio		1,550 – 1,750	1,628 – 1,652
Infravermelho Médio		2,090 – 2,350	2,105 – 2,155
Resolução Espacial		30, 15 m	250, 500, 1000m
Resolução Temporal	12 horas	16 dias	1 – 2 dias

Zhang et al. (2003), aplicando uma nova metodologia com base em função logística usando dados do MODIS, mostraram que os resultados preliminares sobre a dinâmica da vegetação (fenologia), no nordeste dos Estados Unidos, foi monitorada com sucesso durante o período de estudo (1 ano de dados).

2.3.3 – Comportamento Espectral dos Alvos

Para que seja possível a extração de informações a partir de dados de sensoriamento remoto, é de fundamental importância conhecer o comportamento espectral de alvos da superfície terrestre e de fatores que interferem neste comportamento (Novo, 1992). Como mencionado anteriormente, o MODIS tem o maior número de bandas espectrais de um imageador de resolução moderada para cobertura global da superfície.

Quanto maior o número de bandas, e conseqüentemente mais estreitas elas forem individualmente, mais informações se terá sobre a distribuição da energia refletida pelos alvos na superfície e melhor será a resolução espectral, isto é, a ***curva de resposta espectral*** de cada alvo. Segundo Rosa (1990), o comportamento espectral de um alvo pode ser definido como sendo a medida da refletância desse alvo ao longo do espectro eletromagnético. As características espectrais da vegetação, do solo e da água, são de grande interesse para o estudo do comportamento espectral dos alvos e constituem elementos fundamentais e essenciais para a interpretação de dados de sensoriamento remoto (Queiroz, 1996).

A Figura 2.2, ilustra, em termos percentuais, as curvas de refletância espectral típicas para as três feições básicas encontradas na superfície terrestre: vegetação verde sadia, solo exposto seco e água lacustre limpa. A configuração dessa curva denota as características espectrais do objeto, e exerce forte influência na escolha da região espectral na qual os dados de sensoriamento remoto deverão ser coletados, visando alguma aplicação em particular.

A curva de refletância espectral da água, por exemplo, é bastante simples, conforme se vê na referida figura. Na região do visível, conforme Lillesand e Kiefer (2000), a água reflete energia na faixa de comprimento de onda compreendida no intervalo de 0,4 -0,76 μm , com pico máximo de refletância em torno de 0,6 μm . Entretanto, águas contendo grande quantidade de sedimentos em suspensão provenientes da erosão do solo, por exemplo, normalmente possuem refletância no visível muito mais alta que “águas claras” menos turvas, situadas na mesma localização geográfica.

Da mesma forma, a refletância se modifica em função da quantidade de clorofila presente na água. O aumento da concentração de clorofila tende a reduzir a refletância da água no azul e a aumentá-la no verde. A principal característica eletromagnética da água, no entanto, é a alta absorção de energia no infravermelho próximo e médio. Por isso, é mais fácil localizar e delinear os corpos d'água nas imagens infravermelhas do que nas imagens do visível.

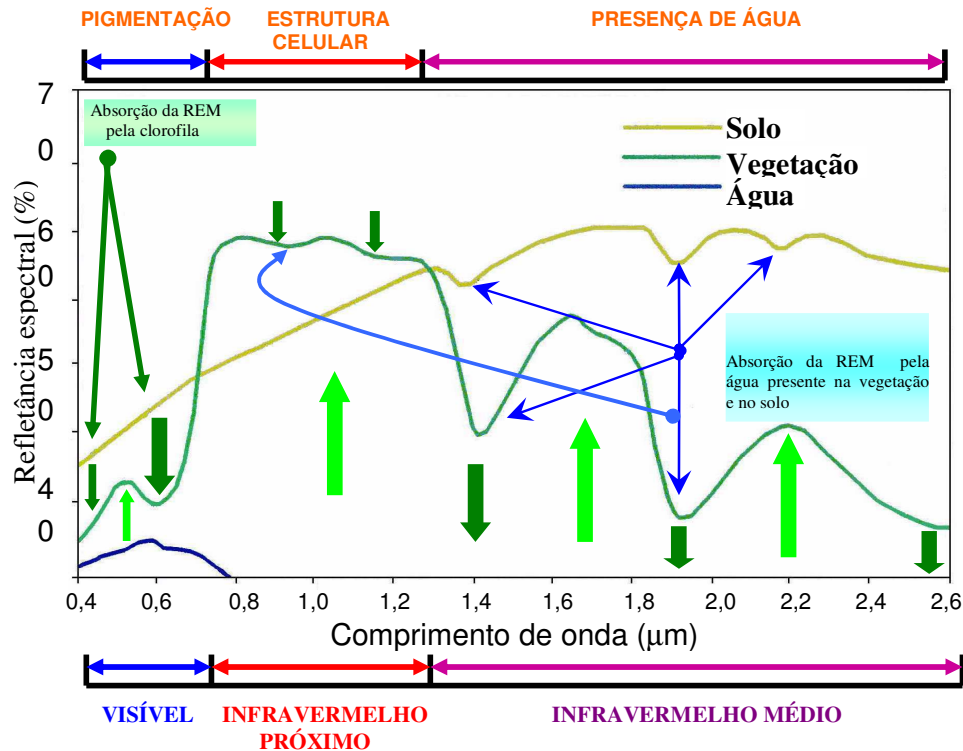


Figura 2.2 - Curvas características da refletância espectral da vegetação verde sadia, solo exposto seco e água limpa. Fonte: Lillesand & Kiefer (2000), adaptada.

Várias condições dos corpos d'água, entretanto, se manifestam no visível. As interações energia/matéria nessa faixa espectral são muito complexas e dependem de inúmeros fatores inter-relacionados. A refletância de um corpo d'água, por exemplo, pode se originar da interação da superfície do corpo d'água (reflexão especular) com material suspenso na água, ou com o fundo do corpo d'água. Mesmo em águas profundas, onde os efeitos do fundo são negligenciáveis, as propriedades de refletância de um corpo d'água não são, somente, função da própria água, mas também do material nela contido.

A água limpa absorve relativamente pouca energia abaixo de $0,6 \mu\text{m}$. A característica marcante desses comprimentos de onda está na alta transmitância, cujo máximo ocorre nos comprimentos concernentes ao azul e ao verde. A presença de matéria em suspensão na água determina a sua turbidez, e a variação desta altera drasticamente a transmitância e, conseqüentemente, a refletância.

Para a vegetação, a refletância espectral na Figura 2.2 caracteriza-se por picos situados entre o intervalo $0,4 \mu\text{m}$ e $0,6 \mu\text{m}$, intervalo esse contido na região do visível, e alta absorção das cores azul e vermelho. Os estudos envolvendo a refletância espectral de dosséis têm sido, na sua maioria, motivados pela necessidade de se relacionar

os níveis de cinza, que definem os padrões existentes em fotografias aéreas e imagens orbitais de diferentes regiões espectrais, às diferentes tipologias vegetais. Curvas de refletância espectral de vegetação verde sadia quase sempre manifestam a configuração de “vales” e “picos”, conforme ilustrado na Figura 2.2.

Os vales no visível decorrem dos pigmentos das folhas. A clorofila, por exemplo, absorve fortemente nos comprimentos de onda de 0,45 e 0,67 μm . Dessa forma, o olho humano percebe a vegetação sadia como sendo de cor verde, por causa da alta absorção de radiação azul e vermelha, aliada à forte reflexão da radiação verde pelas folhas.

No processo da fotossíntese, a vegetação aproveita de maneira diferenciada as radiações que compõem o espectro visível da luz branca (Lillesand & Kiefer, 2000). As radiações mais eficientes são aquelas que a vegetação consegue absorver melhor.

Se uma planta, por exemplo, é submetida a alguma forma de estresse, que interrompa seu crescimento e produtividade normal, isso poderá reduzir ou mesmo cessar a produção de clorofila. O resultado imediato será a redução na absorção das bandas azul e vermelho. Frequentemente, a refletância do vermelho cresce ao ponto de tornar a coloração da planta amarela (combinação de verde e vermelho).

À medida que se prossegue em direção ao infravermelho próximo, a partir de aproximadamente 0,7 μm , a refletância da vegetação sadia aumenta bastante. Na faixa entre 0,7 e 1,3 μm , uma folha reflete 40 a 50% da energia incidente sobre ela. A maior parte da energia remanescente é transmitida, uma vez que a absorção nessa faixa espectral é mínima (menos de 5 %).

A refletância das plantas na faixa entre 0,7 e 1,3 μm resulta basicamente da estrutura interna das folhas. Pelo fato dessa estrutura sofrer grandes variações de espécie para espécie, medições de refletância nessa faixa possibilita a discriminação entre diferentes espécies vegetais, mesmo que pareçam iguais no visível. Do mesmo modo, várias formas de estresse afetam as plantas nessa faixa espectral e sistemas sensores podem ser utilizados para a detecção desses fenômenos.

Após 1,3 μm , a energia incidente na vegetação é essencialmente absorvida ou refletida, com pouca ou nenhuma transmissão. Depressões na curva de refletância espectral ocorrem a 1,4, 1,9 e 2,7 μm , devido à forte absorção da água nesses comprimentos de onda que, por essa razão, são chamados de *bandas de absorção d'água*. Os picos de refletância ocorrem aproximadamente em 1,6 e 2,2 μm , entre as bandas de

absorção. Por toda essa faixa, que se estende após $1,3 \mu\text{m}$, a refletância das folhas está aproximadamente relacionada de forma inversa ao total de água nela contido.

Na mesma Figura 2.2, a curva do solo exposto e seco mostra um número consideravelmente menor de picos e vales de refletância. Significa dizer que os fatores que influenciam a refletância do solo atuam sobre um número menor de bandas espectrais específicas. Alguns desses fatores são: o conteúdo de umidade, a textura do solo (proporção de areia, silte e argila), rugosidade, presença de óxido de ferro e conteúdo de matéria orgânica.

Esses fatores são complexos, variáveis e inter-relacionados. A presença de umidade, por exemplo, diminui a refletância do solo. Da mesma forma que ocorre com a vegetação, esse efeito tem seu máximo nas bandas de absorção d'água de $1,4$; $1,9$ e $2,7 \mu\text{m}$ (solos argilosos também apresentam bandas de absorção de hidroxilas em $1,4$ e $2,2 \mu\text{m}$).

O conteúdo de umidade está fortemente relacionado à textura do solo: solos pobres e arenosos normalmente possuem boa drenagem, resultando em baixo conteúdo de umidade e refletância relativamente alta; solos de textura fina e de drenagem precária como os argilosos, com maior conteúdo de umidade, geralmente apresentam baixa refletância. Na ausência de água, entretanto, o solo apresenta uma tendência reversa: solos arenosos aparecem mais escuros que os argilosos. Assim sendo, as propriedades de refletância dos solos somente são consistentes sob certas condições particulares.

Nos intervalos de absorção da radiação eletromagnética, devido a presença de água, o solo também apresenta vales nas proximidades de $1,4$, $1,9$, $2,2$ e $2,7 \mu\text{m}$ na sua curva de refletância espectral.

Outros fatores que reduzem a refletância do solo são: a sua rugosidade, seu conteúdo de matéria orgânica e a presença de óxido de ferro (especialmente no visível).

Tendo sido apresentadas as características da refletância espectral da vegetação, do solo, e da água deve-se reconhecer que essas feições bastante gerais podem ser normalmente separadas espectralmente. O grau de separação entre os tipos, no entanto, depende basicamente de “onde se olha” espectralmente. A água e a vegetação, por exemplo, podem refletir de maneira bem parecida no visível, ainda que tais feições sejam quase sempre distintas no infravermelho próximo. Medições de respostas espectrais, feitas por sistemas sensores, de várias feições permitem, freqüentemente, a avaliação do tipo e/ou condição das feições consideradas. Por conta dessa possibilidade, essas respostas são freqüentemente denominadas *assinatura espectral*. As curvas de refletância espectral e as

curvas de emitância espectral (para comprimentos de onda superiores a $3 \mu\text{m}$) normalmente são referidas dessa forma.

2.3.4 – Aplicação do Sensoriamento Remoto na Estimativa da Produção de Biomassa

O estudo detalhado da interação da energia incidente com o dossel é feito com base na análise das alterações que ambos apresentam como consequência dessa interação. Tais estudos são fundamentais para que o sensoriamento remoto possa ser utilizado para o monitoramento da vegetação de forma quantitativa e qualitativa. As plantas verdes têm uma curva de refletância espectral única, como foi visto anteriormente na figura 2.2.

Conforme comentado, na porção visível do espectro as plantas absorvem fortemente a luz nas regiões do azul ($0,45 \mu\text{m}$) e vermelho ($0,67 \mu\text{m}$), e refletem fortemente na porção verde do espectro, devido à presença da clorofila. Nos casos em que a planta é submetida a algum tipo de estresse ou condição que impeça o seu crescimento, a produção de clorofila decrescerá, e conseqüentemente a produção de biomassa. Isto resultará, portanto, em uma menor absorção nas bandas azul e vermelho.

A reflexão diferencial das plantas nas faixas do visível e infravermelho do espectro, portanto, torna possível a detecção da fitomassa verde pelos satélites. A interação da radiação solar com a vegetação ocorre principalmente nas folhas, local onde se inicia o processo da fotossíntese. Para melhor entender as características de reflectância da REM incidente sobre uma folha é necessário o conhecimento de sua composição química, principalmente o tipo e quantidade de pigmentos fotossintetizantes e de sua morfologia interna (distribuição e quantidade de tecidos, espaços intercelulares etc.).

Uma folha típica é constituída de três tecidos básicos que são: epiderme, mesófilo fotossintético e tecido vascular. A folha é coberta por uma camada de células protetoras epidérmicas na qual muitas vezes desenvolve-se uma fina e relativamente impermeável superfície externa. Abaixo da epiderme, encontra-se o mesófilo fotossintético o qual, por sua vez, é freqüentemente subdividido numa camada, ou em camadas de células paliçádicas alongadas, arranjadas perpendicularmente à superfície da folha, que formam o parênquima. As células do parênquima são ocupadas por seiva e protoplasma.

Esparsos, através do mesófilo, estão os espaços intercelulares cheios de ar, os quais se abrem para fora através dos estômatos. Essa rede de passagem de ar constitui a

via de acesso do CO_2 até as células fotossintéticas e pela qual o O_2 produzido na fotossíntese retorna à atmosfera. Uma terceira característica estrutural da folha é o tecido vascular. A rede de tecidos do sistema vascular não serve apenas para suprir a folha com água e nutrientes do solo, mas também constitui a passagem de onde fluem os produtos da fotossíntese, produzidos na folha para as demais partes da planta.

A região do espectro eletromagnético entre 0,4 e 0,7 μm , corresponde à radiação fotossinteticamente ativa (PAR), utilizada pelas plantas nos processos fisiológicos de acúmulo de biomassa (Salisbury & Ross, 1992). A utilização dessa radiação é o que justifica a grande absorção apresentada por uma folha individual nesta faixa de comprimento de onda. O aumento da energia refletida em torno do 0,55 μm é ocasionado pela reflexão da energia pelas clorofilas, que são os pigmentos fotossintéticos mais abundantes na vegetação verde sadia. Entre 0,7 e 2,0 μm , há um predomínio dos processos de reflexão e transmissão da radiação incidente, em função das reflexões múltiplas da radiação que ocorrem no mesófilo, sendo que a partir de 1,0 μm , aproximadamente, os valores das diferentes frações da radiação são função da água presente no interior da vegetação. É associada à água a absorção da radiação nas bandas localizadas nos comprimentos de onda de 1,1, 1,4, 1,9, e 2,7 μm (Ray, 1994).

Na Figura 2.3 observa-se a refletância espectral de uma folha no infravermelho (IR), vermelho (R), verde (G) e azul (B).

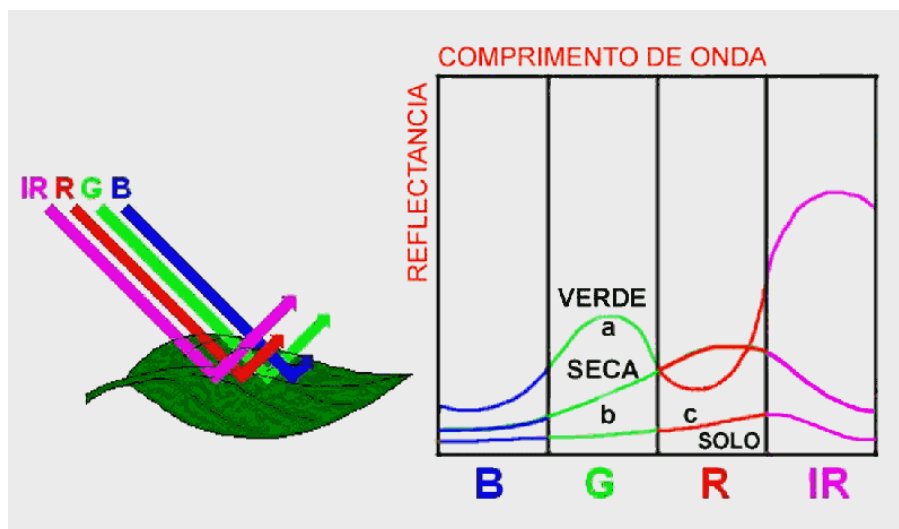


Figura 2.3 - Refletância espectral de uma folha

Analisando-se a resposta espectral da folha verde na Figura 2.3, pode-se explicar as razões para as variações encontradas na banda visível (B, G e R). A pequena refletância (maior absortância) é produzida por pigmentos da folha (clorofila, xantofila e

caroteno), enquanto que na banda infravermelha (IR) a maior refletância resulta da interação da radiação com a estrutura celular superficial da folha.

Duas características notáveis resultam dessa assinatura espectral: 1) a aparência verde da folha e por extensão da vegetação está relacionada com a sua maior refletância na banda (G) que é produzida pela clorofila; 2) a elevada refletância na banda infravermelha (IR) está relacionada com os aspectos fisiológicos da folha e varia com o seu conteúdo de água na estrutura celular superficial; por isso é um forte indicador de sua natureza, estágio de desenvolvimento, sanidade etc. Observa-se na curva **b** da mesma figura a assinatura espectral de uma folha seca. Vê-se ainda, a curva **c** que mostra a assinatura espectral de uma amostra de solo; no caso do exemplo, trata-se de um tipo de solo contendo ferro e pouca matéria orgânica.

A fitomassa para diferentes coberturas vegetais tem sido avaliada, normalmente de forma indireta, por meio de sensores remotos através da relação existente entre bandas individuais e/ou técnicas de realce (p. ex. índices de vegetação) com parâmetros biofísicos da vegetação (como o índice de área foliar - IAF) que, sob condições de campo, apresentam, também, boa relação com a fitomassa (Kazmierczak, 1992; Amaral et al., 1996; Jakubauskas & Price, 1997; Santos et al., 1998; Xavier et al., 1998; Linhares et al., 2000; Qi et al., 2000).

Um índice de vegetação importante na determinação da biomassa é o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), que permite a estimativa da cobertura superficial da vegetação verde e o seu monitoramento ao longo do tempo. Em relação à vegetação natural, ele pode indicar onde esta se encontra mais saudável e desenvolvida e onde a umidade do solo não está sendo suficiente para o desenvolvimento da mesma.

Em estudos comparativos de diversos índices de vegetação em escala global, Huete et al. (1997) encontraram que o NDVI saturava sob condições de vegetação densa, enquanto que sob condições de vegetação esparsa, típica de regiões semiáridas, esse índice foi mais sensível ao “background” que o SARVI, índice de vegetação resistente aos efeitos da atmosfera e ajustado para os efeitos do solo.

Jakubauskas & Price (1997) relacionaram o índice de área foliar (IAF) com o NDVI e o índice de vigor do dossel vegetativo (GVI). Obtiveram em florestas de Pinus um coeficiente de determinação R^2 de 0,62 quando compararam o IAF e o NDVI e um R^2 de 0,59 para biomassa em função do NDVI.

2.3.5 – O Sensoriamento Remoto e o Balanço de Energia à Superfície

Os processos de troca de calor e massa que ocorrem na superfície da terra são de fundamental importância para a redistribuição da umidade e calor no solo e atmosfera. Esses processos de troca no sistema solo-planta-atmosfera têm como principal força motriz a radiação solar.

Ao atingir a superfície da terra uma porção da radiação solar é refletida de volta para o espaço e o restante é absorvido pela própria superfície. Uma parte da energia absorvida é re-emitida como radiação termal, e o que resta desse balanço, conhecido como saldo de radiação, é usado para aquecer a superfície, o ar atmosférico e promover a evaporação da água. O equilíbrio termodinâmico entre os processos de transporte predominantemente turbulento na atmosfera e processos predominantemente laminar no solo, manifesta-se por si mesmo no balanço de energia, o qual para a superfície é expresso como:

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (2.2)$$

onde R_n é a densidade de fluxo do saldo de radiação, G a densidade de fluxo de calor do solo, H a densidade de fluxo de calor sensível e λE a densidade de fluxo de calor latente.

Na Equação 2.2 a energia requerida para a realização da fotossíntese, e o calor armazenado pela vegetação, são ignorados. Considera-se R_n positivo quando a radiação é dirigida para a superfície da Terra, enquanto G , H e λE são considerados positivos quando direcionados da superfície para a atmosfera.

Vários estudos têm sido realizados para se calcular o balanço de radiação e energia a superfície, usando métodos convencionais e sensoriamento remoto, principalmente em áreas irrigadas (Moran et al., 1994; Silva et al., 1995; Cunha et al., 1996; Teixeira et al., 1997; Daamen et al., 1999; Lopes, 1999; Bastiaanssen, 2000; Silva et al., 2000; Moura, 2001). Os métodos *razão de Bowen* e *correlações de turbilhões* pelo bom desempenho que apresentam e pelos reduzidos custos instrumentais, têm sido os mais usados na determinação do balanço de energia. No entanto, mesmo com o bom desempenho desses métodos, Reginato et al. (1985), Jackson et al. (1985) e Jackson et al. (1987), apresentaram os procedimentos para estimar os componentes do balanço de energia a partir do sensoriamento remoto e de instrumentos meteorológicos instalados no campo.

A partir da década de oitenta, inúmeros trabalhos foram realizados (Kustas et al., 1989; Menenti et al., 1989; Kustas et al., 1990; Olioso, 1995; Bastiaanssen, 2000), com dados espectrais de satélites para estimativa de fluxos de energia. Outras importantes variáveis como a temperatura da superfície e o albedo, por exemplo, são também determinadas a partir do uso de algoritmos (Bastiaanssen, 1995; Vázquez et al., 1997; Allen et al., 2000) desenvolvidos para aquela finalidade.

Moran et al. (1994) conduziram um experimento de campo na região sudeste do Arizona, durante o verão de 1990. Realizaram um balanço de energia e de água em duas áreas distintas: uma coberta com grama e a outra com arbustos. Avaliaram os resultados do balanço de energia nas duas áreas com medidas diretas e indiretas dos fluxos turbulentos (correlação de turbilhões, método da variância e razão de Bowen), usando uma aproximação aerodinâmica baseada em medidas remotas da refletância e temperatura da superfície, bem como, informações meteorológicas obtidas de estações convencionais. Estimativas da densidade de fluxo do saldo de radiação (R_n), derivadas de medidas da temperatura do ar, radiação solar incidente e temperatura da superfície e radiância, correlacionaram-se bem com valores medidos usando-se o saldo radiômetro (diferença média absoluta (DMA) $\approx 50 \text{ W m}^{-2}$, considerando o intervalo de 115 W m^{-2} a 670 W m^{-2}). A densidade de fluxo de calor do solo (G) foi estimada usando uma relação entre G/R_n e um índice de vegetação espectral calculado a partir da refletância da superfície no vermelho e infravermelho próximo. Os valores estimados de G , também se correlacionaram bem com medidas convencionais de G , obtidas com placas de fluxo de calor do solo (DMA $\approx 20 \text{ W m}^{-2}$, em um intervalo de -13 a 213 W m^{-2}).

O fluxo de calor do solo é uma variável importante para a estimativa de LE. Idso et al. (1975) encontraram que para um período de duas semanas, houve um aumento na relação R_n/G de 0,22 para 0,51, de um solo úmido para um solo seco. Shuttleworth & Wallace (1985) também estudaram a relação entre R_n/G em áreas com vegetação esparsa. Esses autores encontraram um fator de proporcionalidade entre esses fluxos, como também encontraram uma relação exponencial dos mesmos com o índice de área foliar (IAF)

2.3.6 – O Algoritmo SEBAL e o Balanço de Energia

O algoritmo SEBAL, desenvolvido na Holanda por Bastiaanssen (1995), é um modelo de processamento de imagem composto de 25 passos computacionais, que resolve o balanço de energia a superfície, pixel por pixel, sobre uma base de tempo instantâneo.

Em sua formulação, Bastiaanssen et al. (1998) afirmaram que o algoritmo SEBAL estima empiricamente a variação espacial dos parâmetros hidro-meteorológicos mais essenciais; necessita apenas de informações de campo sobre transmitância atmosférica de onda curta, temperatura da superfície e altura da vegetação entre outros; não envolve modelos de simulação numérica; calcula os fluxos independentemente a partir da cobertura da superfície podendo manejar imagens no infravermelho termal com resoluções entre uns poucos metros a poucos quilômetros.

Na validação do SEBAL, Bastiaanssen et al. (1998) usaram informações de sensoriamento remoto com dados disponíveis de campo a partir de experimentos em larga escala, em EFEDA (Espanha), HAPEX-Sahel (Nigéria) e HEIFE (China). Em 85% dos casos onde as taxas de fluxo à superfície em escala de campo foram comparadas com taxas de fluxo a superfície com base no SEBAL, as diferenças observadas foram atribuídas a imprecisão instrumental. Encontraram que sem nenhum procedimento de calibração, a raiz quadrada do erro médio em relação a fração evaporativa (fluxo de calor latente/saldo de radiação disponível), para uns poucos cem metros, variou de $\Lambda_{RMSE} = 0,10$ a 0,20. Realizando a agregação de mais alguns cem metros, para obtenção de uma escala maior de comprimento de uns poucos quilômetros, o erro total foi reduzido para 5%.

Apesar do algoritmo SEBAL ter nas suas formulações características empíricas, os resultados da validação desse algoritmo em experimentos de campo, têm mostrado que o erro relativo na determinação da fração evaporativa foi de 20%, 10% e 1% nas escalas de 1 km, 5 km e 100 km, respectivamente. Portanto, é de se esperar que o SEBAL apresente melhores resultados em escala regional, como também em áreas com superfície heterogênea (Bastiaanssen, 1995). No SEBAL, o erro em relação a uma medida precisa em uma escala de 1 hectare, varia de 10 a 20% e as incertezas diminuem a medida que essa escala aumenta. Para uma área de 1000 ha, o erro é reduzido a 5%; para regiões com 1 milhão de ha de terra cultivável o erro é tão pequeno que se torna insignificante (Lopes, 2003).

Allen et al. (2001) usaram o modelo SEBAL e imagens Landsat para determinar a evapotranspiração ao nível de bacia hidrográfica nos Estados Unidos. Os autores mostraram que a aplicação do SEBAL na bacia do Rio Urso em Idaho, Wyoming e Utah, produziu mapas de ET para a região, com resolução de 30 m. Os mapas foram integrados sobre a estação de crescimento, a fim de produzir um outro mapa da ET estacional para a bacia. Comparações entre, a ET estimada pelo SEBAL e a evapotranspiração medida diretamente em lisímetro, indicaram uma precisão relativamente boa e um promissor uso do algoritmo no planejamento da mencionada bacia, bem como, em relação ao manejo dos direitos de uso da água.

Como se viu anteriormente, outras variáveis que desempenham um papel importante em estudos do balanço de energia e de água, bem como, na evapotranspiração, também podem ser determinadas através do uso do sensoriamento remoto, como é o caso da resistência aerodinâmica e do cultivo, coeficiente de cultivo, temperatura da superfície, albedo, índices de vegetação (Prata, 1994; Huete et al., 1994; Chehbouni et al., 2001; Boegh et al., 2002; Rogan et al., 2002 e Kustas et al., 2003).

3 – MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Material

3.1.1 Localização da Área de Estudo

A área objeto deste estudo compreendeu uma parte do Projeto de Irrigação Senador Nilo Coelho, localizado à margem esquerda do Rio São Francisco, estendendo-se desde a Barragem de Sobradinho localizada no município de Casa Nova-BA, até o município de Petrolina-PE, bem como, uma parte do Projeto de Irrigação Mandacaru no município de Juazeiro-BA, totalizando aproximadamente 23.000 hectares. Na figura 3.1 visualiza-se a localização da área de interesse com relação ao Estado de Pernambuco e no recorte da Figura 3.2 vê-se com mais detalhes algumas características da área.

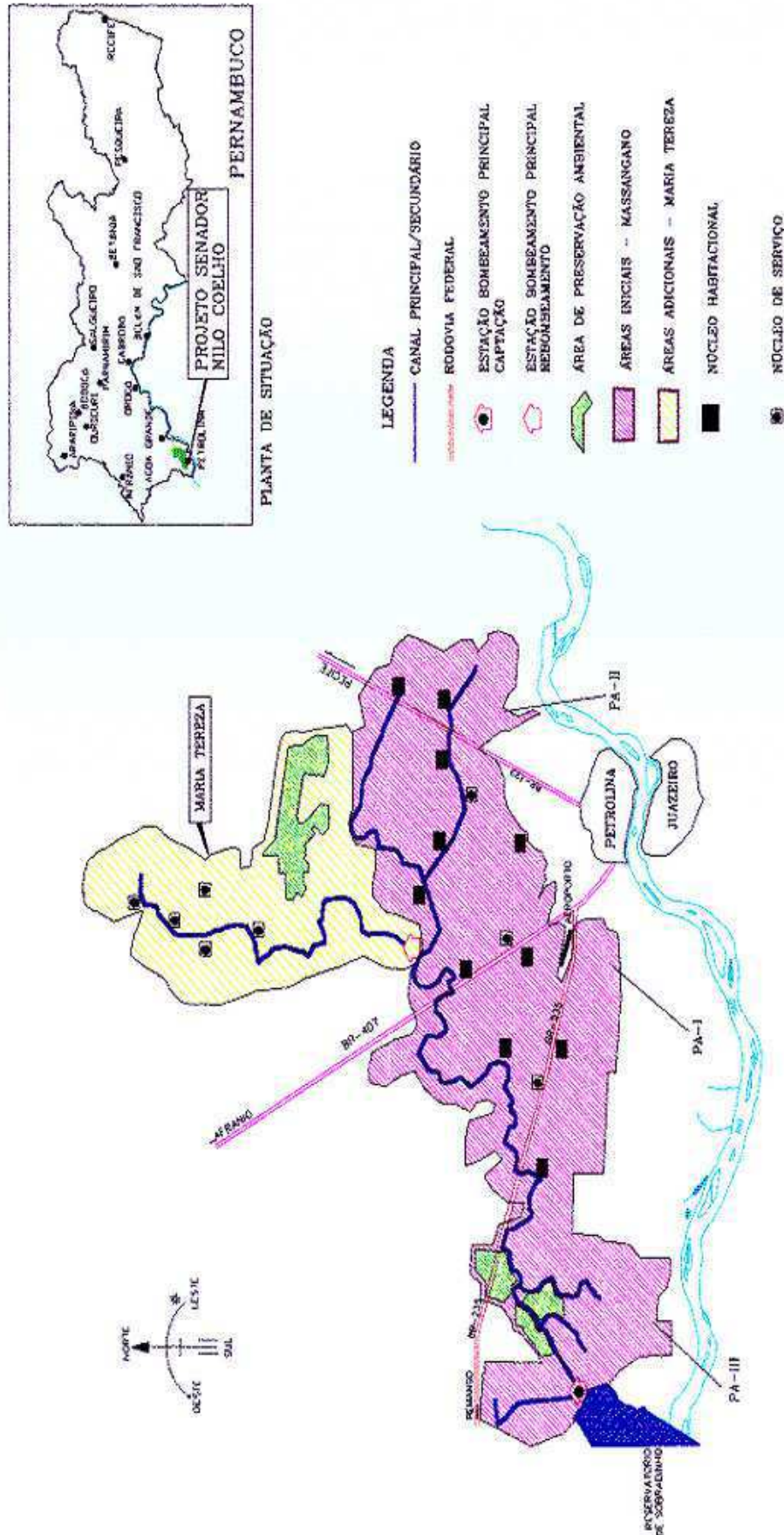


Figura 3.1 - Localização da área de estudo: Fonte: CODEVASF-2003



Figura 3.2 – Visão geral da área de estudo. Fonte: Google Earth, satélite Ikonos.
Resolução espacial de 4 m.

3.1.2- Dados Meteorológicos e Caracterização Climática da Área

Os dados meteorológicos usados na pesquisa foram obtidos da estação climatológica convencional no Campo Experimental de Bebedouro, pertencente à Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa-Semi-Árido), localizada no Perímetro Irrigado Bebedouro, localizado a cerca de 40 km da cidade de Petrolina-PE (09° 09' S; 40° 22' W; Altitude: 365 m), região do submédio do Rio São Francisco.

Para fins climatológicos pode-se generalizar as informações desse ponto como abrangente a toda área de estudo, uma vez que não há grandes variações topológicas, nem nos sistemas de precipitação que viessem a influenciar a climatologia da região. Foram obtidos dados da série histórica mais recente (1975 a 2004), totalizando 30 anos completos. As informações obtidas (valores médios mensais) foram analisadas visando fornecer características gerais da região. São apresentados, portanto, as informações referentes às médias da precipitação, temperatura e umidade relativa do ar.

Segundo a classificação climática de Köppen, a região apresenta clima tipo BSW^h, semi-árido, com estação chuvosa de verão-outono. Na Figura 3.3a visualiza-se a distribuição da precipitação nos anos de 2003 e 2004 que foram os anos estudados nesse trabalho. Observa-se que 2004 foi mais chuvoso que 2003, destacando-se os meses de janeiro e fevereiro de 2004 com totais 24% e 14,5% superiores aos respectivos meses do ano de 2003. Verifica-se, também na Figura 3.3b, que a distribuição da precipitação apresenta sazonalidade de dezembro a abril (período chuvoso), com precipitação média de 85 mm mês⁻¹. No referido período, concentram-se aproximadamente 80% da precipitação média anual. Os meses de junho a outubro são extremamente secos (precipitação média dos últimos 30 anos < 8 mm mês⁻¹), com uma média anual não superior a 570 mm.

Com relação à temperatura do ar (Figuras 3.4, 3.5a e 3.5b), observa-se também uma forte sazonalidade dessa variável, sendo que os meses mais quente e mais frio da série analisada são, respectivamente, novembro (34,1°C) e julho (18,6°C). A umidade relativa do ar para os meses de setembro a dezembro situa-se entre 48% e 54% e a evaporação do tanque “Classe A” alcança os 3000 mm ano⁻¹ (Reddy & Amorim, 1993). A evapotranspiração potencial mínima ocorre entre os meses de maio a julho (80 mm mês⁻¹) e a máxima entre os meses de setembro a outubro (150 mm mês⁻¹).

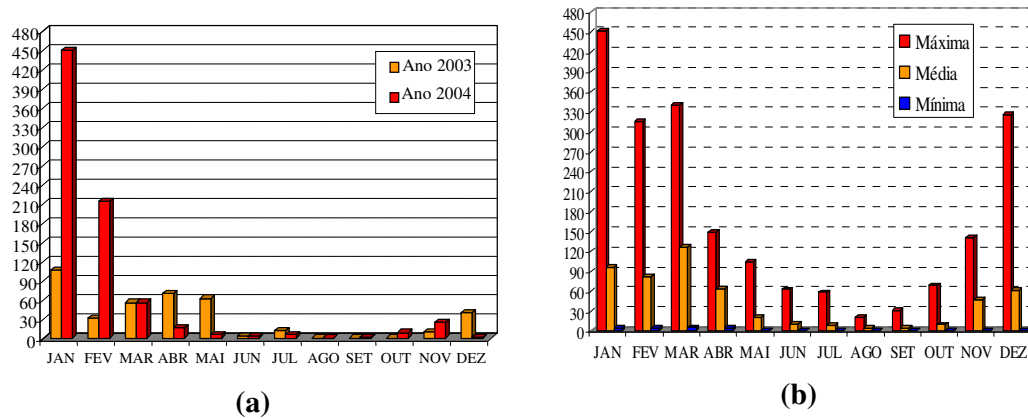


Figura 3.3 –Precipitação média anual (anos de 2003 e 2004) (a) e precipitação máxima, média e mínima (b) em Petrolina-PE (1975-2004). Fonte: Estação Agrometeorológica de Bebedouro - Embrapa Semi-Árido.

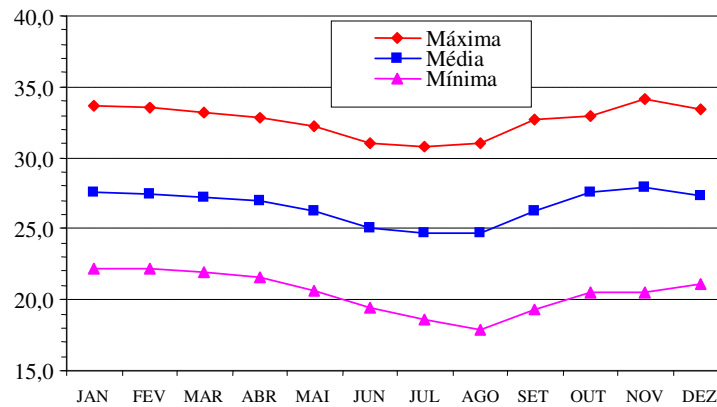


Figura 3.4– Temperatura máxima, média e mínima em Petrolina-PE, (série 1975-2004). Fonte: Estação Agrometeorológica de Bebedouro - Embrapa Semi-Árido.

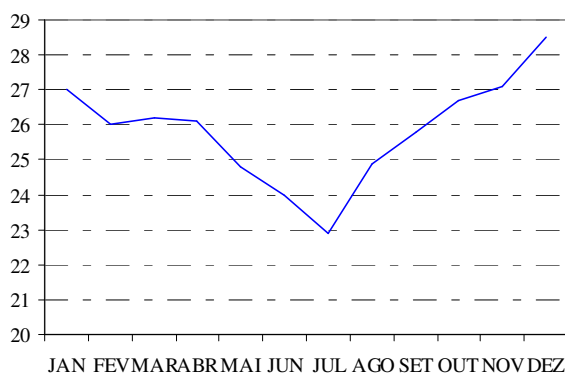


Figura 3.5a Temperatura média do ar em Petrolina-PE. Ano de 2003.

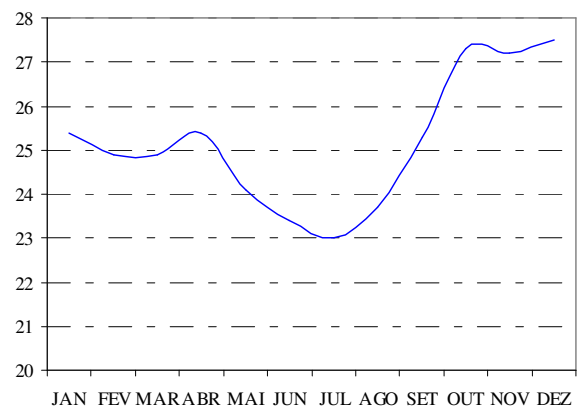


Figura 3.5b Temperatura média do ar em Petrolina-PE. Ano de 2004.

Os solos da área são do tipo Podzólico Amarelo Eutrófico latossólico com fragipã, textura média, fase caatinga hiperxerófila, relevo plano, moderadamente drenado, com lençol freático a 1,80 m de profundidade. São, portanto, solos com alta capacidade de infiltração e baixa capacidade de retenção de água (Quaglia et al., 1989).

3.1.3 - Imagens de Satélite

Utilizou-se quatro imagens de satélite, sendo duas delas do Mapeador Temático do Landsat-5, obtidas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), de Cachoeira Paulista-SP, contendo sete bandas espectrais, e duas do satélite Terra/Modis, com 36 bandas espectrais obtidas junto à NASA/EUA. As características de cada banda do Landsat-5 TM e do Terra/Modis, estão apresentadas nos Quadros 2.1 e 2.2. As imagens do satélite Landsat-5 TM são aquelas da passagem do satélite sobre a área de estudo, em órbita descendente, às 9 horas e 30 minutos (tempo legal) dos dias 24 de setembro de 2003 (Dia Juliano 267) e 12 de outubro de 2004 (Dia Juliano 285), órbita/ponto 217/66.

Nas imagens do Landsat dos anos de 2003 e 2004, selecionaram-se as áreas de interesse (AOI) de tal forma que abrangessem alvos perfeitamente identificados para realização do estudo, tais como: áreas irrigadas, solo exposto, área de caatinga e o Rio São Francisco.

A passagem do satélite Terra/Modis sobre a referida área ocorre às 10 horas e 30 minutos (tempo legal), também em órbita descendente. As duas imagens selecionadas corresponderam às mesmas datas das imagens do Landsat. Foi mantido, também, o mesmo recorte para as duas imagens, utilizando-se, para tal, o software ERDAS Imagine 8.7, e que resultou no retângulo com as seguintes coordenadas geográficas: canto superior esquerdo (40°49'28,9" oeste e 9°19'38,7" sul); canto inferior esquerdo (40°49'31,6 oeste; 9°28'27,2" sul); canto superior direito (40°32'46,9" oeste; 9°19'43",4 sul) e canto inferior direito (40°32'49,3" oeste; 9°28'32,1' sul).

O sensor TM mede a radiância espectral dos alvos e armazena-a na forma de nível de cinza ou número digital (ND), cujos valores variam de 0 a 255 (8 bits), tendo uma resolução espacial de 30 m x 30 m nas bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, e de 120 m x 120 m no canal termal, banda 6. Para uma melhor localização de alvos na área, pontos de controle foram georreferenciados (Campo Experimental de Bebedouro, Fazenda Fruitfort e Fazenda Vale das Uvas) que compreende a imagem do ano de 2003, usando-se um aparelho GPS

(Garmin modelo 76 S), com precisão de nove metros, com vistas a subsidiar as análises das variáveis envolvidas no estudo. Foram utilizadas ainda duas imagens do satélite Terra/Modis, conforme citado anteriormente, obtidas nas mesmas datas das imagens do Landsat-5 TM, isto é, nos dias 24 de setembro de 2003 e 12 de outubro de 2004.

Dados de radiossondagem também foram obtidos junto ao Serviço de Proteção ao Voo de Petrolina (SRPV) do dia 267 do ano de 2003 para o cálculo do conteúdo de vapor d'água na atmosfera. Os produtos do Terra/Modis estão disponíveis no site <http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome>, em sua forma original (dados brutos). Esses arquivos encontram-se em formato HDF, binário, contendo várias informações, tais como: dia em que foi obtida a imagem, a hora de início da varredura da imagem, as coordenadas de posição dos pixels, dentre outras informações.

Para converter esses arquivos em imagens, bem como realizar as correções radiométricas das bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 do Landsat-5 TM e correções das bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7, 31 e 32 do Terra/Modis, utilizou-se o software ERDAS 8.7 e os coeficientes de calibração, respectivamente, conforme Tabelas 3.1, 3.2, 3.3 e 3.4 e 3.5.

Tabela 3.1 - Bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima a_2 e máxima b_2 , a partir de junho de 2003) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA).

Bandas	Comprimento de Onda(μm)	Coeficientes de Calibração ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$)		Irradiância espectral no topo da atmosfera ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$)
		a_2	b_2	
1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,52	193,0	1957
2 (verde)	0,52 – 0,60	-2,14	365,0	1829
3 (vermelho)	0,63 – 0,69	-1,17	264,0	1557
4 (IV-próximo)	0,76 – 0,90	-1,51	221,0	1047
5 (IV-médio)	1,55 – 1,75	-0,37	30,2	219,3
6 (IV-termal)	10,4 – 12,5	1,2378	15,303	-
7 (IV-médio)	2,08 – 2,35	-0,15	16,5	74,52

Fonte: Allen et al. (2002)

A partir de junho de 2003, novos coeficientes de calibração foram disponibilizados para o cálculo da radiância espectral dada a necessidade de realizar calibrações periódicas, pelo desgaste e vida útil dos equipamentos e do próprio espectrorradiômetro a bordo do satélite. Nesse trabalho foram usados os novos coeficientes de calibração constantes da Tabela 3.1. As Tabelas 3.2, 3.3, 3.4 e 3.5 a seguir, apresentam

as características dos produtos Modis, especificamente o MOD09A1, que cobre uma área de $10^\circ \times 10^\circ$ lat/long e descreve a refletância da superfície com resolução espacial de 500 m, projeção sinusoidal e formato HDF. O MOD13A1, o MOD11A1 e o MOD15A2 representam os índices de vegetação, a temperatura/emissividade da superfície e o índice de área foliar/fração da radiação fotossinteticamente ativa, respectivamente. O MOD11A1 e MOD15A2 possuem resolução de 1 km e o MOD13A1 resolução de 500 m, todos com projeção sinusoidal e formato HDF.

O produto MOD09A1 estima a refletância espectral da superfície para cada banda como se fosse medida ao nível do solo e não houvesse espalhamento ou absorção atmosférica. Isto é conseguido através da aplicação de um esquema de correção que compensa os efeitos dos gases e aerossóis atmosféricos e nuvens cirrus.

Tabela 3.2 - Bandas espectrais do produto MOD09A1, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, tipo de dados, valor completo, intervalo de validade e fator multiplicador de escala.

Conjunto científico de dados	Unidade	Tipo de dados (bit)	Valor completo	Intervalo válido	Fator multiplicador de conversão
Refletância da superfície para a banda 1 (620 – 670 nm)	refletância	inteiro negativo 16-bit	-28672	-100 a 16000	0,0001
Refletância da superfície para a banda 2 (841 – 876 nm)	refletância	inteiro negativo 16-bit	-28672	-100 a 16000	0,0001
Refletância da superfície para a banda 3 (459 – 479 nm)	refletância	inteiro negativo 16-bit	-28672	-100 a 16000	0,0001
Refletância da superfície para a banda 4 (545 – 565 nm)	refletância	inteiro negativo 16-bit	-28672	-100 a 16000	0,0001
Refletância da superfície para a banda 5 (1230 – 1250 nm)	refletância	inteiro negativo 16-bit	-28672	-100 a 16000	0,0001
Refletância da superfície para a banda 6 (1628 – 1652 nm)	refletância	inteiro negativo 16-bit	-28672	-100 a 16000	0,0001
Refletância da superfície para a banda 7 (2105 – 2155 nm)	refletância	inteiro negativo 16-bit	-28672	-100 a 16000	0,0001

O cálculo das refletâncias das bandas 1 (0,62 a 0,67 μ m), 2 (0,841 a 0,876 μ m), 3 (0,459 a 0,479 μ m), 4 (0,545 a 0,565 μ m), 5 (1,230 a 1,250 μ m), 6 (1,628 a 1,652 μ m) e 7 (2,105 a 2,155 μ m) foi realizado multiplicando-se o número digital ND de

cada banda, pelo fator de conversão, que para o caso do MOD09A1 é 0,0001 para todas as bandas (Tabela 3.2).

O produto MOD13A1 usa como dados de entrada as refletâncias da superfície do Terra/Modis corrigidas para o espalhamento molecular, absorção do ozônio e aerossóis. Dois índices de vegetação são produzidos globalmente: o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) e um índice de vegetação otimizado (EVI) com melhorada sensibilidade para regiões de elevada biomassa e um melhor monitoramento da vegetação através de um sinal duplo de resposta do dossel vegetativo e redução na influência atmosférica. Devido à simplicidade, facilidade de aplicação e manejo, os índices de vegetação têm uma grande aplicabilidade em diversas áreas, como: modelagem bio-geo-química global e hidrológica, monitoramento agrícola e previsão, planejamento e uso da terra e caracterização da cobertura da terra.

Tabela 3.3 - Bandas espectrais dos produtos MOD13A1, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, tipo de dados, valor completo, intervalo de validade e fator divisor de escala.

Conjunto científico de dados	Unidade	Tipo de dados (bit)	Valor completo	Intervalo válido	Fator multiplicador de conversão
NDVI – 500 m 16 dias	NDVI	inteiro negativo 16-bit	-3000	-2000 a 10000	10000
EVI – 500 m 16 dias	EVI	inteiro negativo 16-bit	-3000	-2000 a 10000	10000
NDVI Qualidade 500 m 16 dias	campo bit	inteiro positivo 16.bit	65535	0 a 65535	não disponível
EVI Qualidade 500 m 16 dias	campo bit	inteiro positivo 16.bit	65535	0 a 65535	não disponível
Modis banda 1 (620 – 670 nm) Refletância no vermelho 500 m	refletância	inteiro negativo 16-bit	-1000	0 a 10000	10000
Modis banda 2 (841 – 876 nm) Refletância no NIR 500 m	refletância	inteiro negativo 16-bit	-1000	0 a 10000	10000
Modis banda 3 (459 – 479 nm) Refletância no azul 500 m	refletância	inteiro negativo 16-bit	-1000	0 a 10000	10000
Modis banda 7 (2105 – 2155nm) Refletância no MIR 500 m	refletância	inteiro negativo 16-bit	-1000	0 a 10000	10000

Usou-se o produto MOD13A1 para a cálculo do NDVI multiplicando-se o número digital ND pelo fator de conversão 10000 (Tabela 3.3).

O produto MOD11A1 proporciona valores da temperatura/emissividade da superfície com resolução espacial de 1 km. As temperaturas são obtidas na escala absoluta. O algoritmo usado na estimativa da temperatura resulta em precisão de 1 K para materiais com emissividades conhecidas. As estimativas da emissividade são derivadas a partir da aplicação do algoritmo, através da informação de dados básicos de saída, da cobertura da terra. Os algoritmos para determinação da temperatura e emissividade da superfície, usam dados do Modis como entrada, incluindo o geo-referenciamento, radiância, cobertura de nuvens, temperatura da atmosfera, vapor d'água, neve e cobertura da terra. Processos hidrológicos, tais como a evapotranspiração e o derretimento da neve e gelo, são altamente sensíveis às flutuações da temperatura, que se torna também um fator importante na classificação dos tipos de superfície da terra.

Tabela 3.4 - Características dos produtos MOD11A1, com os respectivos tipos de dados, valor completo, intervalo de validade, fator multiplicador de escala e adicional offset.

Conjunto científico de dados	Unidade	Tipo de dados (bit)	Valor completo	Intervalo válido	Fator multiplicador	Adicional offset
Temperatura diária da superfície (1 km)	Kelvin	inteiro positivo 16 bit	0	7500 a 65535	0,020	não disponível
Controle de qualidade para a temperatura e emissividade diária	não disponível	inteiro positivo 8 bit	0	0 a 255	não disponível	não disponível
Hora da observação da temperatura noturna da superfície	hora	inteiro positivo 8 bit	0	0 a 240	0,1000	não disponível
Emissividade da superfície – banda 31 (1 km)	não disponível	inteiro positivo 8 bit	0	1 a 255	0,0020	0,4900
Emissividade da superfície – banda 32 (1km)	não disponível	inteiro positivo 8 bit	0	1 a 255	0,0020	0,4900

A temperatura diária da superfície foi determinada multiplicando-se o número digital ND pelo fator que converte o ND em temperatura que, para o caso do produto MOD11A1, é 0,020 (Tabela 3.4). Através desse mesmo produto calculou-se a emissividade da superfície multiplicando-se também o ND da banda 31 do Terra/Modis pelo fator de conversão 0,020 e adicionando-se o offset 0,4900.

O MOD15A2 produz o índice de área foliar/fração da radiação fotossinteticamente ativa (IAF/FPAR), com uma resolução de 1 km. O IAF que constitui a área foliar por metro quadrado de área ocupada por uma planta, é um importante índice na

determinação das condições de cobertura do solo. A FPAR mede a proporção da radiação disponível nos comprimentos de onda fotossinteticamente ativos (0,400 a 0,700 μm) que um dossel absorve. Tanto o LAI como a FPAR têm sido extensivamente usados como parâmetros derivados de satélites para cálculos da fotossíntese da superfície, evapotranspiração e produção primária líquida anual. Esses produtos são essenciais na estimativa da energia terrestre, do ciclo do carbono e da água e da bioquímica da vegetação.

Tabela 3.5 - Descrição dos produtos MOD15A2, com os respectivos tipos de dados, valor completo, intervalo de validade, fator multiplicador de escala e de calibração.

Conjunto científico de dados	Unidade	Tipo de dados (bit)	Valor completo	Intervalo válido	Fator multiplicador de conversão	Calibração nt
FPAR – 1 km	%	inteiro positivo 8 bit	255	0 a 100	0,01	21
LAI – 1 km	m ² /m ²	inteiro positivo 8 bit	255	0 a 100	0,10	21

3.2- Métodos

Para atender aos objetivos do trabalho, foi aplicado o algoritmo SEBAL, um modelo de processamento de imagens de satélite, que calcula os fluxos de energia à superfície e conseqüentemente cartas de evapotranspiração para grandes áreas. O SEBAL é composto de 25 passos computacionais que estimam um completo balanço de radiação e energia juntamente com as resistências para o transporte de momentum, calor e vapor d'água e conseqüentemente, fluxos de calor sensível e evapotranspiração. Esses elementos são calculados para todos os pixels, individualmente. Os dados essenciais de entrada do modelo são a radiância espectral no visível, infravermelho próximo e parte do infravermelho termal do espectro eletromagnético. As radiâncias do satélite são convertidas primeiramente em elementos característicos da superfície tais como, albedo da superfície, índice de área foliar, índices de vegetação e temperatura da superfície. Todas essas características da superfície podem ser derivadas a partir de diferentes tipos de satélite.

Os fluxogramas que determinam os passos necessários para realização do balanço de radiação utilizando-se as imagens do satélite Landsat-5 TM e do satélite Terra/Modis, respectivamente, são mostrados nas Figuras 3.6a e 3.6b.

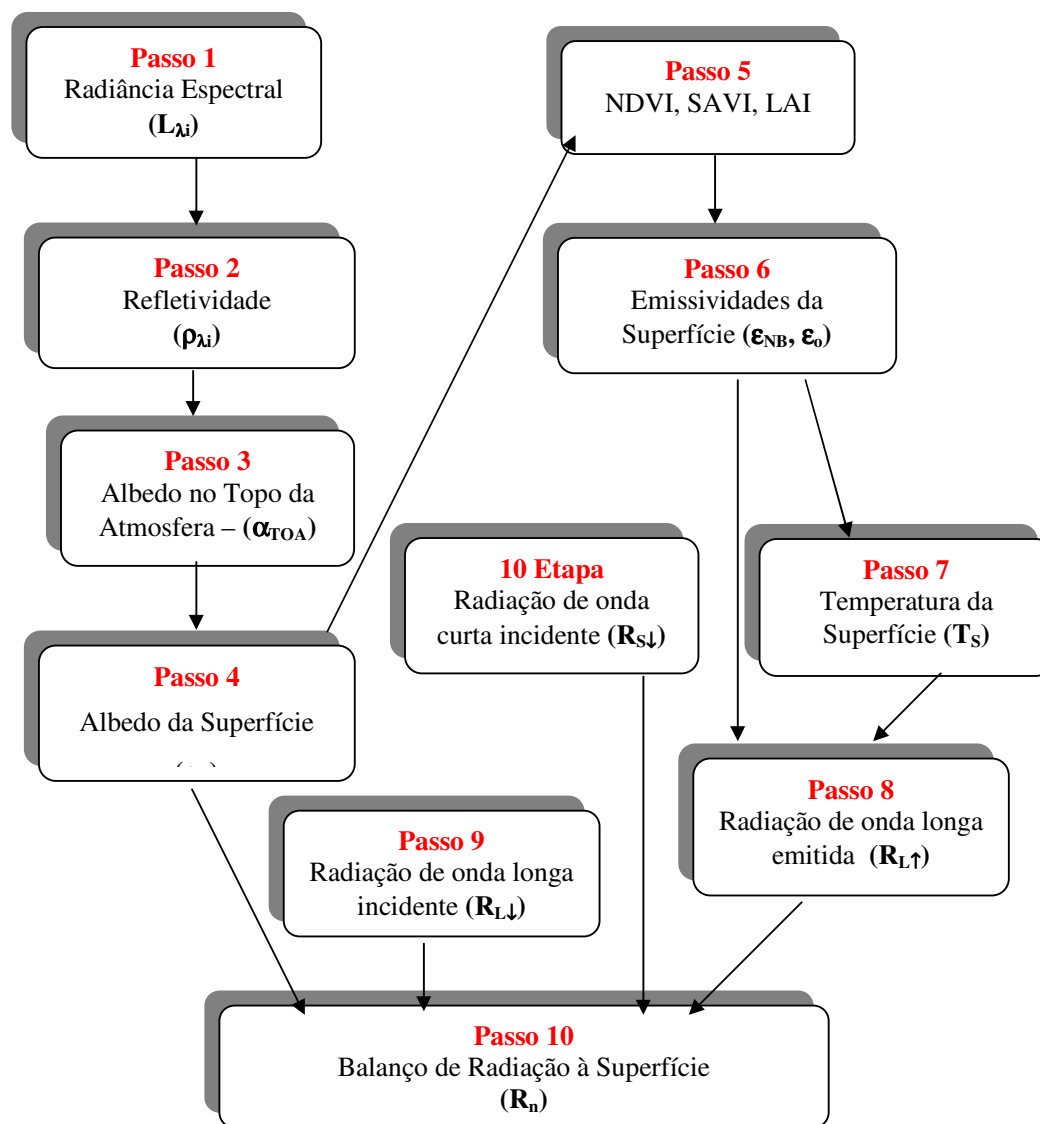


Figura 3.6a – Fluxograma dos passos necessários para determinação do balanço de radiação usando o satélite Landsat-5 TM. Adaptado de Allen et al., (2002)

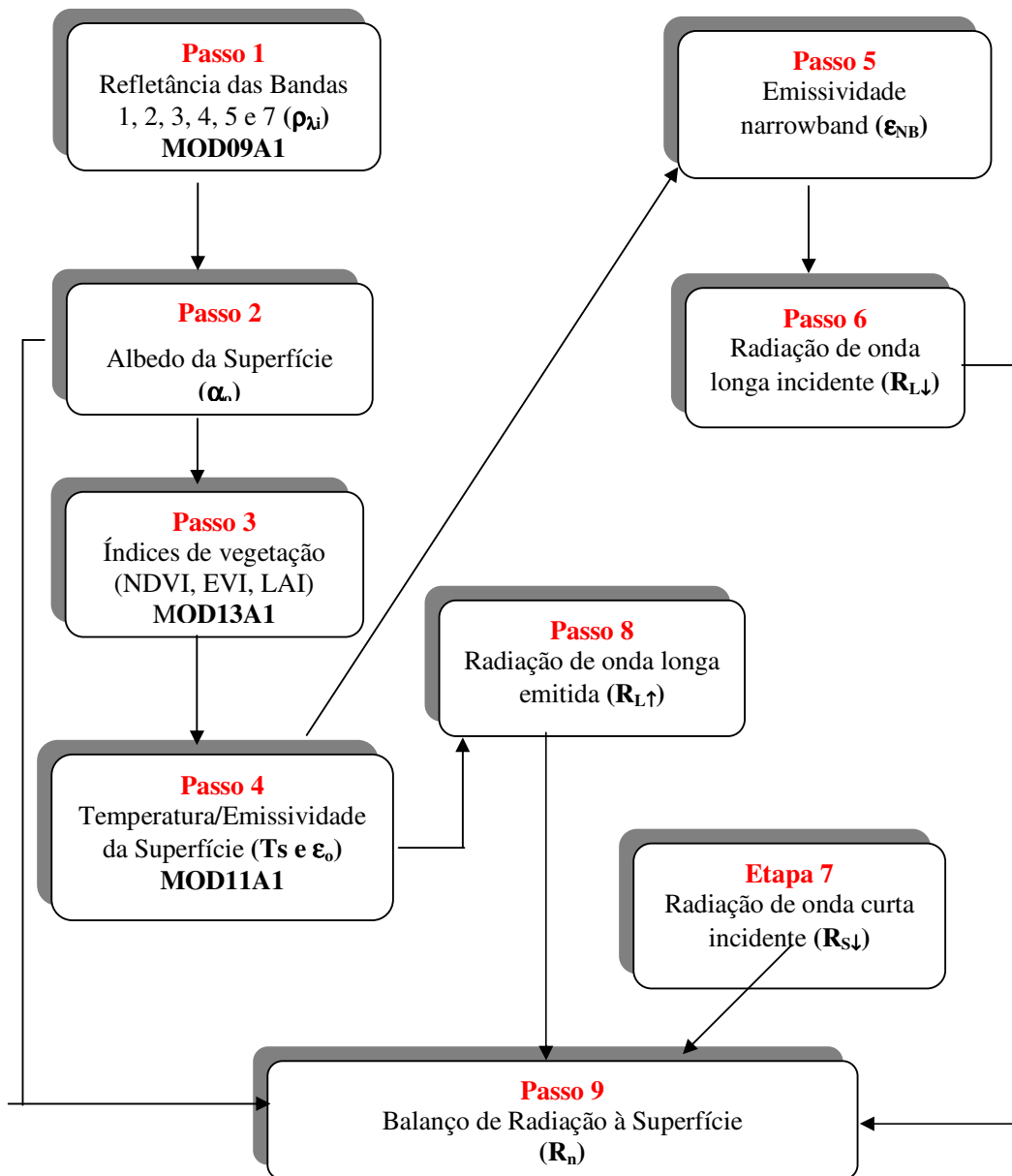


Figura 3.6b – Fluxograma dos passos necessários para determinação do balanço de radiação usando o satélite Terra/Modis.

3.2.1- Calibração radiométrica – Passo 1

Para se estimar as densidades de fluxo, primeiro se converte os números digitais de cada pixel em radiâncias espectrais de cada banda (L_{λ_i}), isto porque os satélites medem as radiâncias espectrais emitidas e refletidas pelos alvos e armazena os dados em formato digital. Portanto, para converter os números digitais (DN) de cada pixel em radiância espectral, usam-se os correspondentes coeficientes de calibração para cada banda (Tabela 3.1). Essas radiâncias representam a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida no sensor TM do satélite Landsat 5 nos canais 1, 2, 3, 4, 5 e 7. O valor de L_{λ_i} foi obtido pela Equação 3.1, seguindo proposta de Markham & Baker (1987):

$$L_{\lambda_i} = \left(\frac{b_i - a_i}{255} \right) DN + a_i \quad (3.1)$$

onde a e b são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$) conforme Tabela 3.1, DN é o número digital ou intensidade do pixel (número inteiro de 0 a 255) e i identifica o canal de (1,...7) do sensor TM. A partir da radiância espectral estimada para todas as bandas, através da Equação 3.1, calculou-se a refletância monocromática também para cada pixel, conforme descrito no Passo 2.

No caso do Modis, o satélite Terra disponibiliza a refletância da superfície para as bandas de 1 a 7 diretamente, necessitando tão somente de uma calibração simples, conforme será descrito no passo seguinte.

3.2.2- Refletância monocromática – Passo 2

O cálculo da refletância monocromática de cada banda (ρ_{λ_i}) do Landsat 5-TM é dado pela razão entre o fluxo de radiação solar refletida e o fluxo de radiação solar incidente. Para uma superfície que apresenta refletância isotrópica, a radiação espectral deve ser integrada hemisfericamente, o que corresponde multiplicar a radiância espectral (L_{λ}) por π esterorradiano. A refletância espectral planetária no topo da atmosfera, que representa a razão entre o fluxo da radiação refletido e o fluxo de radiação incidente total numa superfície horizontal, é obtida segundo a expressão (Allen et al., 2002):

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cos Z d_r} \quad (3.2)$$

em que L_{λ_i} ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$) é a radiância espectral de cada banda, k_{λ_i} é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$, Tabela 3.1), Z é o ângulo zenital solar obtido através do cabeçalho das imagens adquiridas e d_r é o quadrado da distância relativa Terra-Sol calculada segundo a Equação 3.3 (Duffie & Beckman, 1980):

$$dr = 1 + 0,0033 \cos\left(DJ \frac{2\pi}{365}\right) \quad (3.3)$$

onde DJ é o dia seqüencial do ano e o ângulo $\left(DJ \frac{2\pi}{365}\right)$ é dado em radianos. Os valores de dr variam entre 0,97 e 1,03 e são adimensionais. O valor de dr para o dia 24 de setembro de 2003 foi 0,9996 e para o dia 12 de outubro de 2004, foi igual a 1,0006. No caso do Modis a refletância espectral monocromática foi determinada multiplicando-se a imagem obtida (MOD09A1), pelo fator de conversão 0,0001. O produto gerado forneceu a refletância em sete bandas espectrais.

3.2.3 - Albedo no Topo da Atmosfera (Albedo Planetário) – Passo 3

O albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera (α_{TOA}) é o albedo não ajustado à transmissividade atmosférica, sendo obtido pela combinação linear das refletâncias monocromáticas. Essa variável pode ser calculada segundo a Equação 3.4 (Bastiaanssen, 1995):

$$\alpha_{TOA} = \Sigma(\varpi_{\lambda} \rho_{\lambda}) \quad (3.4)$$

onde ρ_{λ} é a refletividade para cada banda já definida anteriormente e ϖ_{λ} é um coeficiente de ponderação para cada banda, determinado pela Equação 3.5.

$$\varpi_{\lambda} = \frac{K_b}{\Sigma K_b} \quad (3.5)$$

em que K_b é a irradiância média solar extraterrestre em $W m^{-2} \mu m^{-1}$. Valores de ϖ_{λ} são apresentados na Tabela 3.6 para cada banda.

Tabela 3.6 - Coeficientes de ponderação para o cálculo do albedo no topo da atmosfera

ϖ	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
Landsat 5	0,293	0,274	0,233	0,157	0,033	-	0,011

Fonte: Allen et al. (2002)

Deste modo, o albedo no topo da atmosfera é calculado pela expressão (Bastiaanssen, 1995):

$$\alpha_{TOA} = 0,293 \rho_1 + 0,274 \rho_2 + 0,233 \rho_3 + 0,157 \rho_4 + 0,033 \rho_5 + 0,011 \rho_7 \quad (3.6)$$

em que ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 , ρ_4 , ρ_5 , e ρ_7 são os albedos planetários das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 do Landsat 5-TM.

3.2.4 – Albedo da Superfície – Passo 4

Obtém-se o albedo da superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos α , através da equação proposta por Bastiaanssen (1995):

$$\alpha = \frac{\alpha_{TOA} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (3.7)$$

onde α_{TOA} é o albedo planetário e α_p é a porção média da radiação solar refletida pela atmosfera e que volta para o satélite antes de alcançar a superfície; varia entre 0,025 e 0,040. Na aplicação do algoritmo SEBAL é recomendado o uso do valor de $\alpha_p = 0,03$ (Bastiaanssen, 2000), e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica para onda curta, que para condições de céu claro pode ser obtida pela Equação 3.8 (Allen et al., 2002).

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (3.8)$$

onde z é a altitude de cada pixel (m). Para efeito de simplificação, utilizou-se $z = 376$ m (altitude da cidade de Petrolina – PE), independentemente do pixel em razão da área de estudo não apresentar mudanças significativas no relevo. Obteve-se, portanto, $\tau_{sw} = 0,757$. A Equação (3.6) foi aplicada para as imagens do ano de 2004 do Landsat-5 TM. Para as imagens de 2003 do mesmo sensor, utilizou-se a equação desenvolvida por Qin et al. (2001), uma vez que a mesma considera o conteúdo de vapor d'água na coluna atmosférica, minimizando a sua influência na estimativa da transmissividade atmosférica. Desse modo, tem-se:

$$\tau_{sw} = 1,031412 - 0,11536 \quad (3.9)$$

em que τ_{sw} é a transmissividade atmosférica de onda curta e w é o conteúdo de vapor d'água da coluna atmosférica (g.cm^{-3}).

De acordo com Qin e Berliner (2001), a Equação 3.9 é válida para uma faixa de temperatura do ar próximo à superfície entre 18°C e 38°C e conteúdo de vapor d'água na faixa de 1,6 a 3,0 (g cm^{-3}). O conteúdo de vapor d'água da coluna atmosférica para o dia em questão (24/09/2003) foi de 1,7 g cm^{-3} . Desse modo, o cálculo da transmitância atmosférica para área de estudo foi de $\tau_{sw} = 0,8353$ em 2003.

Na estimativa do albedo da superfície através do Modis, produto (MOD09A1), pode-se combinar várias bandas do visível e do infravermelho próximo (Lucht et al., 2000).

Liang (2000) por exemplo, obteve para vários sensores (AVHRR, ETM+, MODIS) equações para transformação da refletância de diferentes bandas espectrais de cada um desses sensores em albedo superficial. Nesse trabalho, utilizou-se a parametrização de Liang (2000) para o cálculo do albedo da superfície (0,3 – 3,0 μm), segundo a expressão:

$$\alpha = 0,160\alpha_1 + 0,291\alpha_2 + 0,243\alpha_3 + 0,116\alpha_4 + 0,112\alpha_5 + 0,081\alpha_7 - 0,0015 \quad (3.10)$$

em que α_1 , α_2 , α_3 , α_4 , α_5 , e α_7 , são as refletâncias das bandas 1, 2, 3, 4, 5, e 7, com seus respectivos coeficientes de conversão e corrigidos atmosféricamente.

Utilizou-se a Equação 3.7 (Bastiaanssen, 1995) para a obtenção do albedo superficial corrigido com imagens do Landsat-5 TM e a Equação 3.10 (Liang, 2000) para o cálculo do albedo com imagens do Modis.

3.2.5 – Índices de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF) – Passo 5

A utilização de índices de vegetação gerados a partir de dados de sensoriamento remoto constitui uma importante ferramenta para o monitoramento de alterações naturais ou antrópicas nos ecossistemas. Três índices de vegetação são comumente calculados na seqüência, conforme detalhado no fluxograma da Figura 3.1, a saber: o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), o índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI) e o índice de área foliar (IAF). Esses índices são calculados usando-se valores das refletâncias, conforme descrito anteriormente. O NDVI, por exemplo, é a razão entre a diferença das refletividades das bandas no infravermelho próximo e no vermelho, e a soma dessas mesmas refletividades. Calcula-se o NDVI com dados Landsat-5 TM segundo a expressão:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (3.11)$$

onde ρ_4 e ρ_3 são as refletâncias das bandas 4 e 3 do Landsat-5 TM, respectivamente. O NDVI é um indicador sensível da quantidade e condição da vegetação verde. Seus valores variam entre -1 e +1; superfícies verdes têm um NDVI entre 0 e 1 e a água e nuvens têm geralmente NDVI menor que zero. A determinação do NDVI com o Modis foi feita usando-se as refletâncias das bandas 1 e 2 obtidas do produto MOD13A1, substituindo-se na Equação 3.11 as refletâncias das bandas 4 e 3 pela refletância das bandas 1 e 2 do Terra/Modis.

Segundo Huete & Warrick (1990) índices de vegetação como o NDVI, respondem à densidade das plantas, cores e diferentes níveis de umidade do solo e práticas de cultivo. Huete & Tucker (1991) mostraram que valores do NDVI para solo exposto estão geralmente entre 0,05 e 0,30. Segundo esses autores, devido a grande variabilidade

das propriedades óticas do solo, não se pode definir uma faixa rigorosa de valores de NDVI para solos com pouco ou nenhuma cobertura vegetal.

O SAVI é um índice que tenta subtrair os efeitos de fundo da paisagem do solo a partir do NDVI, de modo que os impactos da umidade do solo sejam reduzidos no índice, sendo calculado de acordo com a expressão:

$$SAVI = (1 + L) \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (3.12)$$

em que L é uma constante denominada de fator de ajuste do índice, podendo assumir valores de 0,25 a 1,0 dependendo da cobertura do solo.

Da mesma forma que o NDVI, usou-se o produto MOD13A1 para determinar o SAVI, aplicando-se a Equação 3.12.

Segundo Huete (1988) um valor para L de 0,25 é indicado para vegetação densa, de 0,50 para vegetação com densidade intermediária e 1,0 para vegetação com baixa densidade. Optou-se em utilizar o valor de L = 0,5, uma vez que esse valor é o que melhor representa as características da área de estudo, como também é o mais utilizado na literatura (Huete & Warrick, 1991; Accioly et al., 2002; Boegh et al., 2002).

O índice de área foliar (IAF) também é uma variável biofísica, e é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. Em sensoriamento remoto o IAF é utilizado como indicador da quantidade de biomassa para cada pixel da imagem. Esse índice foi calculado através da Equação 3.13 proposta por Allen et al. (2002), qual seja:

$$IAF = - \frac{Ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (3.13)$$

Para o caso do Modis, o IAF é determinado usando-se também o produto MOD13A1.

3.2.6 – Determinação das Emissividades – Passo 6

A emissividade da superfície (ϵ_0) é a razão entre a energia termal irradiada pela superfície e a energia termal irradiada por um corpo-negro, à mesma temperatura. Para o cálculo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, usa-se ϵ_0 , isto é, a emissividade no domínio da radiação termal (8 μ m – 14 μ m). Na aplicação da Lei de Planck usada no SEBAL, para obtenção da temperatura da superfície, uma outra emissividade é aplicada ϵ_{NB} , que tem domínio restrito ao intervalo espectral da banda termal do Landsat-5 TM e Terra-Modis.

Segundo Allen et al. (2002), as emissividades ϵ_{NB} e ϵ_0 podem ser obtidas para $NDVI > 0$ e $IAF < 3$, segundo as expressões:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331IAF \quad (3.14)$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01IAF \quad (3.15)$$

Para pixel com $IAF \geq 3$, $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$. Para corpos de água ($NDVI < 0$), a exemplo do lago de Sobradinho e leito do rio São Francisco, foram utilizados $\epsilon_{NB} = 0,990$ e $\epsilon_0 = 0,985$, conforme Allen et al. (2002).

3.2.7 – Temperatura da Superfície (T_s) – Etapa 7

Ao se utilizar o sensoriamento remoto para se obter a temperatura da superfície (T_s), há de se considerar os problemas resultantes dos efeitos de absorção atmosférica e da emissividade da superfície, para cada pixel da imagem. Nesse sentido, têm sido propostos diferentes algoritmos visando a correção desses dois efeitos, de modo a proporcionar ao usuário valores de T_s mais confiáveis (Ferreira, 2004). Muitos estudos têm sugerido que a emissividade da superfície pode vir a ser a maior fonte de erros no cálculo de T_s (Becker, 1987), carecendo a teoria de um método plenamente satisfatório para a obtenção de T_s .

Para a determinação da temperatura da superfície (T_s) a partir do Landsat-5 TM, foram utilizadas a radiância espectral da banda termal $L_{\lambda,6}$ e a emissividade ϵ_{NB} (Equação 3.14). Dessa forma, obteve-se a temperatura da superfície segundo equação: (Markham & Barker, 1986; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002, Silva et al., 2005):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (3.16)$$

onde $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1260,56 \text{ K}$. Esses valores, na realidade, são modificações nas constantes de radiação da Lei de Planck.

3.2.8 - Radiação de Onda Longa Emitida – Passo 8

A radiação de onda longa emitida pela superfície $R_{L\uparrow}$ (Wm^{-2}) foi obtida através da Equação de Stefan-Boltzmann modificada:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_o \sigma T_s^4 \quad (3.17)$$

onde ϵ_o é a emissividade de cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_s é a temperatura da superfície (K).

3.2.9 – Radiação de onda curta incidente – Passo 9

A radiação de onda curta incidente $R_{s\downarrow}$ (Wm^{-2}) representa o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, sob condição de céu claro. $R_{s\downarrow}$ é dado pela expressão (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002):

$$R_{s\downarrow} = \tau_{sw} S \cos Z d_r \quad (3.18)$$

onde S é a constante solar (1367 Wm^{-2}), Z é o ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica para onda curta. $R_{s\downarrow}$ foi assumido constante em toda a área de estudo e para as imagens de 2003 e 2004, foram obtidos os seguintes valores instantâneos: $995,2 \text{ Wm}^{-2}$ e $948,3 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente.

3.2.10 – Radiação de onda longa incidente – Passo 10

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície $R_{L\downarrow}$ (Wm^{-2}) foi computada pela Lei de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (3.19)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T_a é a temperatura do ar (K) e ε_a é a emissividade atmosférica obtida pela seguinte equação (Bastiaanssen, 1995; Allen et al., 2002):

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (3.20)$$

Para o dia 24 de setembro de 2003 (Dia Juliano 267) obteve-se $T_a = 298,5$ K e para dia 12 de outubro de 2004 (Dia Juliano 285), $T_a = 300,1$ K. Esses valores foram obtidos na Estação Meteorológica localizada no município de Petrolina – PE, às 10 h.

Com todos os passos anteriores concluídos calculou-se a densidade de fluxo do saldo de radiação, gerando-se, portanto, uma carta de R_n para toda a cena estudada. Determinou-se posteriormente o fluxo de calor no solo (G) outro componente do balanço de energia, com base no NDVI, albedo, temperatura da superfície e saldo de radiação.

3.2.11 – Saldo de radiação – Passo 11

O saldo de radiação à superfície R_n (Wm^{-2}) foi estimado utilizando-se a equação do balanço de radiação à superfície, ilustrado pela Figura 3.7, qual seja:

BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE

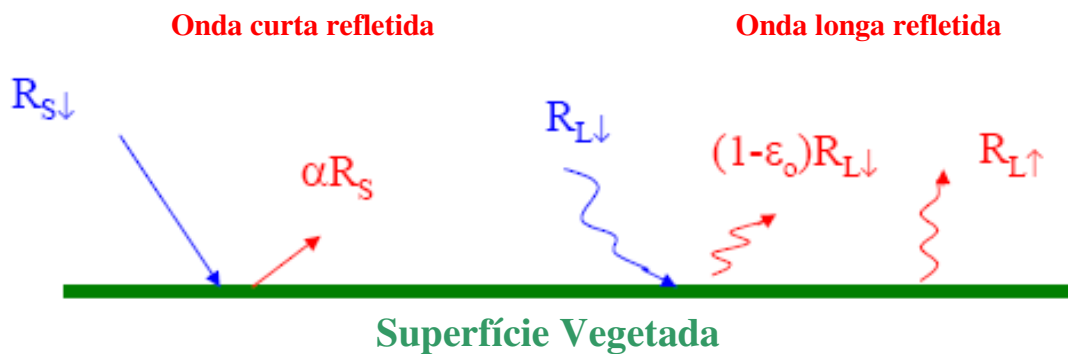
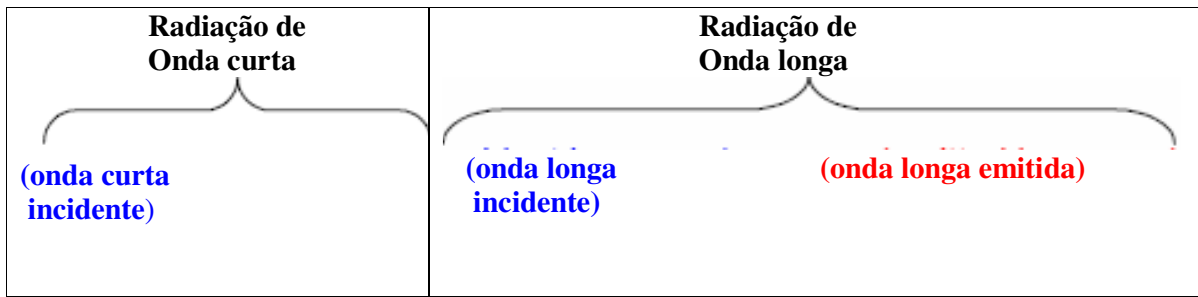


Figura 3.7 – Esquema do balanço de radiação à superfície.

Saldo de radiação à superfície = **Ganho** – **Perdas**

$$R_n = (1-\alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1-\epsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (3.21)$$

onde $R_{S\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente, α é o albedo corrigido de cada pixel, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ϵ_0 é a emissividade de cada pixel.

3.2.12 – Fluxo de calor no solo - Passo 12

O fluxo de calor no solo G (Wm^{-2}) foi obtido segundo a expressão originalmente desenvolvida por Bastiaanssen (2000) e que estima os valores de G próximos ao meio-dia:

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038 \alpha + 0,0074 \alpha^2) (1 - 0,98 NDVI^4) \right] Rn \quad (3.22)$$

onde T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$), α é o albedo da superfície e NDVI é o índice de vegetação por diferença normalizada, todos computados pixel a pixel. Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água ($NDVI < 0$), foi utilizado a seguinte expressão: $G = 0,3Rn$.

3.2.13 - Fluxo de calor sensível – Passo 13

O fluxo de calor sensível H (Wm^{-2}) é a taxa de calor perdida para o ar por convecção e condução, devido a diferenças de temperatura. É, portanto, uma função do gradiente de temperatura, rugosidade da superfície e da velocidade do vento. Esse fluxo é estimado pelo SEBAL com base em propriedades aerodinâmicas da superfície, velocidade do vento medida em estação meteorológica, usando-se uma calibração interna da diferença da temperatura próxima à superfície entre dois níveis e pixels contrastantes. Segundo Bastiaanssen (1998a) o fluxo de calor sensível pode ser calculado pela Equação 3.23.

$$H = \rho C_p \frac{(dT)}{r_{ah}} \quad (3.23)$$

onde ρ é a densidade do ar ($kg\ m^{-3}$) assumida nesse estudo igual a $1,15\ kg\ m^{-3}$, C_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$), a e b são constantes de calibração da diferença de temperatura do ar em dois níveis, T_s é a temperatura da superfície (K) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ($s\ m^{-1}$). A Figura 3.8 esquematiza o cálculo de H . Em sua obtenção faz-se necessário o conhecimento de dois pixels (quente e frio), denominados pixels âncoras, para se determinar a variação de temperatura (dT) entre dois níveis de referência, além da resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) em todos os pixels da área de estudo.

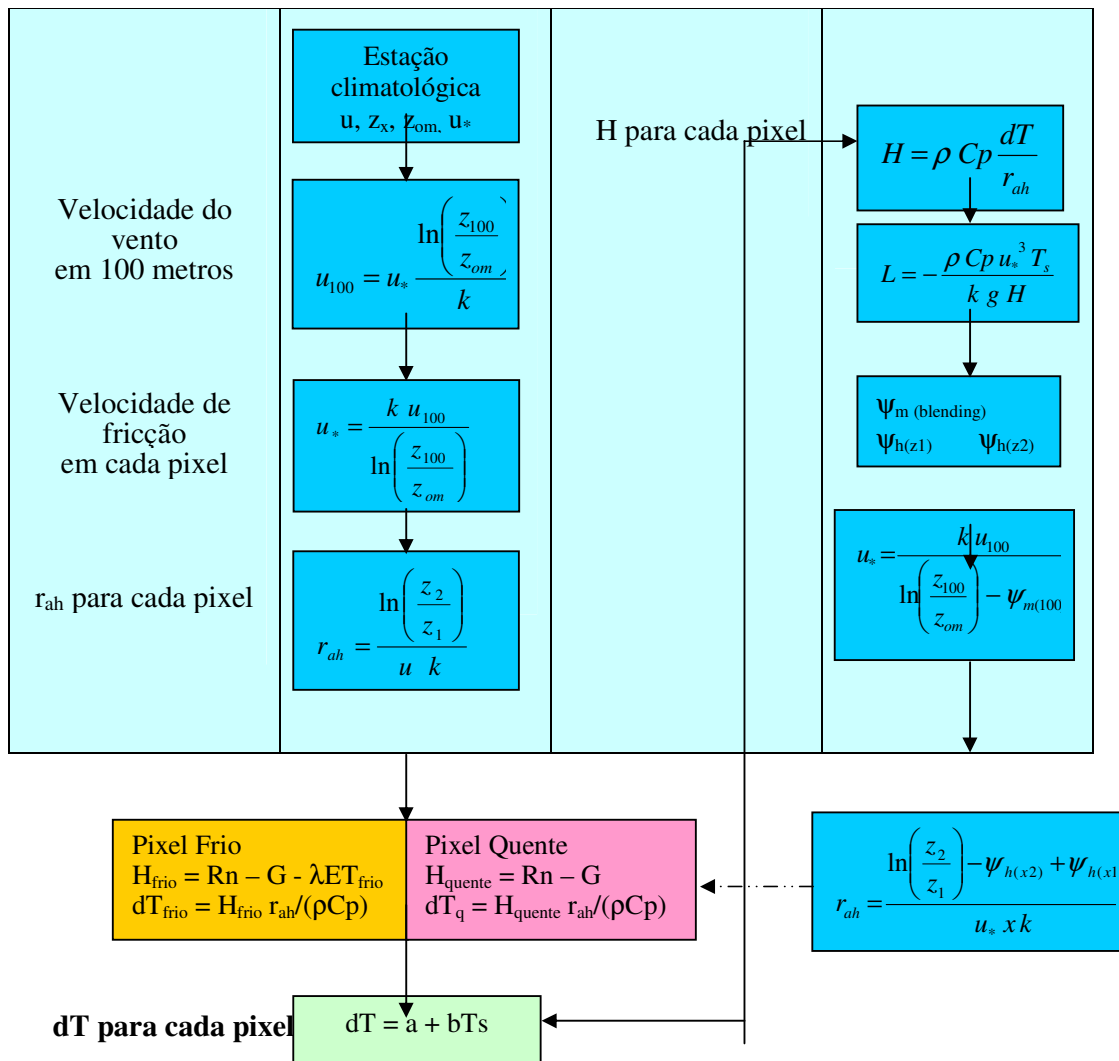


Figura 3.8 – Fluxograma do processo iterativo para o cálculo do fluxo de calor sensível (H)

Primeiramente, são reunidas as informações sobre a velocidade do vento u (ms^{-1}) e a altura média da vegetação h (m) na estação meteorológica. Obtém-se o coeficiente de rugosidade ao transporte de momentum z_{0m} da estação meteorológica em função da altura média da vegetação segundo equação (Brutsaert, 1982):

$$z_{0m} = 0,12 h \quad (3.24)$$

Considerou-se $h = 0,3$ m, valor usado em vários outros estudos (Allen et al., 2002), e que representa aproximadamente as condições da estação meteorológica da Embrapa em Petrolina-PE. O valor de z_{0m} encontrado foi, portanto, 0,036 m.

A velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) foi computada usando o perfil logarítimo do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (3.25)$$

onde k é constante de von Karman (0,41), u_x é a velocidade do vento (ms^{-1}) na altura z_x (= 2,0 m nesse estudo) e z_{0m} é o coeficiente de rugosidade (m). Para a imagem de 24 de setembro de 2003, $u_x = 2,8 \text{ ms}^{-1}$ e $u_* = 0,286 \text{ m s}^{-1}$ e para a imagem de 12 de outubro de 2004, $u_x = 2,9 \text{ ms}^{-1}$ e $u_* = 0,296 \text{ m s}^{-1}$ com $z_{0m} = 0,036$ m. Considerando-se ainda a atmosfera em equilíbrio neutro, estimou-se u_{100} (ms^{-1}) para $z = 100$ m (blending height), nível em que assume-se desprezíveis os efeitos da rugosidade da superfície para a região de estudo (Bastiaanssen, 1995), qual seja:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (3.26)$$

Para a imagem de 2003 foi obtido um valor para $u_{100} = 5,7 \text{ ms}^{-1}$ e para a imagem de 2004 o valor de $u_{100} = 5,5 \text{ ms}^{-1}$. Com a hipótese de que u_{100} é constante em toda a cena estudada, obteve-se a velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) para cada pixel através da expressão:

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (3.27)$$

onde z_{0m} (m) é obtido para cada pixel, em função do SAVI, segundo a equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (3.28)$$

De posse dos valores de u_* , pixel a pixel, estimou-se a resistência aerodinâmica r_{ah} ($s\ m^{-1}$) admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra, segundo a expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (3.29)$$

onde z_1 e z_2 são as alturas acima da superfície (nesse estudo utilizou-se $z_1 = 0,1$ m e $z_2 = 2,0$ m) e k é a constante de von Karman, igual a 0,41.

O cálculo de dT ($^{\circ}C$), diferença entre as temperaturas do ar próxima à superfície de cada pixel, foi computada através da seguinte relação linear entre dT e temperatura T_s :

$$dT = a + bT_s \quad (3.30)$$

onde a e b são coeficientes da relação linear e obtidos no SEBAL através dos pixels âncoras (quente e frio). O pixel “frio” encontra-se numa área bem irrigada, onde se assumiu que o fluxo de calor sensível é nulo ($H_{frio} = 0$).

Por sua vez, o pixel “quente” foi escolhido numa área de solo exposto, onde se assumiu nulo o fluxo de calor latente ($\lambda E_{quente} = 0$) e o fluxo de calor sensível H_{quente} (Wm^{-2}) foi estimado segundo a equação:

$$H_{quente} = R_n - G = \frac{\rho C_p (a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (3.31)$$

onde T_s , R_n , G e r_{ah} são obtidos no pixel quente da imagem e por conseguinte essa equação é válida apenas para pixels em que $\lambda E = 0$.

Com base nesses valores obteve-se $a + bT_s = r_{ah}(R_n - G)/\rho C_p$. Como no pixel frio $dT = 0$, ou seja, $a + bT_s = 0$, tem-se um sistema de duas equações com duas incógnitas, o que possibilitou o cálculo de a e b . Logo, pôde-se obter H pixel a pixel, segundo a equação 3.31.

Os valores de H obtidos nesta etapa não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo, em cujas etapas seguintes é considerada, 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 atmosférica e é calculado em função do fluxo de calor sensível, velocidade de fricção e temperatura de cada pixel segundo (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002):

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{k g H} \quad (3.32)$$

onde ρ é a densidade do ar, C_p é o calor específico do ar à pressão constante, u_* ($m s^{-1}$) é a velocidade de fricção de cada pixel, T_s é a temperatura da superfície (K) em cada pixel, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 m s^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) pixel a pixel, obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade. Os valores de L definem as condições de estabilidade da seguinte forma: se $L < 0$, a atmosfera é considerada instável; se $L > 0$ a atmosfera é considerada estável e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os coeficientes de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor sensível (ψ_h) deverão ser considerados. Para isto, utilizam-se as formulações (Bastiaanssen, 1995, Morse et al., 2000; Allen et al., 2002) de 3.34 a 3.43, conforme indicado a seguir:

Se $L < 0$ (condição de instabilidade):

$$\psi_{m(100m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x_{(100m)}^2}{2}\right) - 2ARCTAN(x_{(100m)}) + 0,5\pi \quad (3.33)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (3.34)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (3.35)$$

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L} \right)^{0,25} \quad (3.36)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (3.37)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (3.38)$$

1) Se $L > 0$ (condição de estabilidade):

$$\psi_{m(100m)} = -5 \left(\frac{100}{L} \right) \quad (3.39)$$

$$\psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right) \quad (3.40)$$

$$\psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right) \quad (3.41)$$

2) Se $L = 0$ (condição de neutralidade), resulta: $\psi_m = 0$ e $\psi_h = 0$.

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

$$u_* = \frac{u_{100} k}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)} - \psi_{m(100)} \quad (3.42)$$

onde u_{100} é a velocidade do vento a 100m (ms^{-1}), k é a constante de von Karman (0,41), z_{om} 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_* corrigiu-se a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (s m^{-1}) através de (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* k} \quad (3.43)$$

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.

Após obtidos os valores dessas variáveis, retorna-se ao cálculo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que seja observada estabilidade nos valores da velocidade de fricção em todos os pixels, principalmente no quente.

3.2.15 - Fluxo de Calor Latente (λE)

O fluxo de calor latente λE (W m^{-2}) foi obtido como parte residual da equação do balanço de energia, pela simples diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível, ou seja:

$$\lambda E = R_n - G - H \quad (3.44)$$

onde λE é a densidade do fluxo de calor latente instantâneo, ou seja, aquele valor determinado no momento da passagem do satélite.

3.2.16 - Evapotranspiração

Seguindo as considerações por Shuttleworth et al. (1989), que relacionam a fração evaporativa com a evapotranspiração para 24 horas, estimou-se a evapotranspiração para o dia da imagem, assumindo que o valor da fração evaporativa é constante durante as 24 horas do dia. Nesse sentido, calculou-se a fração evaporativa instantânea para cada pixel da imagem através de:

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{R_n - G} \quad (3.45)$$

em que Λ é a fração evaporativa e λE , R_n e G estão em unidades de $W m^{-2}$. Portanto, seguindo as considerações acima, a evapotranspiração é calculada segundo a Equação 3.47.

$$ET_{24} = \Lambda R_{n24} \quad (W m^{-2}) \quad (3.46)$$

onde ET_{24} é a evapotranspiração nas 24 horas e R_{n24} é o saldo de radiação nas 24 horas, este calculado segundo (Allen et al. 1998).

$$R_{n24} = (1 - \alpha) R_{s\downarrow 24} - 110 \tau_{sw24} \quad (3.47)$$

onde $R_{s\downarrow 24}$ é a radiação solar incidente integrada 24 horas, com valores médios instantâneos para às 10:00 horas de $246,5 W m^{-2}$ para o dia 24 de setembro de 2003 e de $220,6 W m^{-2}$ para o dia 12 de outubro de 2004, respectivamente. O termo τ_{sw24} é a

transmitância atmosférica do dia da passagem do satélite. Assim a evapotranspiração diária em altura de lâmina d'água (mm dia^{-1}) foi calculada segundo a expressão:

$$ET_{24} = \frac{86400 \Lambda R_{n24}}{\lambda} \quad (3.48)$$

onde 86400 é o fator de conversão de segundos para dia e λ é o calor latente de vaporização da água ($2,45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 - Albedo da superfície

O albedo da superfície é uma importante variável em estudos que descrevem as propriedades radiativas da Terra. O albedo é definido como a fração da energia incidente no intervalo do espectro solar (0,3 a 3,0 μm) que é refletida pela superfície (Monteith & Unsworth, 1990). Sob condições de campo, o albedo é medido com instrumentos conhecidos por albedômetros.

Nas Figuras 4.1 e 4.2 estão representadas as cartas do albedo da superfície dos anos 2003 e 2004 do Landsat-5 TM, respectivamente, com resolução espacial de 500 m. Observa-se que não houve mudanças significativas entre o albedo em ambos os anos; entretanto, o ano de 2004 apresentou uma maior área com tonalidade azul (reservatórios de água, solo úmido) indicando, em primeira análise, maior quantidade de umidade no solo. A data de aquisição da imagem nesse ano corresponde ao início do período chuvoso na região cuja precipitação em 2004 foi 24% maior que em 2003 (Figura 3.3a).

A tonalidade em azul representa áreas com os menores valores de albedo, correspondendo aos reservatórios de água (lago de Sobradinho, trecho do rio São Francisco, e outros pequenos reservatórios). Para ambos os anos essas áreas apresentaram um albedo em torno de 3% a 11%. As tonalidades azul-claro e verde, representam as áreas que possuem valores de albedo intermediário, correspondendo a pomares de frutíferas irrigadas (goiaba, banana, manga, uva, coco) e vegetação nativa (caatinga). Por outro lado, as áreas com tonalidade marron e vermelho, apresentaram valores de albedo mais elevado,

correspondendo a caatinga rala e solos expostos. Os valores mínimo, médio e máximo do albedo para o ano de 2003 foram de 3%, 16% e 47%, enquanto que para o ano de 2004 esses valores foram de 3%, 14% e 44%. O albedo para o lago de Sobradinho, solo exposto e caatinga para o ano de 2003, variou de 6%, 40%, 20%, respectivamente, enquanto que em 2004 os albedos médios nessa ordem foram de 6%, 35% e 22%. Feitosa (2005) trabalhando nessa mesma área com imagens do Landsat-5 TM, ao determinar o balanço de energia, encontrou para o dia 24/09/2003, valores do albedo mínimo, médio e máximo de 6%, 16% e 51% respectivamente. Segundo o mesmo autor, o albedo da água do lago de Sobradinho, solo exposto e caatinga para a carta do Landsat-5 TM foi 8%, 41% e 23%. Os valores do albedo da água determinados nesse estudo se aproximaram daqueles observados por Bastiaanssen et al. (1998a) e Bastiaanssen (2000) na Bacia de Gediz na Turquia, usando imagens do Landsat-5 TM. O referido autor encontrou valores do albedo da água entre 5% e 6%. Lopes (2003) e Bezerra (2004) aplicaram o SEBAL para estudar o balanço de radiação e energia nessa mesma região e encontraram percentuais de albedo para solo exposto próximos aos obtidos nesse trabalho. Tais percentuais variaram de 35% a 40%.

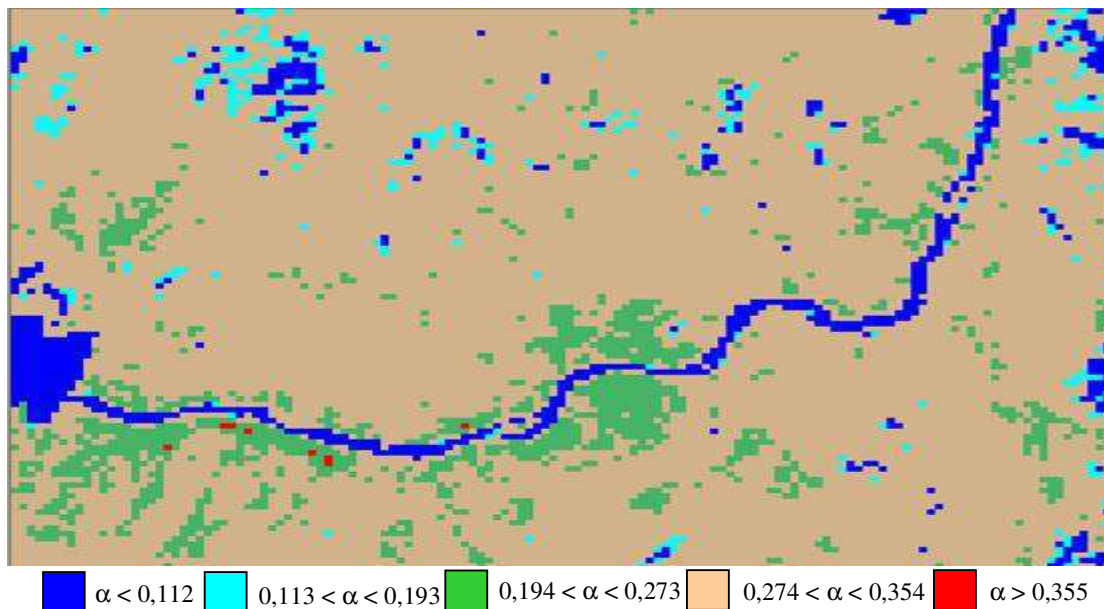


Figura 4.1 – Albedo da superfície (α) obtido pela imagem do Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003. Resolução espacial 500 m.

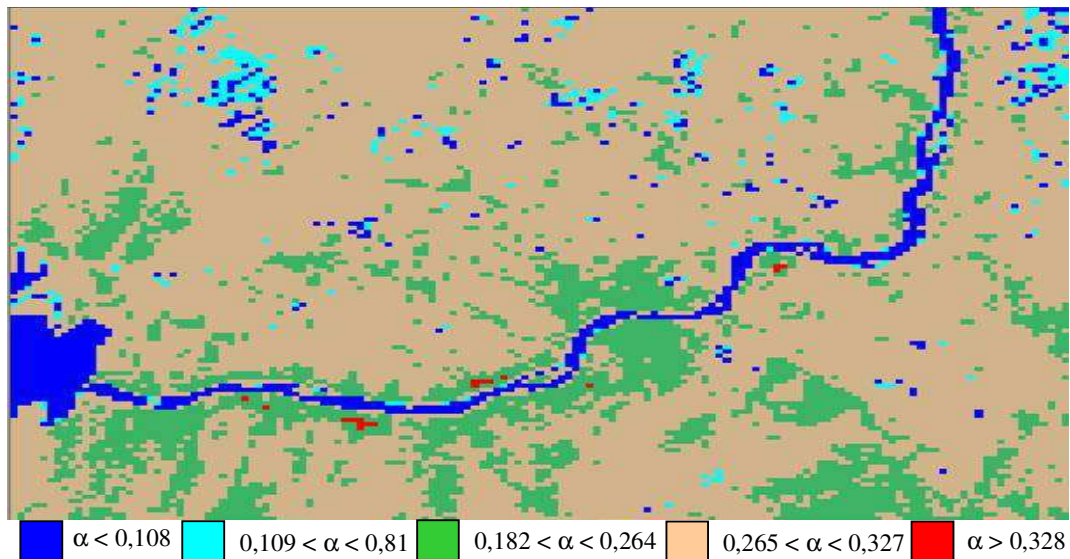


Figura 4.2 – Albedo da superfície (α) obtido pela imagem do Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004. Resolução espacial 500 m.

As Figuras 4.3 e 4.4 representam o albedo da superfície para os dias 24/09/2003 e 12/10/2004 determinados pelo satélite Terra/Modis. Cabe salientar que tanto as imagens do Landsat-5 como as imagens do Modis usadas nesse trabalho foram transformadas para a resolução espacial de 500 m. A exemplo do verificado com o Landsat as tonalidades apresentadas nessa análise para o Terra/Modis, correspondem aos mesmos alvos analisados anteriormente. Os valores mínimo, médio e máximo do albedo para a imagem de 2003, foram de 3%, 22% e 48%. Para um trecho do Rio São Francisco encontrou-se o valor de 7%, para solo exposto 32% e caatinga 19%.

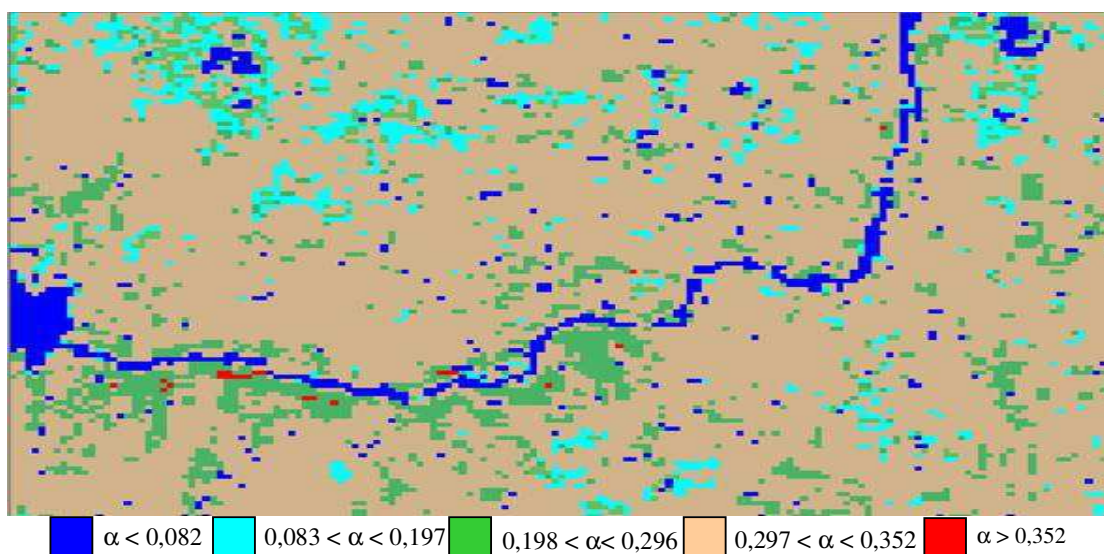


Figura 4.3 – Albedo da superfície (α) obtido pela imagem do satélite Terra/Modis para o dia 24/09/2003. Resolução espacial 500 m.

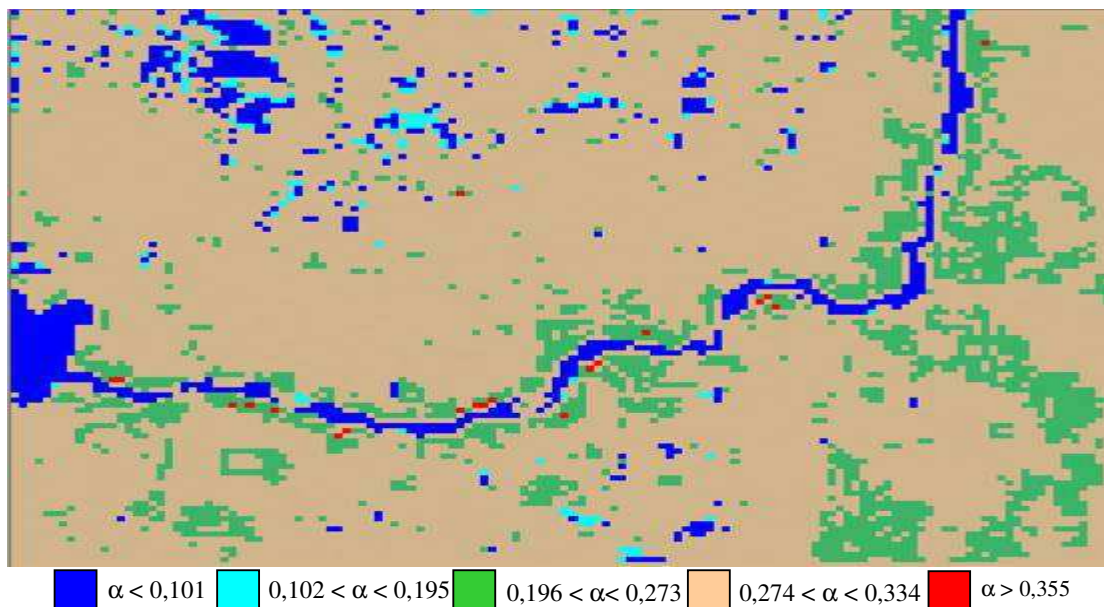


Figura 4.4 – Albedo da superfície (α) obtido pela imagem do satélite Terra/Modis para o dia 12/10/2004. Resolução espacial de 500 m.

Para a imagem do Terra/Modis de 2004, os valores mínimo, médio e máximo do albedo foram: 4%, 18% e 36%, respectivamente. Os valores do albedo observados nos alvos água, solo exposto, área de caatinga e áreas irrigadas, foram 8%, 30%, 17% e 23%, respectivamente. Observa-se que tanto para as imagens do Landsat-5 TM como para as imagens do Terra/Modis o comportamento do albedo foi semelhante. A resposta espectral dos alvos analisados seguiu um padrão de resposta tipicamente esperado para esses tipos de alvos. Allen et al., (2002) apresentou resultados do albedo para a água variando entre 2,5% e 6,5%, em função do ângulo de elevação solar; segundo o referido autor, para solo exposto do tipo arenoso, o albedo pode variar entre 34% a 40% e para áreas de pastagens entre 15% a 25%.

4.3 - Índices de vegetação (NDVI, SAVI e LAI)

Os índices de vegetação (IVs) destacam-se nas estimativas de vários parâmetros da vegetação, como por exemplo, a produtividade e atividade fotossintética (Sellers, 1993); o índice de área foliar (LAI) (Baret & Guyot, 1991; Gutman & Ignatov, 1998); quantidade de biomassa verde (Elvidge & Lyon, 1985; Batista et al., 1993).

Embora existam muitos índices, os mais usados e conhecidos são: o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), Índice de Vegetação Ajustado ao Solo

(SAVI) e Índice de Vegetação Resistente aos Efeitos da Atmosfera e Ajustado para os Efeitos do Solo (SARVI), o índice de verdor (GVI) e o Índice de vegetação otimizado (EVI). Neste trabalho foram analisados o NDVI, o SAVI e o LAI.

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) tem sido empregado para avaliar o vigor da vegetação, monitorar a cobertura vegetal e auxiliar na detecção de desmatamentos, avaliação de áreas queimadas, dar suporte a previsão da produtividade agrícola, entre outras aplicações. Muitas superfícies naturais se apresentam igualmente brilhantes, no vermelho e infravermelho próximo do espectro eletromagnético, com a notável exceção da vegetação verde. A luz vermelha é fortemente absorvida pelos pigmentos fotossintéticos (tais como a clorofila A), encontrada nas folhas verdes, enquanto a luz no infravermelho próximo ou passa através dos tecidos vivos da folha ou é refletida por ela, apesar de sua cor.

A vegetação tem refletância normalmente baixa na banda visível (VIS) e alta no infravermelho próximo (NIR). No primeiro caso, é a clorofila que absorve a radiação solar para permitir a fotossíntese, enquanto que o tecido das folhas tem baixa absorção no NIR. Já a cobertura vegetal com estresse hídrico tende a absorver menos radiação solar, aumentar sua refletância no espectro visível e absorver mais no infravermelho próximo. Deste modo, a diferença entre as refletâncias ($\rho_4 - \rho_3$ - *índice diferencial*) entre esses comprimentos de ondas tende a decrescer, característica da cobertura vegetal quanto ao estresse hídrico. Sua interpretação, portanto, leva em consideração os ciclos fenológicos das culturas a fim de se distinguir as oscilações naturais do estado da vegetação. ρ_3 e ρ_4 correspondem às refletâncias das bandas 3 e 4, do satélite Landsat-5 TM, respectivamente.

Os valores de NDVI oscilam entre -1 e +1, que correspondem às características de estresse hídrico (próximo a -1) e a uma vegetação exuberante (próximo a +1). A água tem refletância maior na banda ρ_3 que na ρ_4 , portanto valores negativos de NDVI. O solo nu e com vegetação rala apresenta valores positivos, mas não muito elevados. Já a vegetação densa, úmida, e bem desenvolvida, apresenta os maiores valores de NDVI.

As Figuras 4.5 e 4.6 apresentam a variação do NDVI para os anos de 2003 e 2004 originados dos recortes das imagens do Landsat-5 TM, nos quais a tonalidade azul representa os valores do NDVI inferiores a -0,644, para ambos os anos, correspondendo à parte do lago de Sobradinho e leito do rio São Francisco. Por outro lado, a tonalidade

avermelhada representa valores de NDVI superiores a 0,493, correspondendo às áreas irrigadas. Destacam-se nas figuras áreas que foram operacionalizadas com o sistema de irrigação pivot-central, aproximadamente circulares, em tonalidade vermelho.

O conjunto de tonalidades azul-claro, esverdeada e marron-claro representam áreas com valores de NDVI intermediários, correspondendo a uma grande área de caatinga densa e rala, como também áreas com vegetação nativa e solo exposto respectivamente. Para o ano de 2003 os valores do NDVI variaram de $-0,180$ a $0,687$, com média de $0,281$. Os valores do NDVI para a água, solo exposto, caatinga e áreas irrigadas, estimados em 2003, foram: $-0,17$, $0,07$, $0,19$ e $0,653$, respectivamente. Para o ano de 2004 esses valores atingiram o intervalo de $-0,605$ e $0,779$, com média de $0,301$. Pode-se afirmar com base nos recortes das imagens e nos resultados obtidos que a área irrigada no ano de 2003 foi maior que em 2004. Essa afirmação tem por base a maior área com tonalidade avermelhada apresentada na carta de 2003. No entanto, pode-se observar que a cobertura vegetal da região estudada no ano de 2004 é mais densa que em 2003 (área com tonalidade esverdeada com NDVI variando entre $0,36$ e $0,60$). Fazendo-se uma relação entre esses resultados e a precipitação pluvial registrada nos dois anos estudados (Figura 3.2a), observa-se que no ano de 2004 o índice pluviométrico foi 50% superior ao de 2003, proporcionando melhores condições no desenvolvimento da vegetação nativa e, conseqüentemente, influenciando no desenvolvimento normal desse tipo de vegetação predominante na área.

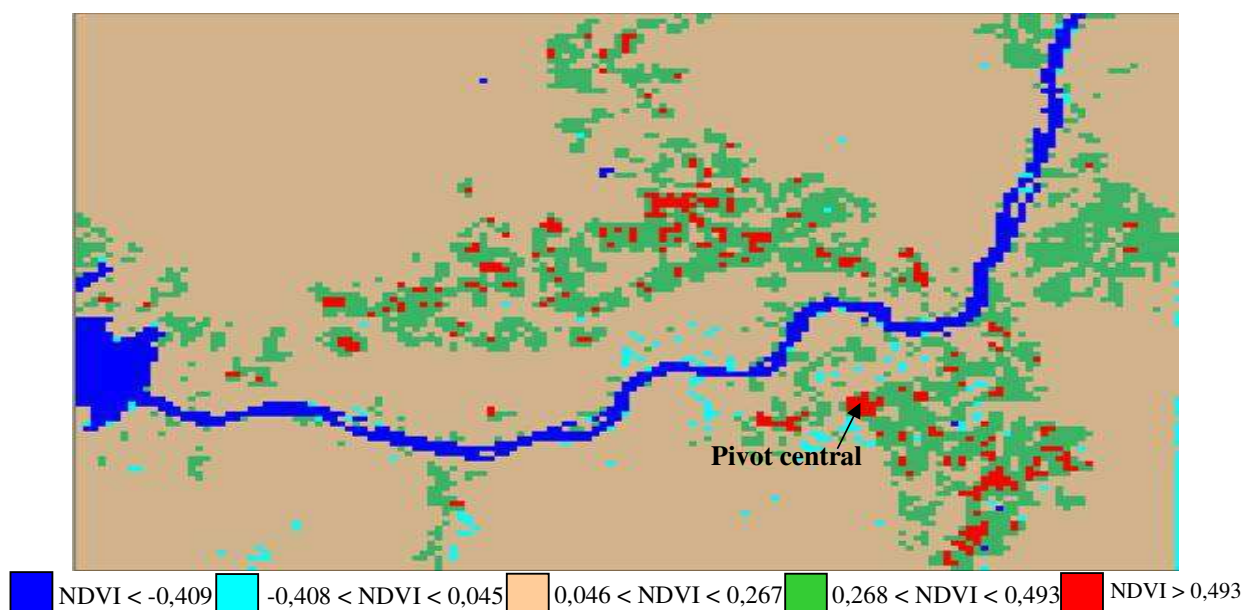


Figura 4.5 – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) obtido pelo Landsat-5 TM para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

Vale salientar que da série de dados de precipitação analisada (1974-2004), obtida da Estação Agrometeorológica do CPATSA-Semi-Árido em Petrolina-PE, o ano de 2004 foi o terceiro com o maior índice de precipitação registrado, sendo o ano de 1985 o primeiro e o ano de 1988 o segundo. Deste modo, nas áreas estudadas a cobertura vegetativa da superfície foi maior em 2004 que em 2003, proporcionando um NDVI maior em 2004. Como consequência, a agricultura irrigada da região foi bastante prejudicada pelo excesso de chuva registrado, ocorrendo, por conseguinte, perdas na produtividade dos cultivos irrigados na área.

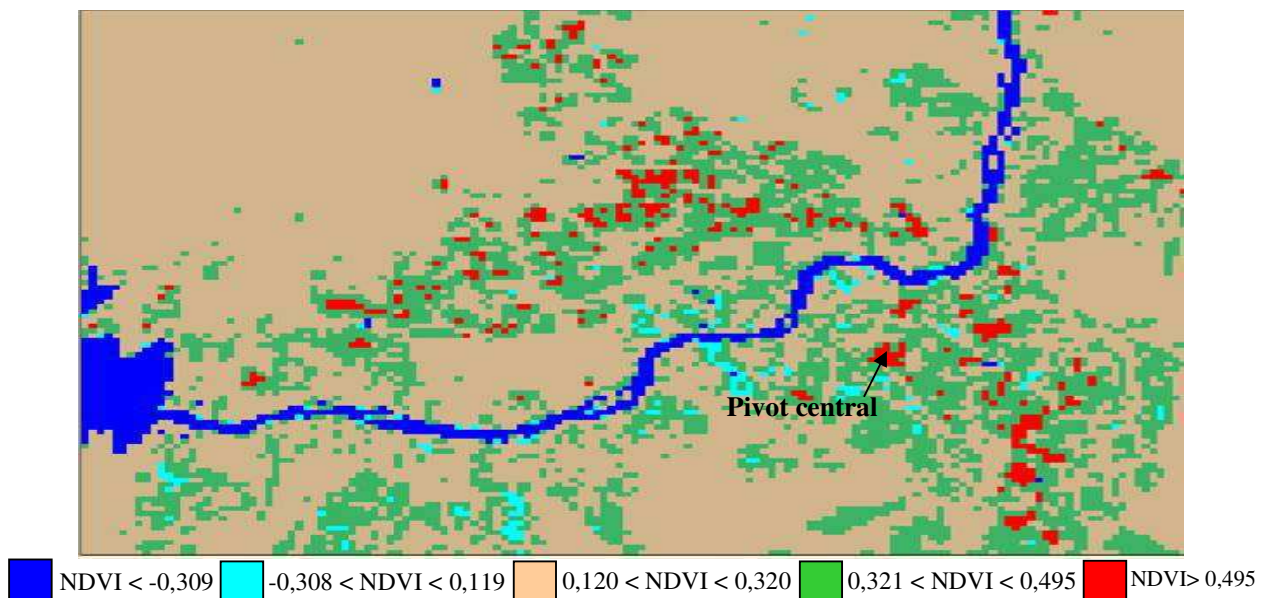


Figura 4.6 – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) obtido pelo Landsat-5 TM para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

Os valores do NDVI correspondentes às imagens do Landsat-5 de 2003 e 2004, para os tipos de alvos analisados, solo exposto e área irrigada, são semelhantes àqueles obtidos por Daughtry et al. (1990), ou seja, em torno de 20% para solo exposto e 50% para áreas com cultivo. Segundo Huete e Tucker (1991) os valores de NDVI para solo exposto variam entre 5% a 30%. Estudos mais recentes como o de Braga (2000) e Melo (2003) mostram que a introdução de parâmetros da vegetação, derivados do NDVI em modelos climáticos, pode resultar em mudanças significativas nos fluxos à superfície obtidos por simulações numéricas. Pode-se afirmar, de acordo com a análise realizada, que o NDVI tanto para a imagem do Landsat-5 TM como para a imagem do Terra/Modis, apresentaram, para os alvos estudados (água, solo exposto, caatinga e áreas irrigadas), valores de NDVI compatíveis com a resposta espectral desses alvos.

As Figuras 4.7 e 4.8 refletem o NDVI determinado pelo satélite Terra/Modis para os dias 24/09/2003 e 12/10/2004, respectivamente. As tonalidades azul e azul-claro nas referidas figuras representam, respectivamente, a barragem de Sobradinho, parte do Rio São Francisco, corpos d'água e solo exposto; as tonalidades marron e vermelho, representam áreas de caatinga e áreas irrigadas com pivot central; as áreas na tonalidade verde representam cultivos irrigados.

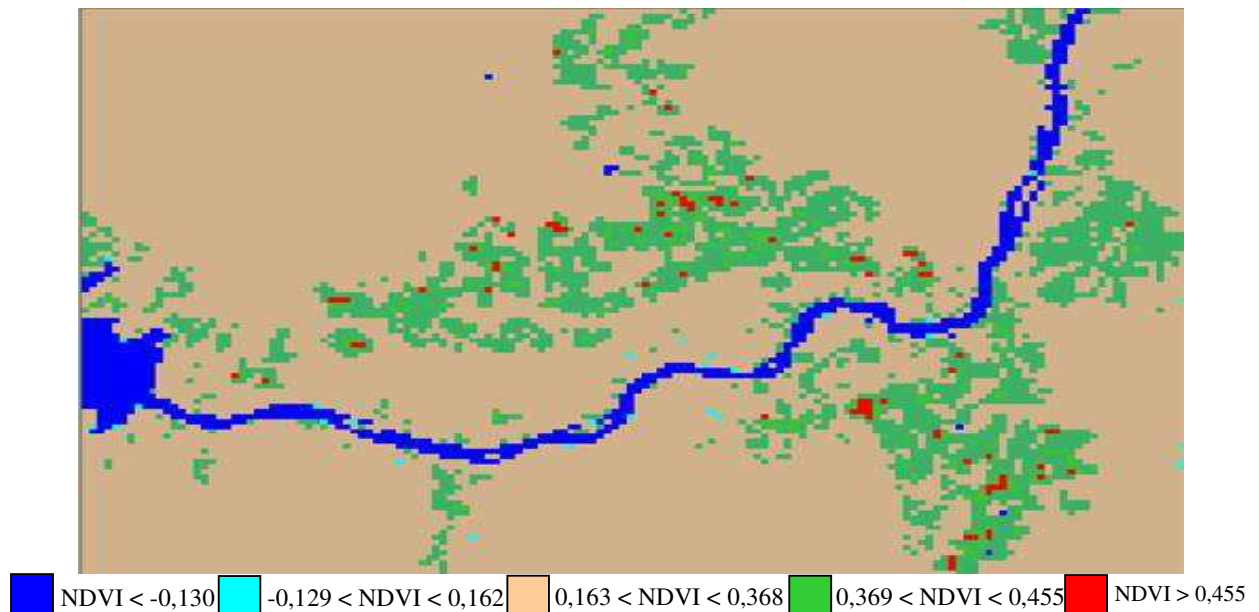


Figura 4.7 – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) obtido pelo satélite Terra/Modis para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

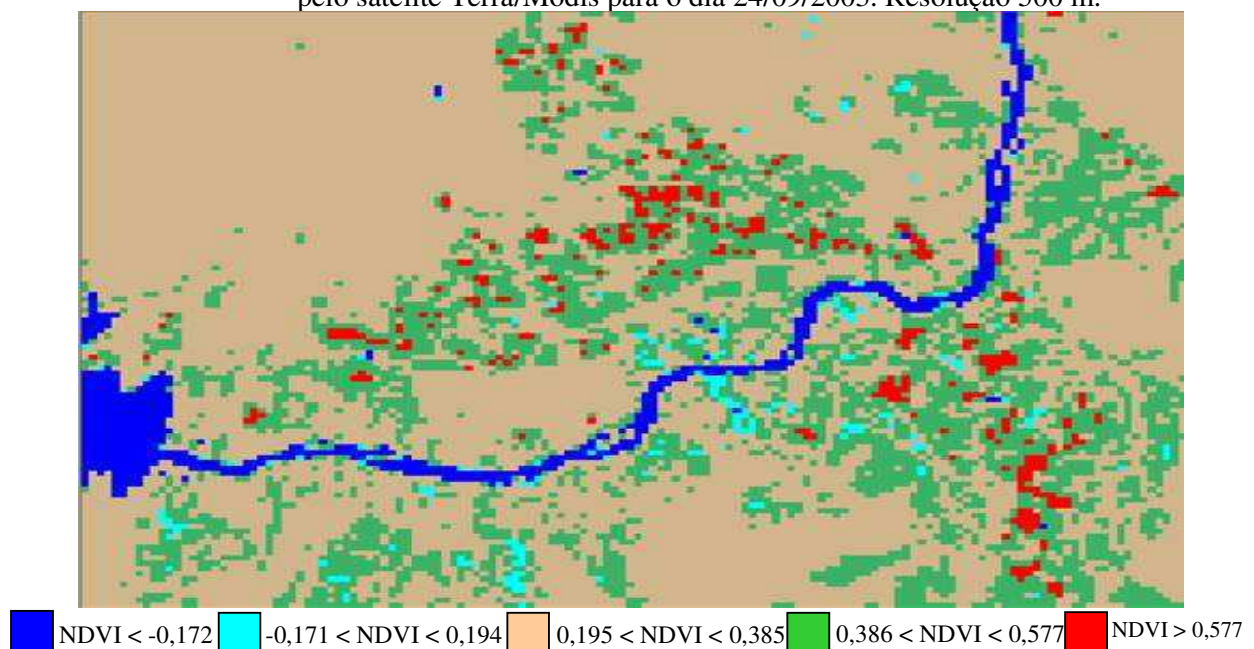


Figura 4.8 – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) obtido pelo satélite Terra/Modis para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

Observa-se nas referidas figuras que o índice de vegetação por diferença normalizada em ambos os anos estudados foram semelhantes o que permite afirmar que, o Terra/Modis estima com um bom grau de precisão o NDVI. O valor mínimo deste índice no ano de 2004 foi de -0,309, o médio 0,217 e o valor máximo de 0,697. Pode-se observar também que no ano de 2004 a área com cobertura vegetal foi maior que no ano de 2003. Como mencionado anteriormente, esse fato ocorreu em razão do maior volume de chuva registrado no ano de 2004.

4.4 - Temperatura da superfície (T_s)

A radiação termal emitida pela superfície depende, fundamentalmente, de dois fatores: (1) da temperatura da superfície, que é um indicador do estado de equilíbrio termodinâmico resultante do balanço de energia dos fluxos entre a atmosfera, a própria superfície e a sub-superfície do solo; e (2) da emissividade da superfície, que é a eficiência da superfície em transmitir a energia radiante gerada no solo, para a atmosfera. Esse último fator depende, sobretudo, da composição e rugosidade da superfície, bem como de parâmetros físicos associados, tais com o conteúdo de umidade da superfície.

As Figuras 4.9 e 4.10 representam os recortes da imagem do Landsat-5 TM, correspondentes a temperatura da superfície (T_s) para os dois anos estudados, 2003 e 2004, respectivamente. Nas referidas figuras, as áreas com tonalidade azul representam valores de temperaturas inferiores a 23° C, correspondendo ao lago de Sobradinho, rio São Francisco e alguns pequenos reservatórios de água. As áreas com tonalidade azul-clara delimitam regiões da superfície com temperaturas variando entre 25° C e 29° C, correspondentes a áreas submetidas ao manejo da irrigação em cultivos de banana, goiaba, uva, manga, entre outros. Destacam-se nas imagens, áreas com geometria mais ou menos circular, às margens do rio São Francisco, que representam sistemas de irrigação com pivot-central e que apresentaram temperaturas em torno de 25 °C.

As áreas com coloração esverdeada e marron-claro, são aquelas com vegetação nativa e áreas com baixa densidade vegetativa. Já as áreas com tonalidade avermelhada, com maior proporção na carta de 2003, representam as T_s superiores a 36 °C (ano de 2003) e 38 °C (ano de 2004), que caracterizam áreas de solo exposto.

Bastiaanssen (2000) aplicou o modelo SEBAL com imagens Landsat-5 TM na bacia de Gediz (Turquia) e verificou que a temperatura da superfície variou de 19°C a

50°C. Qin e Karnieli (2001) estudaram o comportamento da temperatura da superfície na região semi-árida de fronteira, entre Israel e Egito, através de imagens Landsat-5. Observaram que houve diferenças entre as T_s nessa pequena faixa da superfície, de até 3,4°C, e atribuíram essa diferença dentre outros fatores, a constituição do solo. Eles concluem dizendo que devido a grande variação espacial da T_s , tanto a cobertura como o material que compõe o solo podem ser os fatores que mais contribuem para que haja grandes diferenças nas estimativas da temperatura da superfície.

Em trabalho mais recente Di Pace (2004) aplicou o SEBAL com imagens do Landsat-5 na mesma região onde foi realizado o presente estudo, a fim de verificar em detalhes a influência do modelo digital de elevação (DEM) na estimativa de T_s . Os resultados desse trabalho indicaram que, quando o DEM é aplicado nesse tipo de estudo, a T_s foi 1,5°C menor que a T_s sem a aplicação do modelo. Outro fato marcante no referido estudo foi que, tanto a diferença da T_s média quanto da T_s máxima (solo com baixa densidade vegetativa e/ou solo exposto) com a aplicação do modelo, foi cerca de 1,4°C menor que sem a aplicação do modelo, enquanto que para a T_s mínima (corpos d'água e/ou solo bem abastecido de água) a diferença entre a T_s com e sem a aplicação do modelo foi de apenas 0,5°C, ou seja, o DEM pode ser um grande aliado na estimativa da T_s , em especial em áreas com baixa cobertura vegetal, bem como em região de solo exposto e de relevo irregular.

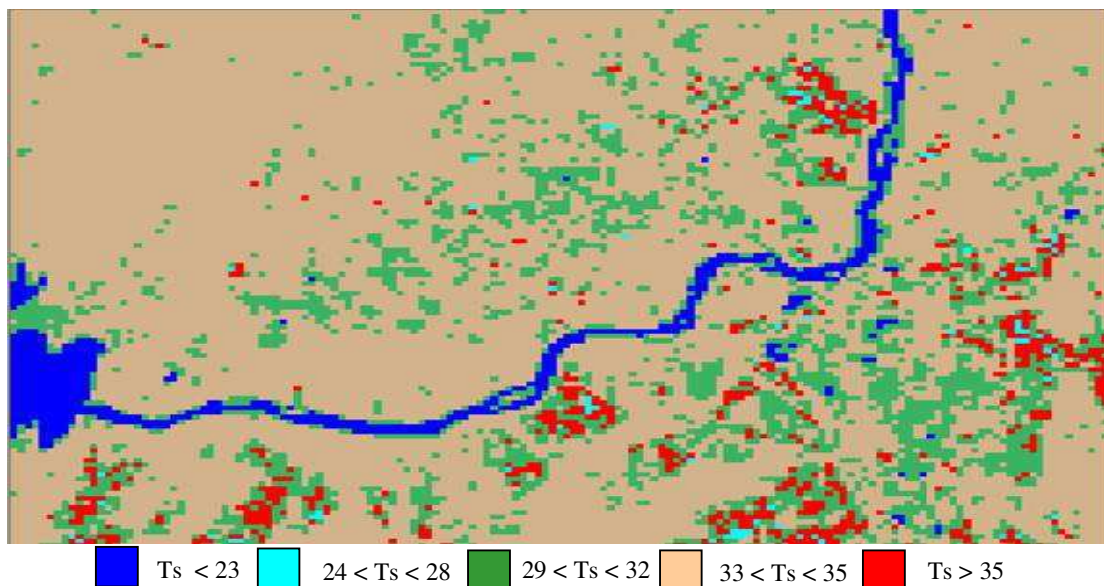


Figura 4.9 – Temperatura da superfície (T_s) obtida pelo Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

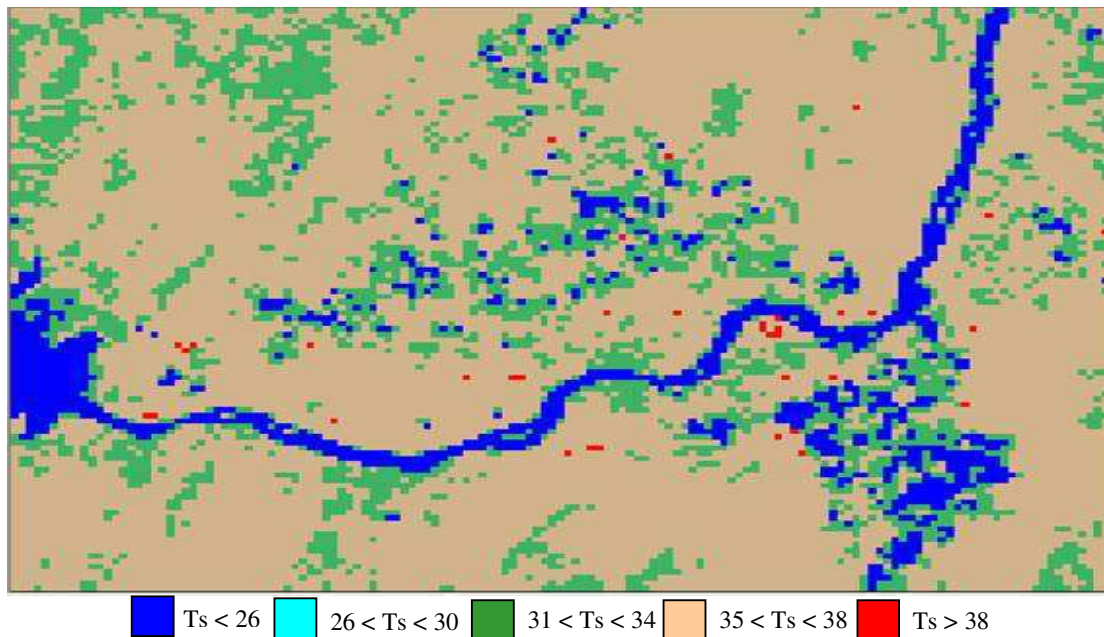


Figura 4.10 – Temperatura da superfície (T_s) obtida pelo Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

Com relação às imagens Modis, Figuras 4.13 e 4.14, se observa que o comportamento da temperatura foi semelhante às temperaturas determinadas pelo Landsat-5, com valores ligeiramente superiores nas áreas com vegetação nativa (tonalidade esverdeada), áreas com baixa densidade de plantas (tonalidade marron-claro), que abrange a maior parte da área estudada e solo exposto (tonalidade avermelhada). Verifica-se também, como nas imagens do Landsat-5, que a imagem do Modis de 2004, apresentou em sua paisagem uma maior densidade na cobertura vegetal resultante da maior disponibilidade de umidade do solo, proporcionada pelas precipitações pluviométricas que foram maiores nesse ano.

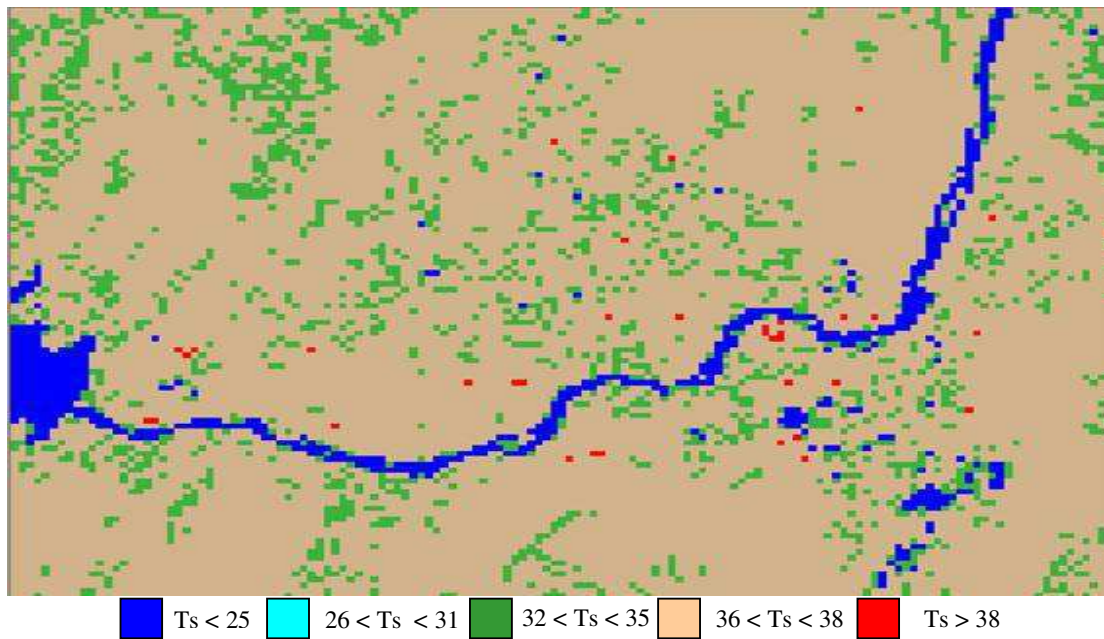


Figura 4.11 – Temperatura da superfície (T_s) obtida pelo satélite Terra/Modis para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

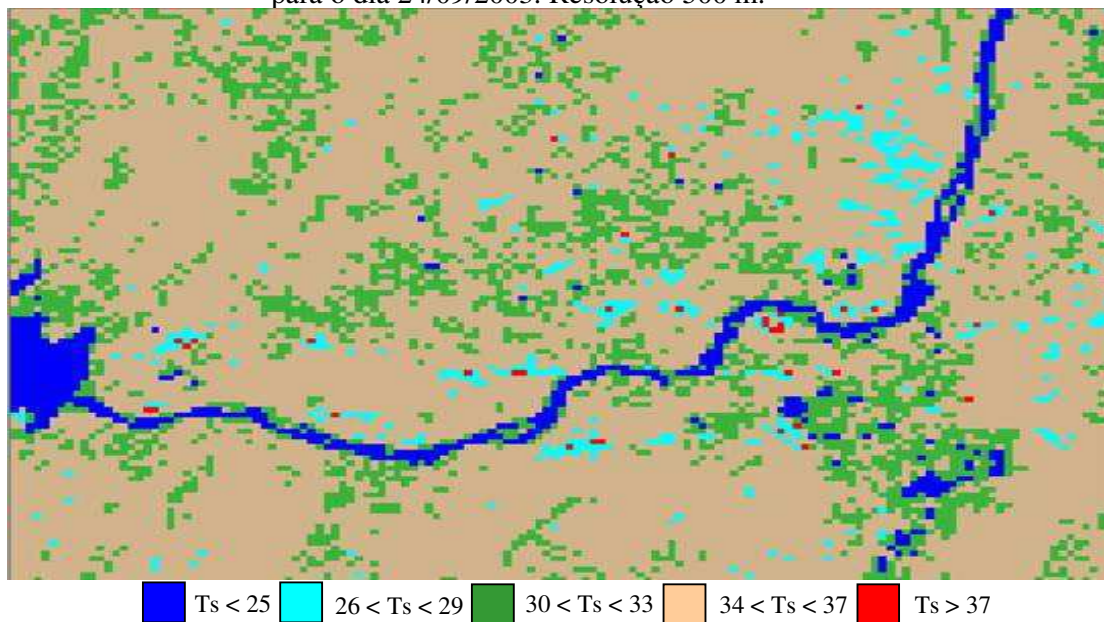


Figura 4.12 – Temperatura da superfície (T_s) obtida pelo satélite Terra/Modis para o dia 10/12/2004. Resolução 500 m.

4.5- Radiação de Onda Curta ($R_s\downarrow$) e Onda Longa ($R_L\uparrow$)

Na Tabela 4 encontram-se os valores da radiação de onda curta incidente e a radiação de onda longa emitida pela atmosfera, referentes ao Landsat-5 e Terra/Modis,

para os anos de 2003 e 2004, respectivamente. Os valores foram estimados segundo a equação utilizada por Bastiaanssen (1995) e Allen et al. (2002) e considerados constantes para toda a cena nos dois anos estudados. A radiação solar global estimada para 2003 por ambos os sensores, foi um pouco superior ao valor observado na estação meteorológica de Bebedouro, localizada no município de Petrolina, que foi de $863,0 \text{ W.m}^{-2}$, às 10 horas da manhã. Comparando-se agora os dados da tabela abaixo se pode observar que os valores da radiação de onda curta incidente, tanto para o Landsat-5 como para o Terra/Modis, foram ligeiramente superiores em 2003 em relação ao ano de 2004, em razão das maiores temperaturas e menor pluviosidade registradas nesse ano (Figuras 3.4a e 3.4b). No caso da radiação de onda longa incidente, ocorreu o contrário: o valor dessa variável foi ligeiramente superior no ano de 2004, para ambos os sensores, em razão das condições climáticas (maior pluviosidade) ocorrida nesse ano e conseqüentemente maior retenção de ondas longas pelo vapor d'água e o seu reenvio para a superfície .

As estimativas de $R_{s\downarrow}$ e $R_{L\downarrow}$, portanto, entre os anos e sensores apresentaram boa concordância. A diferença entre as estimativas de $R_{s\downarrow}$ do Landsat-5 para os dois anos, não ultrapassou 5%. Para o espectrorradiômetro Modis, essa diferença entre os dois anos em relação a $R_{s\downarrow}$, foi ainda menor, ou seja, 3%. No caso da radiação de onda longa $R_{L\downarrow}$ essas diferenças foram de aproximadamente 6% para os dois anos.

Tabela 4.1 - Radiação de onda curta incidente e radiação de onda longa emitida pela atmosfera estimadas pelo Landsat-5 e Terra/Modis.

LANDSAT-5	2003	2004	TERRA/MODIS	2003	2004
$R_{s\downarrow} \text{ (W. m}^{-2}\text{)}$	995,2	948,3	$R_{s\downarrow} \text{ (W. m}^{-2}\text{)}$	986,4	956,3
$R_{L\downarrow} \text{ (W. m}^{-2}\text{)}$	327,9	348,2	$R_{L\downarrow} \text{ (W. m}^{-2}\text{)}$	345,1	366,8

Nas Figuras 4.15 e 4.16 estão representadas as cartas de radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_{L\uparrow}$), para os anos de 2003 e 2004. As áreas com tonalidade azul correspondem a valores de $R_{L\uparrow}$ inferiores a 427 W.m^{-2} e 432 W.m^{-2} para os referidos anos, respectivamente, e correspondem aos corpos d'água. O valor mínimo de $R_{L\uparrow}$ para o ano de 2003 foi 390 W.m^{-2} , enquanto que para 2004 foi da ordem de 420 W m^{-2} . As áreas com tonalidade avermelhada representam valores de $R_{L\uparrow}$ superiores a 491 W m^{-2} , correspondente as áreas com baixa cobertura vegetal ou solo exposto. O valor de $R_{L\uparrow}$

máximo para o ano de 2003 foi de 512 W m^{-2} , enquanto que para 2004 esse valor atingiu 528 W m^{-2} .

As tonalidades, azul-claro e verde que representam áreas com cultivo irrigado, apresentaram valores de $R_{L\uparrow}$ entre 427 W m^{-2} e 448 W m^{-2} no ano de 2003 e 432 W m^{-2} e 456 W m^{-2} para o ano de 2004. Observa-se, tanto na imagem de 2003 como na de 2004, uma predominância da tonalidade morron-claro, na qual grande parte dos valores de $R_{L\uparrow}$ está contida. O intervalo dessa faixa encontra-se entre os valores de 470 W m^{-2} e 491 W m^{-2} e representa áreas com vegetação rala.

No ano de 2003, destacam-se as tonalidades esverdeada e avermelhada, que limita $R_{L\uparrow}$ entre 427 W m^{-2} e 448 W m^{-2} e $R_{L\uparrow}$ maior que 491 W m^{-2} , respectivamente. Essa pequena diferença de aproximadamente 10 W m^{-2} entre as cartas de $R_{L\uparrow}$, está associada ao fato de que a temperatura da superfície em 2003 foi superior a temperatura de superfície apresentada nas mesmas áreas em 2004. O valor da $R_{L\uparrow}$ média, da moda e do desvio padrão para o ano de 2003 foi de 447 W m^{-2} ; 435 W m^{-2} e 13 W m^{-2} , enquanto que para 2004 esses valores foram 460 W m^{-2} , $493,3 \text{ W m}^{-2}$ e $20,3 \text{ W m}^{-2}$.

Moura (2001) estudou o balanço de radiação e energia em pomares de goiabeira na mesma área dessa pesquisa. O trabalho foi dividido em 4 fases, na primeira e segunda fase a $R_{L\uparrow}$ variou de 400 a 450 W m^{-2} , enquanto que nas duas últimas fases a $R_{L\uparrow}$ atingiu a faixa entre 450 a 500 W m^{-2} . Os valores médios da $R_{L\uparrow}$ nas fases consideradas, isto é, 1, 2, 3, 4 foram $485,3 \text{ W m}^{-2}$; $462,8 \text{ W m}^{-2}$; $475,7 \text{ W m}^{-2}$ e $494,2 \text{ W m}^{-2}$ respectivamente. Como visto os valores da $R_{L\uparrow}$ estimados nessa pesquisa estão em concordância com os valores obtidos por Moura (2001).

Feitosa (2005), trabalhando também na mesma área, com imagens do Landsat-5 TM e NOAA/AVHRR, encontrou valores de $R_{L\uparrow}$ entre 425 e 485 W m^{-2} , o que evidencia o bom comportamento do modelo Sebal na estimativa da referida variável.

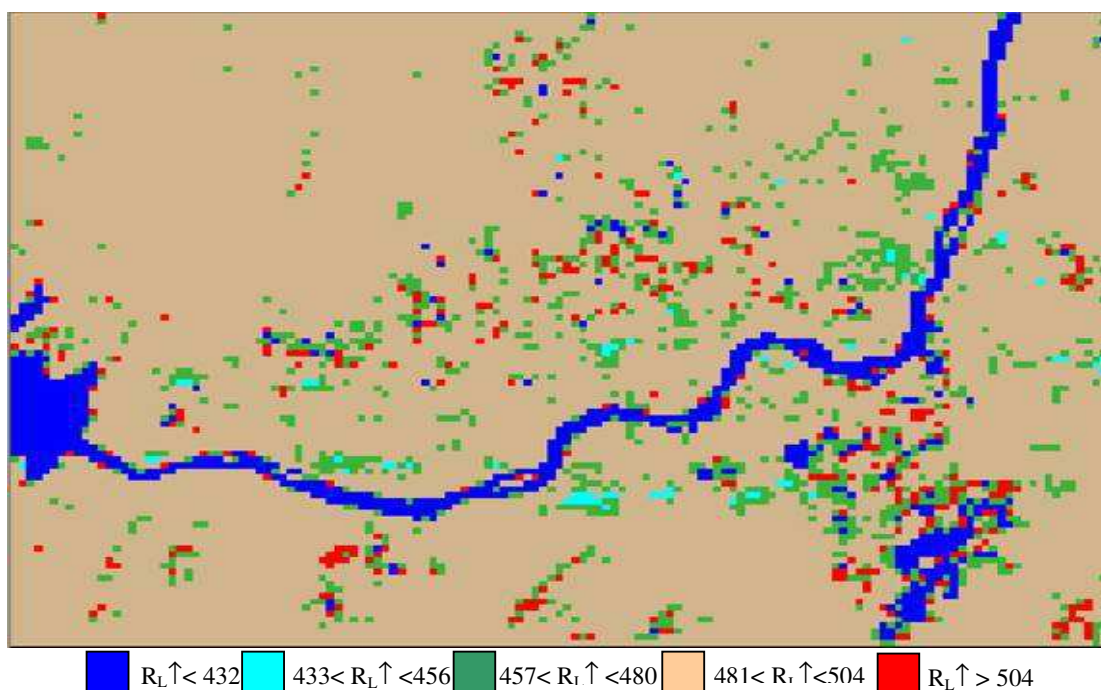


Figura 4.13 – Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_L \uparrow$) em $W m^{-2}$ obtida pelo Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m

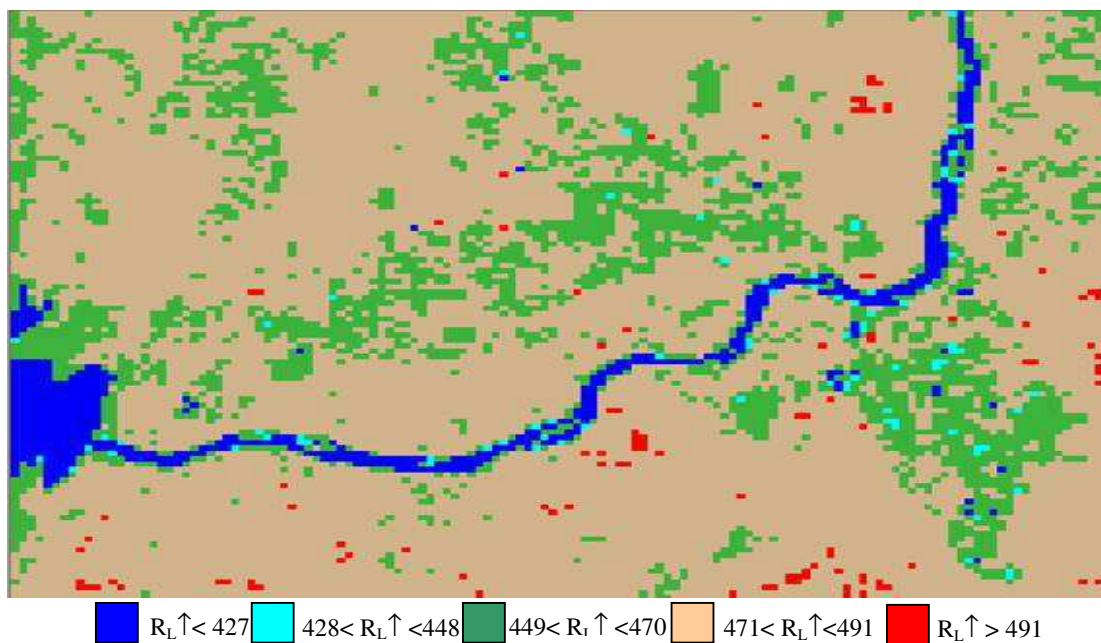


Figura 4.14 – Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_L \uparrow$) em $W m^{-2}$ obtida pelo Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m

A estimativa de $R_L \uparrow$ realizada pelo satélite Terra/Modis é mostrada nas Figuras 4.17 e 4.18, referente aos anos de 2003 e 2004, respectivamente. Como explicado anteriormente, a resolução espacial do Landsat-5 que é de 30 m foi degradada para 500 m,

a fim de se viabilizar as comparações entre os produtos originados das respectivas imagens. Observa-se nas referidas figuras que as imagens Modis também proporcionaram estimativas confiáveis da radiação de onda longa emitida pela superfície. Os valores de $R_L\uparrow$ variaram entre 304 W m^{-2} a 563 W m^{-2} em 2003 e 436 W m^{-2} a 594 W m^{-2} em 2004. Procurou-se, da melhor forma possível, estabelecer uma relação de cores padrão entre as imagens para facilitar a interpretação das mesmas.

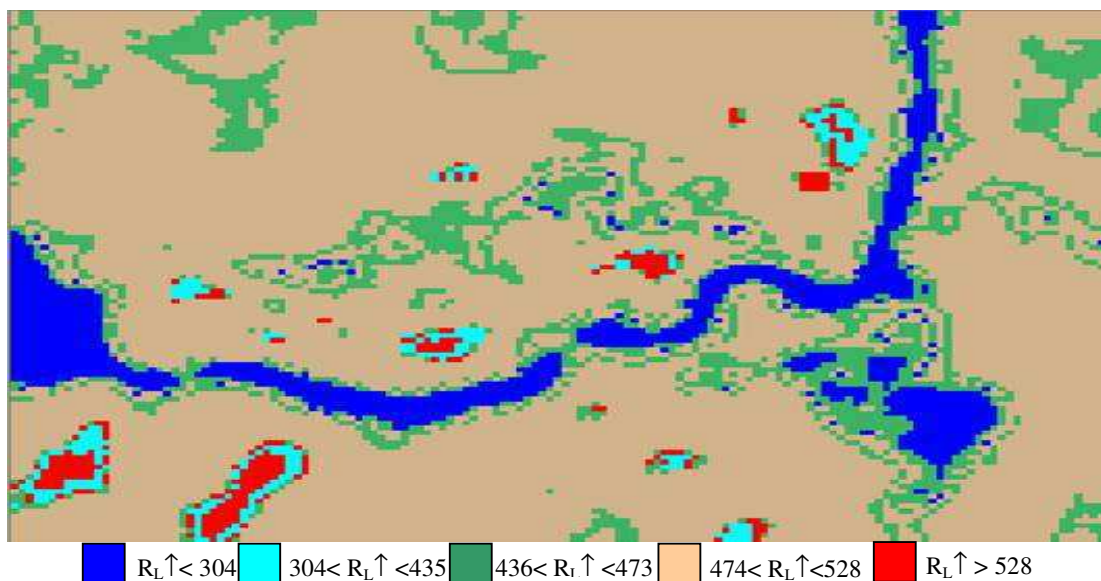


Figura 4.15 – Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_L\uparrow$) em W m^{-2} obtida pelo satélite Terra/Modis, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

Observa-se que os valores estimados da radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_L\uparrow$) a partir do Terra/Modis, para os dois anos e alvos estudados, tiveram um comportamento semelhante aos valores estimados pelo satélite Landsat-5. O valor de ($R_L\uparrow$) para o solo exposto (áreas em vermelho) por exemplo, foi maior que 528 W m^{-2} para o ano de 2003 e maior que 552 W m^{-2} para o ano de 2004.

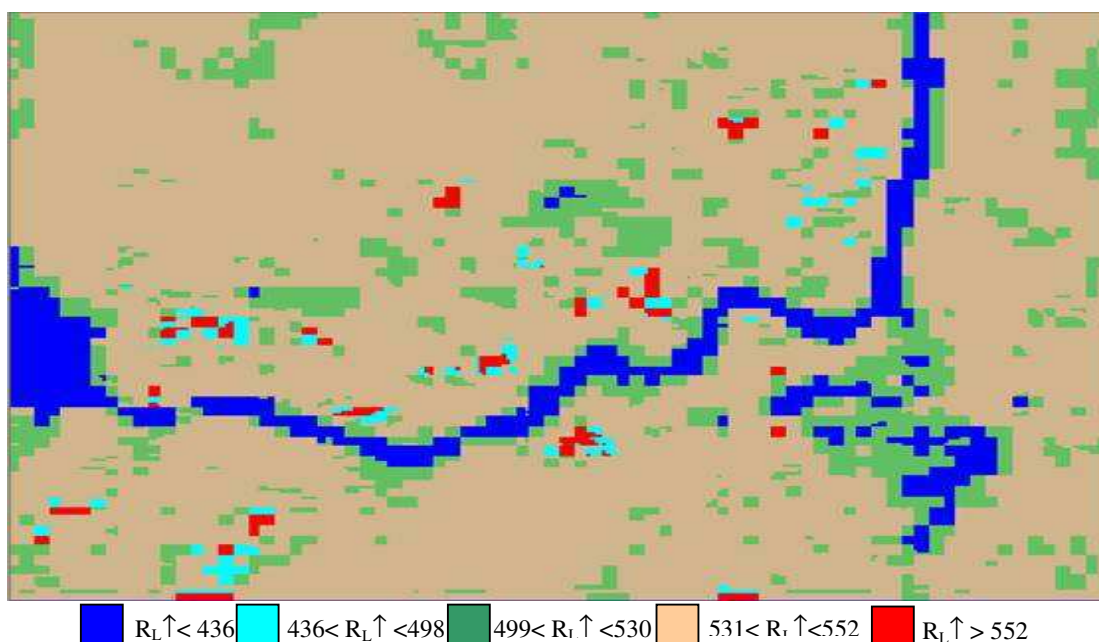


Figura 4.16 – Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_L \uparrow$) em $W m^{-2}$ obtida pelo satélite Terra/Modis, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

4.6 - Saldo de Radiação à Superfície (R_n)

As Figuras 4.19 e 4.21 representam os valores instantâneos do saldo de radiação à superfície (R_n) do Landsat-5 para os dias 24/09/2003 e 12/10/2004 e as figuras 4.20 e 4.22, os histogramas de frequência da mesma variável, respectivamente. As áreas com tonalidade em vermelho, em ambas as cartas, representam valores de R_n inferiores a $385 W m^{-2}$, que correspondem às áreas sem vegetação, que se concentram em sua maioria às margens do rio São Francisco. As tonalidades azul-claro e marron, representam áreas com baixa cobertura vegetativa e áreas de caatinga densa, respectivamente. Já as áreas de cor azul, que apresentam valores de R_n superiores a $670 W m^{-2}$ e $650 W m^{-2}$ para os anos de 2003 e 2004, respectivamente, correspondem ao Lago de Sobradinho, trecho do rio São Francisco e alguns pequenos reservatórios de água. Destaca-se nas referidas figuras, uma área significativa com tonalidade verde ($588 < R_n < 670$), principalmente na imagem de 2003, que correspondem às áreas irrigadas. Observa-se, nessas duas imagens, um comportamento similar na estimativa do saldo de radiação (R_n) em relação às características dos alvos, nos dois anos estudados.

Para o ano de 2003, os valores mínimo, médio e máximo de R_n estimados foram, respectivamente, $393 W m^{-2}$, $678 W m^{-2}$ e $853 W m^{-2}$, com um erro padrão médio

de 54 W m^{-2} que representa aproximadamente 8%. Considerando que a estimativa de Rn instantâneo possibilita a espacialização dessa variável na cena como um todo, as estimativas de Rn nessa pesquisa estão coerentes com os valores pontuais obtidos por Silva (2000) que estudou as necessidades hídricas da mangueira na mesma região pesquisada, e verificou que o Rn para às 9h 30, foi de 471 W m^{-2} .

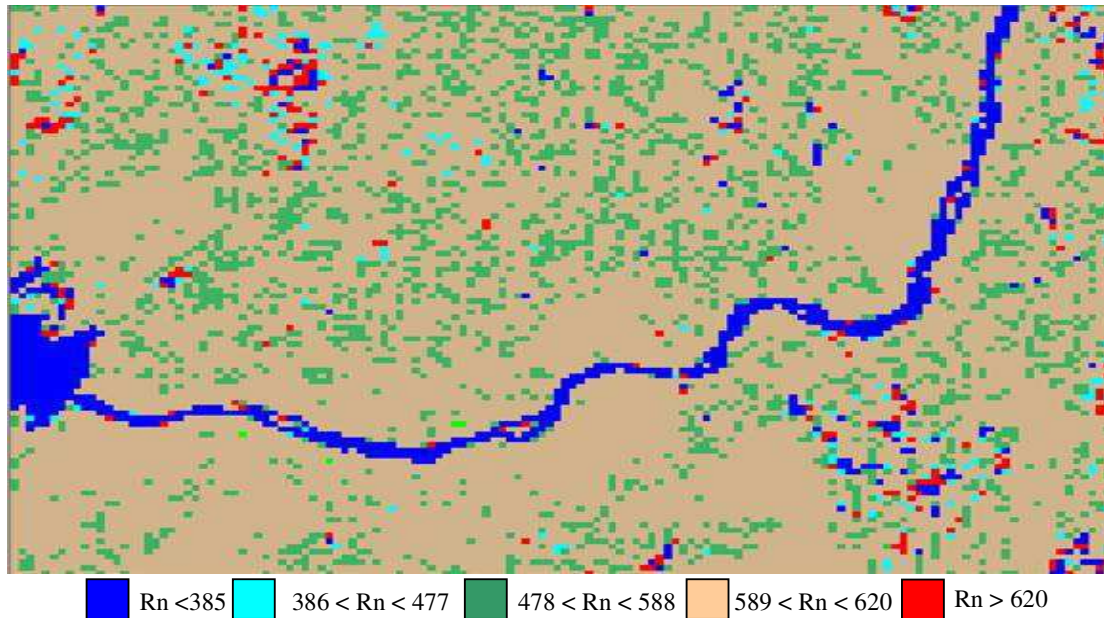


Figura 4.17 – Saldo de radiação (Rn) em W m^{-2} obtido pelo Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

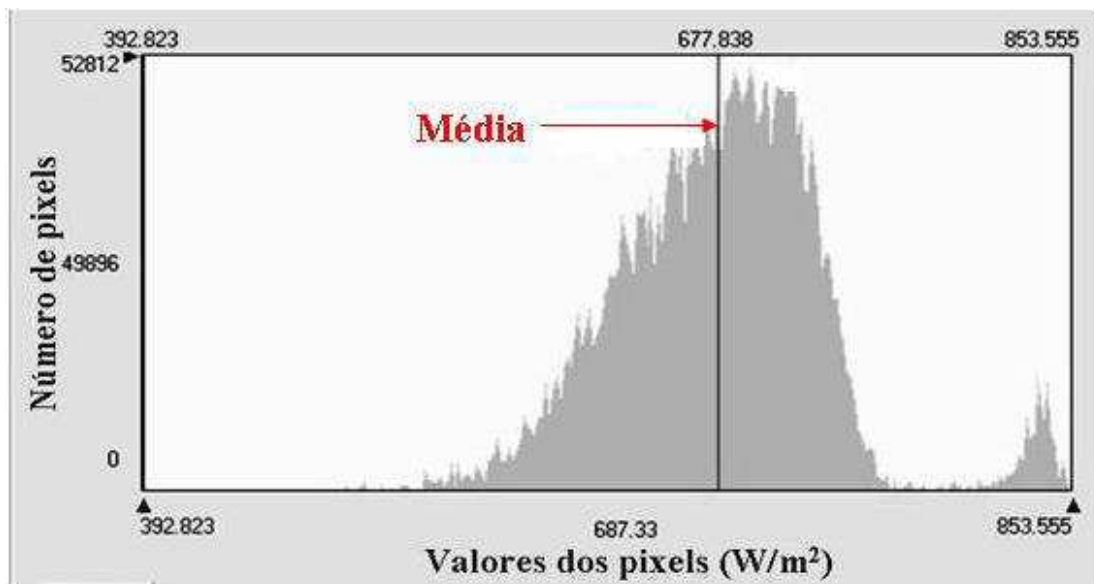


Figura 4.18 – Histograma de frequência para o saldo de radiação determinado pelo Landsat-5 em 24/09/2003.

A mesma comparação pode ser atribuída ao trabalho de Teixeira et al. (2000) que estudaram o balanço de radiação em área com cultivo de mangueira no mesmo perímetro irrigado, e encontraram valores do Rn próximo a 500 W m^{-2} .

Pode-se salientar também a título de comparação, alguns trabalhos envolvendo estimativas de Rn usando-se dados orbitais, desenvolvidos nos últimos 15 anos. Moran et al. (1989) estudaram o comportamento dos componentes do balanço de energia à superfície com base em dados do Landsat-5 e obtiveram valores de Rn de 700 W m^{-2} em uma área cultivada com algodão e Rn igual a 600 W m^{-2} para uma área com trigo e alfafa.

Kustas et al. (1990) avaliaram o Rn estimado por satélite com dados medidos à superfície em área de solo exposto e área com alfafa no Arizona (Estados Unidos), e verificaram que o Rn estimado sobreestimou em 8% o Rn medido nas referidas áreas. O erro médio quadrático entre os métodos foi de apenas 30 W m^{-2} .

Decorridos quase 10 anos do estudo de Moran et al. (1989), Bastiaanssen et al. (1998a) aplicaram a mesma metodologia dessa pesquisa, isto é, o modelo SEBAL, para determinar fluxos de energia na bacia do rio Heihe (China). Verificaram que o Rn na área de oásis atingiu 500 W m^{-2} , enquanto que no deserto o Rn alcançou um valor de 400 W m^{-2} .

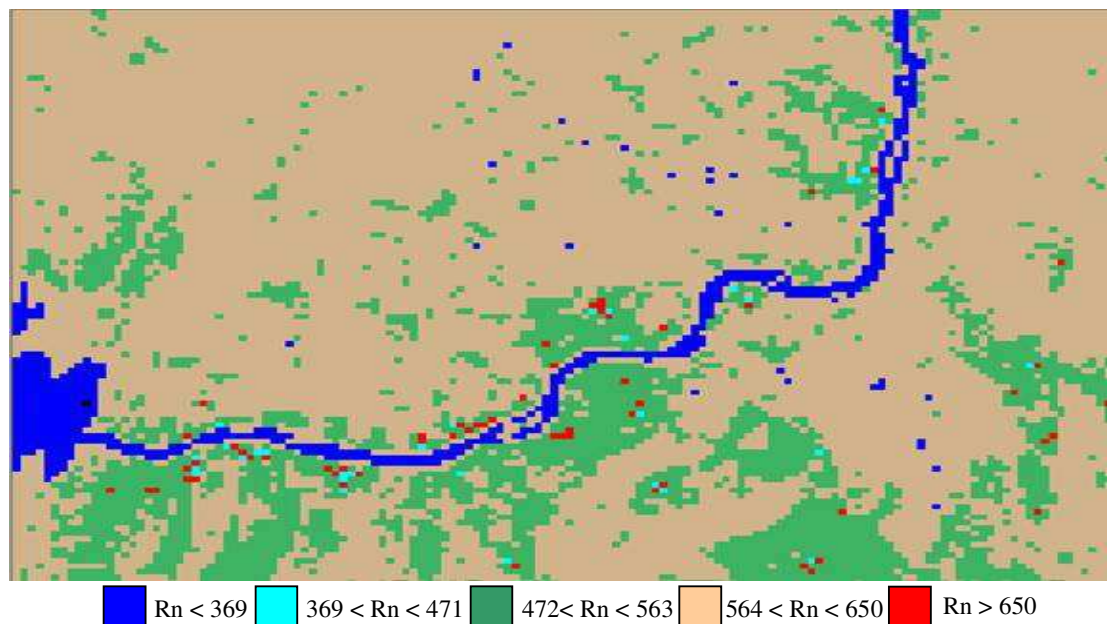


Figura 4.19 – Saldo de radiação (Rn) em W m^{-2} obtido pelo Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004. Resolução 500m.

Conforme indicado anteriormente vê-se nas Figuras 4.20 e 4.22, os valores mínimo, médio e máximo de Rn para os anos de 2003 e 2004. Analisando-se a diferença nos valores de Rn entre os anos, observa-se que somente o valor de Rn mínimo de 2004 foi superior ao de 2003, em 23 W m^{-2} . O valor máximo de 2003 foi superior em 24 W m^{-2} ao de 2004 e o valor médio de 2003 também superior ao de 2004 em 11 W m^{-2} .

Com relação ao valor médio, essa diferença representa aproximadamente 2% somente, o que demonstra a boa estimativa do saldo de radiação pelo Landsat-5.

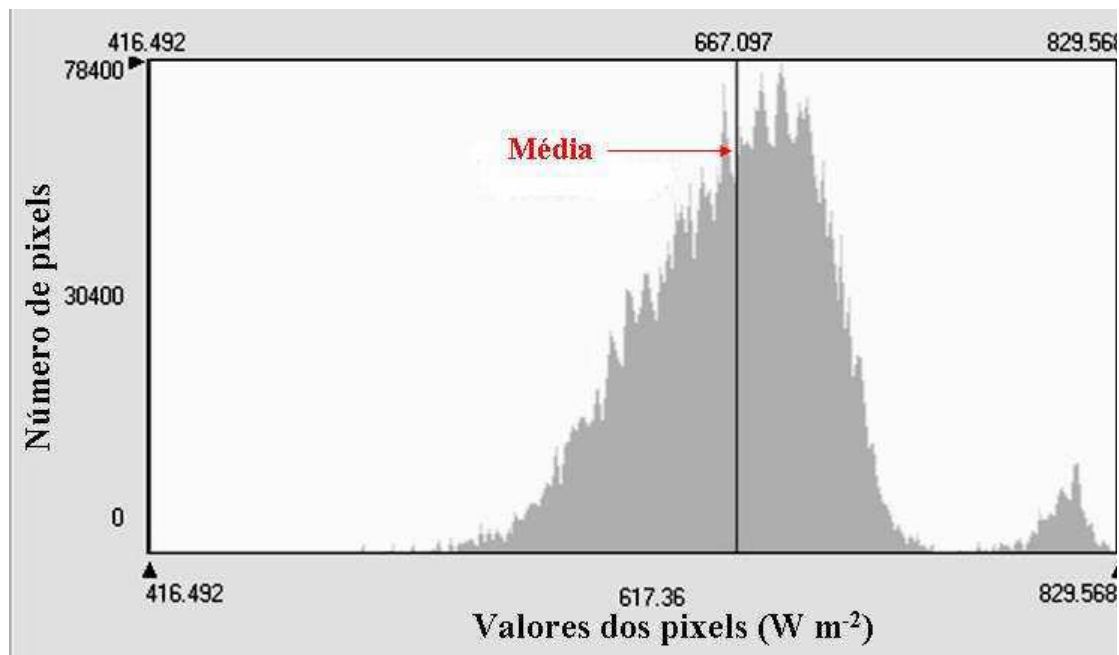


Figura 4.20 – Histograma de frequência para o saldo de radiação determinado pelo Landsat-5 em 12/10/2004.

Com relação às estimativas de Rn realizadas pelo satélite Terra/Modis, observa-se também que o padrão de resposta dos alvos estudados estão de acordo com outros resultados de pesquisas realizadas com esse sensor. Comparando-se as estimativas de Rn realizadas pelo Modis e as estimativas do Landsat-5, verifica-se que para o ano de 2003 a diferença entre os valores de Rn mínimo foi de 92 W m^{-2} , de Rn máximo 3 W m^{-2} e no caso do valor médio foi superior em 62 W.m^{-2} . Em 2004 essas diferenças foram: 35 W.m^{-2} para o valor mínimo, 9 W.m^{-2} para o valor máximo e 88 W.m^{-2} para o valor médio.

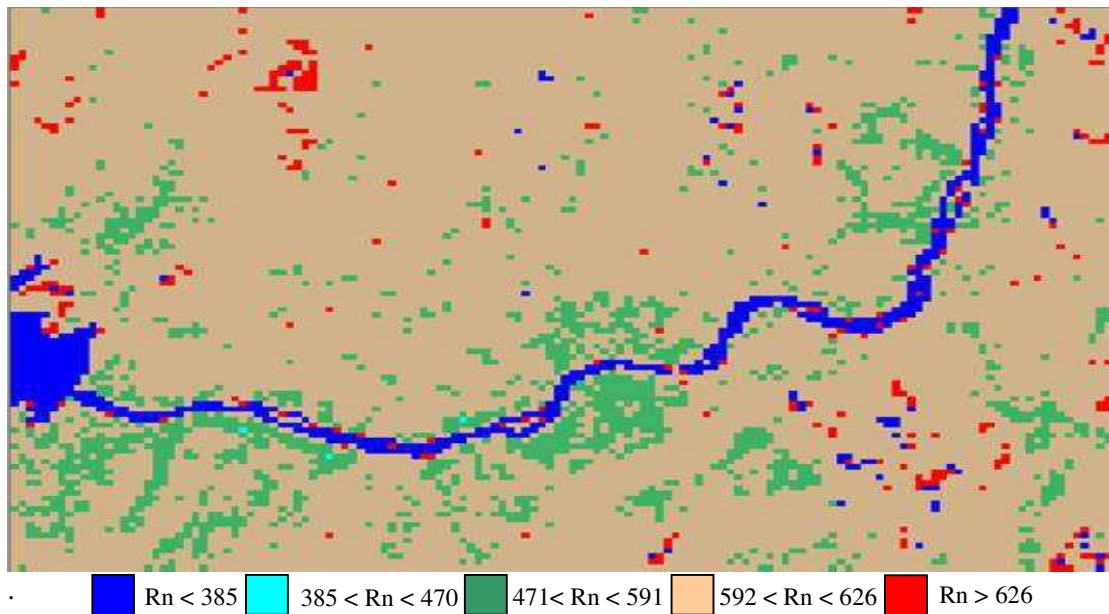


Figura 4.21 – Saldo de radiação (R_n) em $W\ m^{-2}$ obtido pelo satélite Terra/Modis, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

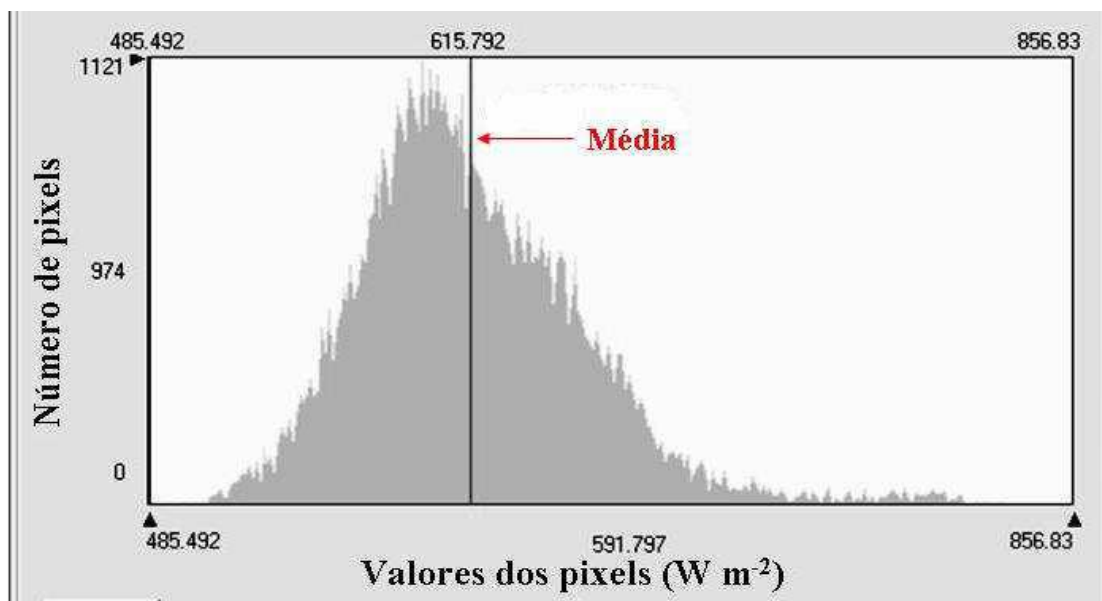


Figura 4.22 – Histograma de frequência para o saldo de radiação determinado pelo Modis em 24/09/2003.

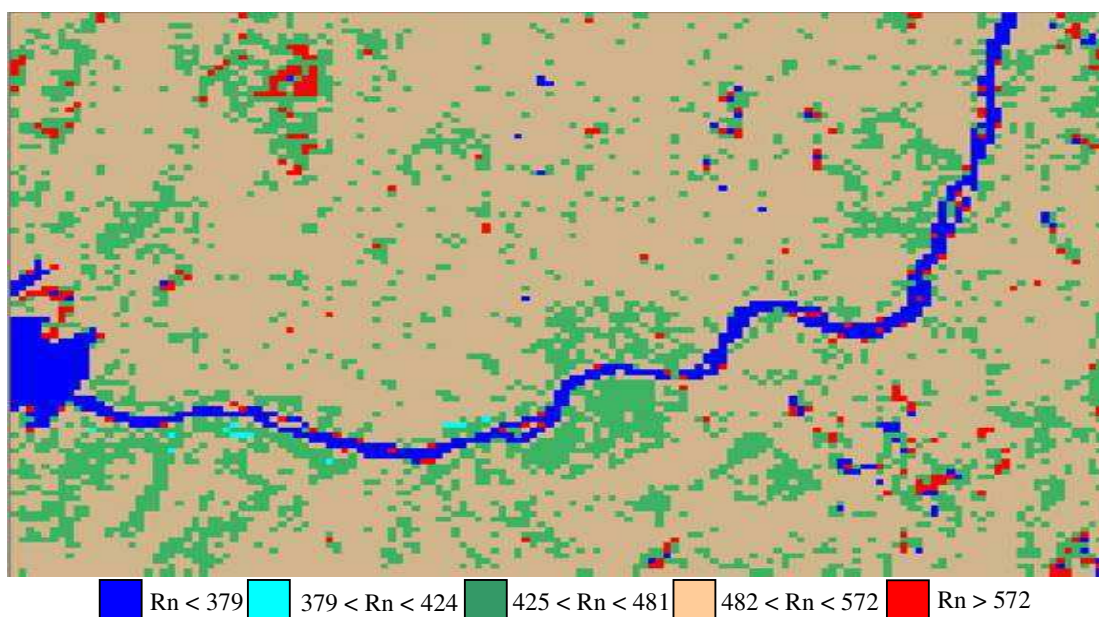


Figura 4.23 – Saldo de radiação (R_n) em $W\ m^{-2}$ obtido pelo satélite Terra/Modis, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

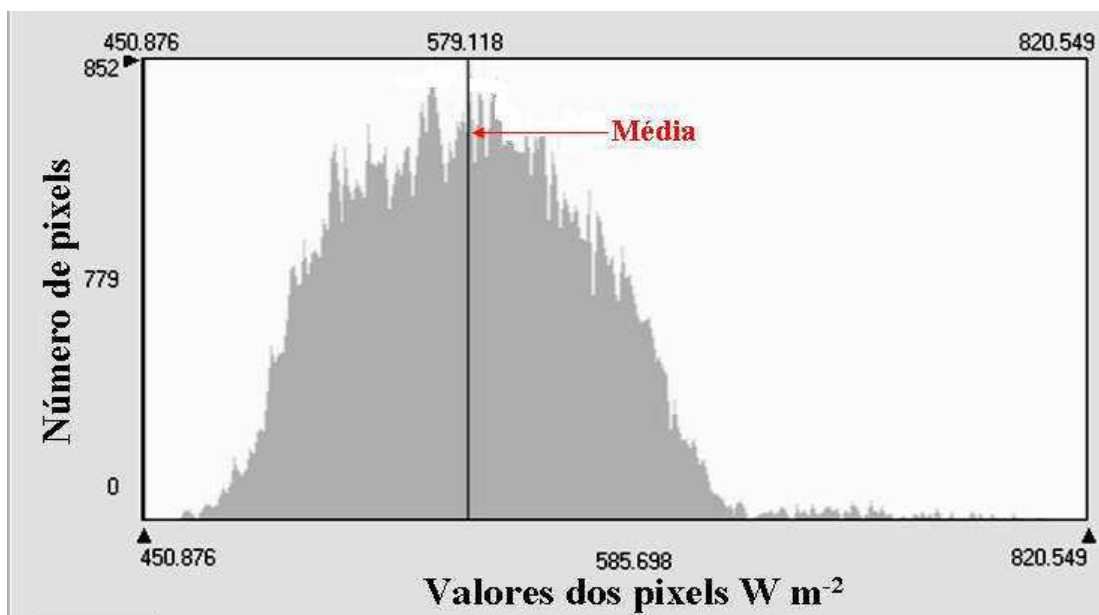


Figura 4.24 – Histograma de frequência para o saldo de radiação determinado pelo Modis em 12/10/2004.

Com base nesses resultados pode-se afirmar que, tanto o satélite Landsat-5 TM como o Terra/Modis, estimaram muito bem o saldo de radiação, e que a aplicação do Modis na determinação dessa variável se torna mais viável, em razão de sua menor resolução temporal, 1 a 2 dias.

4.7 - Fluxo de Calor do Solo (G)

A estimativa com boa precisão do fluxo de calor do solo (G) com técnicas de sensoriamento remoto é uma tarefa difícil, pois depende de alguns fatores físicos, tais como: tipo de solo, sua textura, estrutura e cobertura vegetal, este último com grande variação temporal e espacial. Neste trabalho, essa variável foi estimada segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000) que reconhece a grande dificuldade de se estimar G com boa precisão, usando-se técnicas de sensoriamento remoto, em particular em superfícies líquidas. O citado autor recomenda a realização de estudos mais específicos com vistas a uma melhor parametrização dessa variável.

A equação usada nesta pesquisa para a estimativa do fluxo de calor do solo, fundamenta-se nas quatro seguintes variáveis: a temperatura da superfície (T_s), o albedo da superfície (α), o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) e do saldo de radiação (R_n). Idso et al. (1975) encontraram um coeficiente empírico usado para estimar o fluxo de calor no solo. Com base nesse coeficiente, o fluxo de calor do solo G, pode ser igual a $0,3R_n$ para solo úmido e $0,5R_n$ para solo seco. Segundo Allen et al. (2002), para um lago profundo e com pouco sedimento, G é igual a $0,5R_n$, ou seja, 50% do saldo de radiação é destinado para aquecimento da água.

As estimativas de G obtidas nesse trabalho, usando-se a metodologia proposta por Bastiaanssen (2000), não corresponderam a resultados já determinados em outros trabalhos de pesquisa (Allen et al., 2002; Feitosa, 2005). No entanto, para alguns alvos analisados na área de estudo, os valores da relação G/ R_n aproximaram-se aos valores encontrados na literatura. Por exemplo, a relação G/ R_n encontrada para o lago de Sobradinho foi de 0,3; para as áreas irrigadas variou de 0,08 a 0,12 e para o solo exposto e seco variou de 0,21 a 0,24. Allen et al. (2002) encontraram para os respectivos alvos, isto é, água limpa e profunda, áreas agricultáveis e solo exposto, os seguintes valores de G/ R_n : 0,5, 0,05 a 0,11 e 0,19 a 0,21.

As Figuras 4.27 e 4.29 representam o fluxo de calor no solo para os anos de 2003 e 2004, obtidos pelo satélite Landsat-5, respectivamente. Percebe-se claramente em ambas as cartas a ampla predominância da tonalidade morron-claro com intervalo de valores de G entre 138 e 176 $W m^{-2}$. A tonalidade azulada corresponde ao lago de Sobradinho, rio São Francisco e áreas úmidas, e representam valores de G superiores a 216 $W m^{-2}$. É importante salientar na carta de G, que mesmo utilizando em sua formulação valores de T_s , α , NDVI e R_n , a resposta em sua estimativa não possibilita visualizar mais

detalhadamente as características das diferentes áreas contidas na cena. Observa-se que, as tonalidades esverdeadas e azul-claro, que caracterizam áreas, que estão no limiar entre aquelas com pouca cobertura vegetal e solo exposto, não aparecem claramente na imagem de modo que, é importante que sejam realizadas novas pesquisas a fim de que se possa parametrizar e conseqüentemente melhorar a estimativa do fluxo de calor do solo, com imagens orbitais.

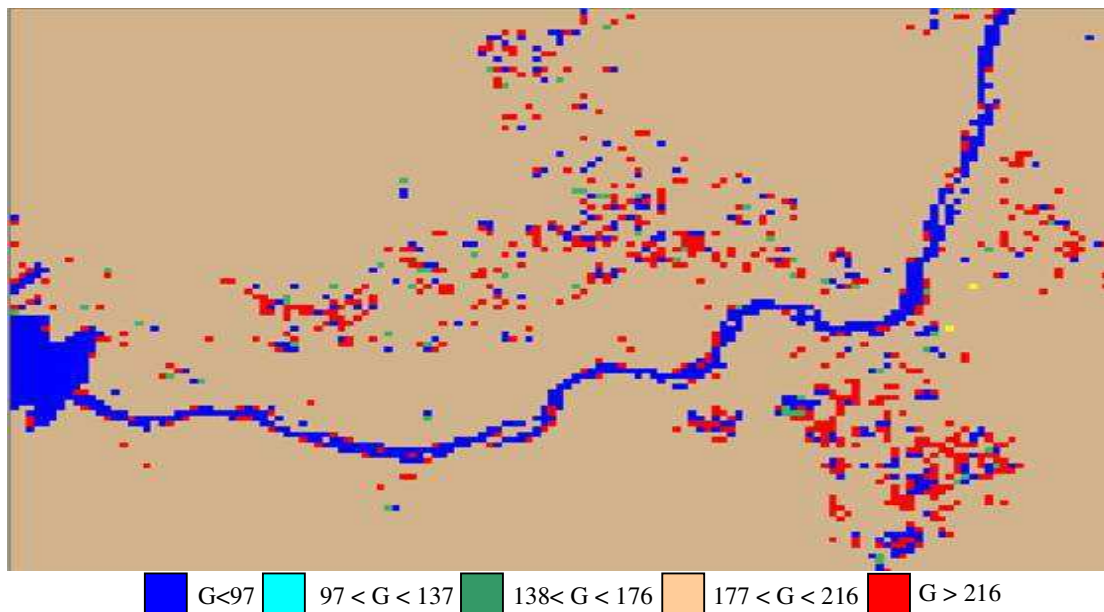


Figura 4.25 – Fluxo de calor do solo (G) em $W m^{-2}$ obtido pelo Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003. Resolução de 500 m.

Houve uma tentativa de se refinar as classes com vistas a melhorar a visualização das demais classes. No entanto, o impacto desse refinamento não alterou de fato o aspecto das cartas. Kustas et al. (1990) aplicaram técnicas de sensoriamento remoto em regiões agrícolas do estado do Arizona (E.U.A) e obtiveram para culturas não irrigadas de trigo, algodão e alfafa, respectivamente, os seguintes valores para G: $136 W m^{-2}$, $110 W m^{-2}$ e $39 W m^{-2}$. Os mesmos autores também aplicaram a mesma técnica para obter G em algodão irrigado, e encontraram um valor de $111 W m^{-2}$.

As Figuras 4.28 e 4.30 representam os histogramas de frequência de G do Landsat-5, para os anos de 2003 e 2004, onde a linha vermelha indica o valor médio da referida variável em ambos os histogramas. Para essa componente do balanço de energia para o ano de 2003 o valor mínimo foi de $58 W m^{-2}$, a média foi de $115 W m^{-2}$ e o valor máximo $256 W m^{-2}$ com um desvio padrão de $27,4 W m^{-2}$. Para o ano de 2004 esses valores foram de $113 W m^{-2}$, $56 W m^{-2}$, $249 W m^{-2}$ e $25,5 W m^{-2}$ respectivamente. De um

modo geral se observa que G teve um comportamento semelhante em ambos os anos, no entanto, todos os valores estimados em 2003 foram um pouco superiores aos de 2004, proporcionados pela menor cobertura vegetativa da área naquele 2003.

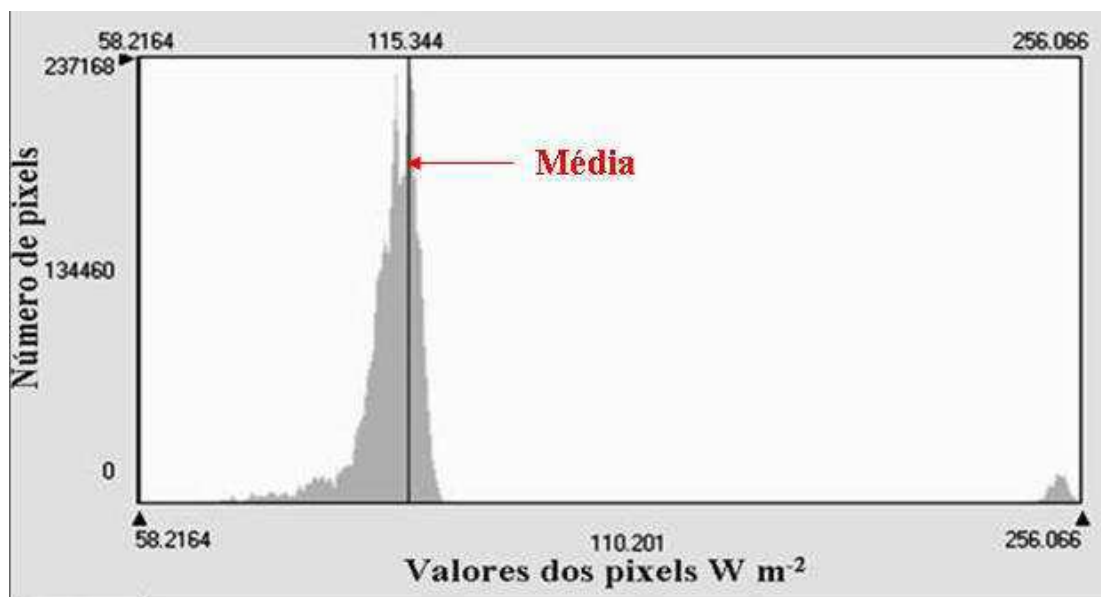


Figura 4.26 – Histograma de frequência para o fluxo de calor do solo determinado pelo Landsat-5 em 24/09/2003.

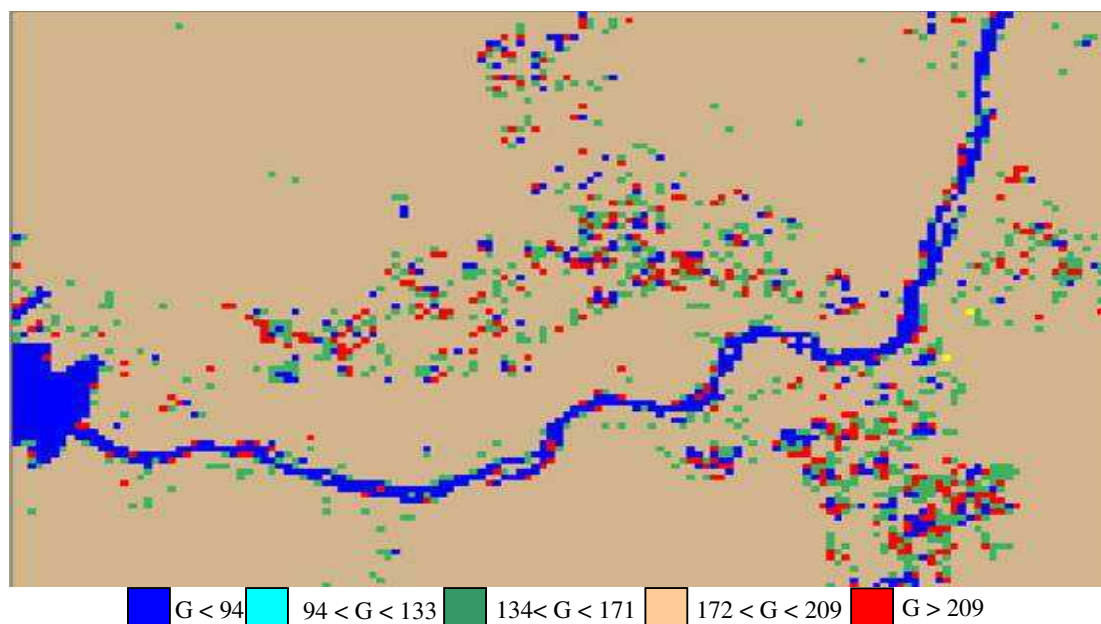


Figura 4.27 – Fluxo de calor do solo (G) em $W m^{-2}$ obtido pelo Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

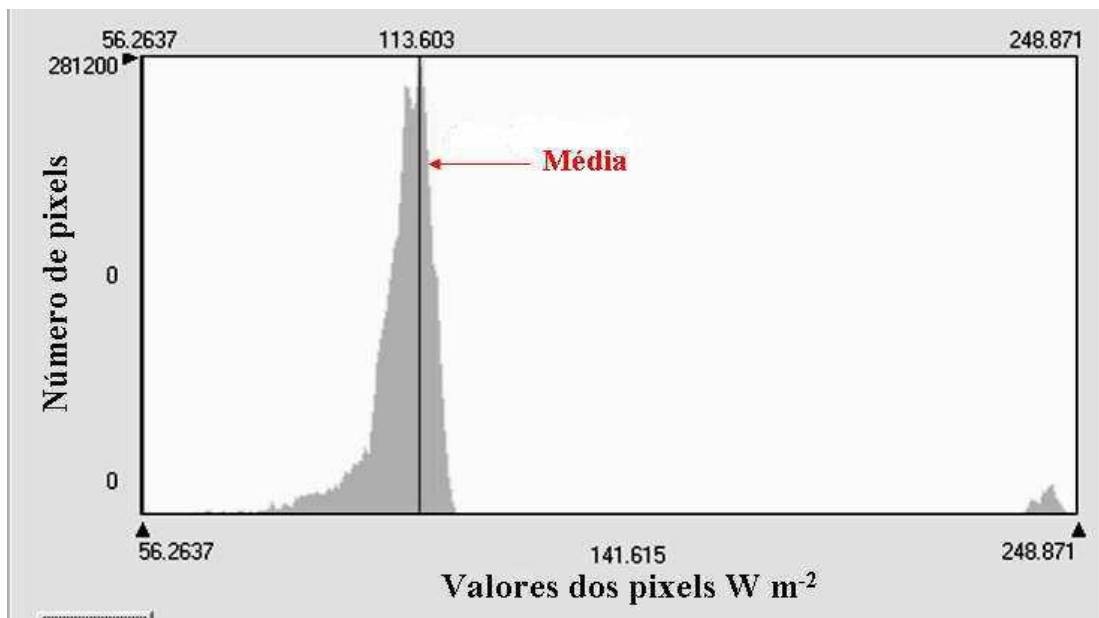


Figura 4.28 – Histograma de frequência para o fluxo de calor do solo determinado pelo Landsat-5 em 12/10/2004.

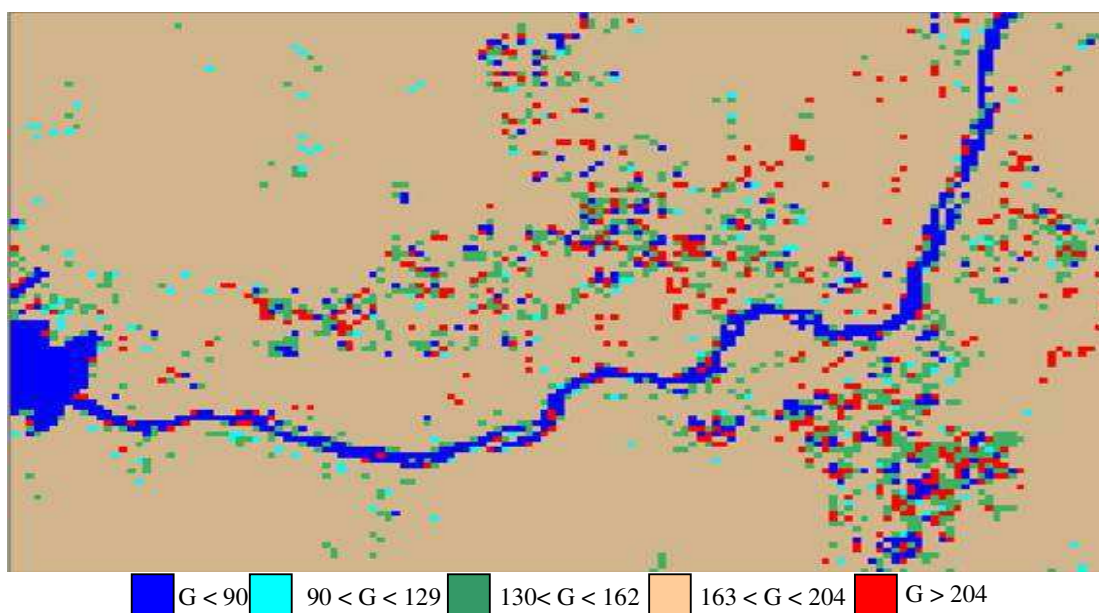


Figura 4.29 – Fluxo de calor do solo (G) em $W m^{-2}$ obtido pelo satélite Terra/Modis, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

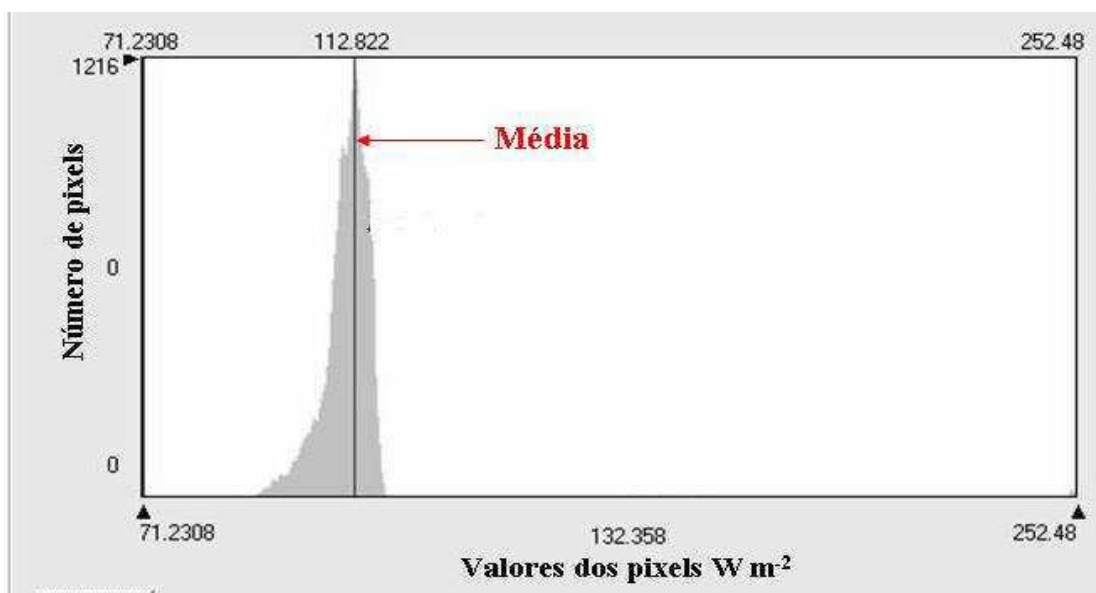


Figura 4.30 – Histograma de frequência para o fluxo de calor do solo determinado pelo Modis em 24/09/2003.

Comparando-se agora os valores do fluxo de calor do solo estimados pelo satélite Terra/Modis, Figuras 4.31 e 4.33, com os valores de G determinados pelo Landsat-5 usando-se a mesma parametrização, verifica-se também que houve uma boa correspondência entre os resultados obtidos pelos dois sensores.

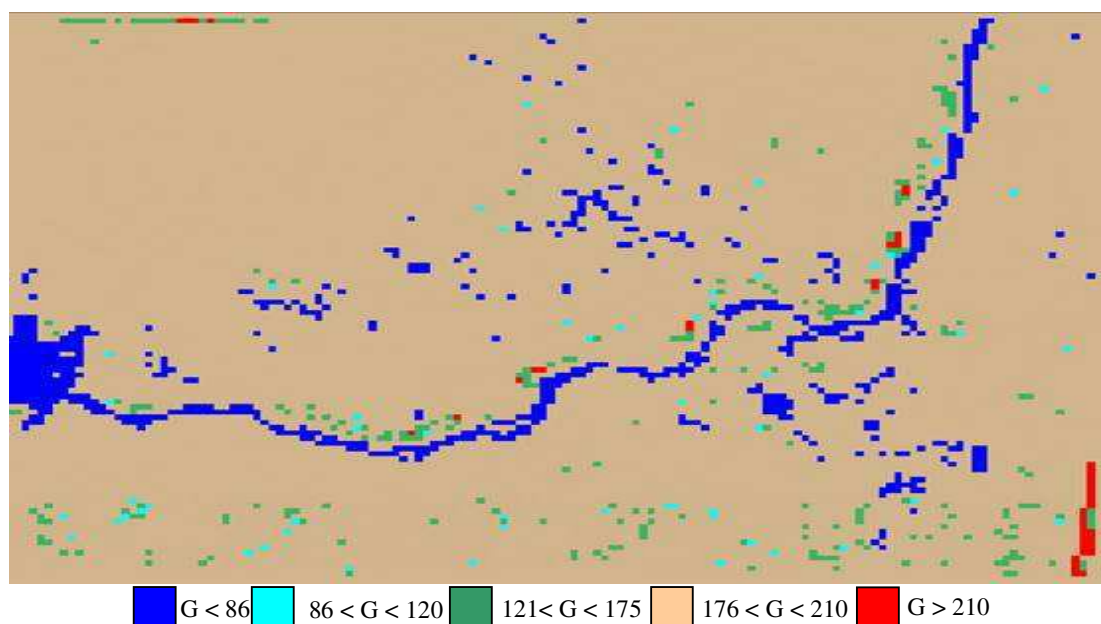


Figura 4.31 – Fluxo de calor do solo (G) em $W m^{-2}$ obtido pelo satélite Terra/Modis, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

A diferença entre os pixels quente e frio com relação a G no ano de 2003 foi de $60,5 \text{ W m}^{-2}$, enquanto que no ano de 2004 essa diferença foi de $68,4 \text{ W m}^{-2}$, acarretando uma diferença de G de cerca de 9% entre os anos.

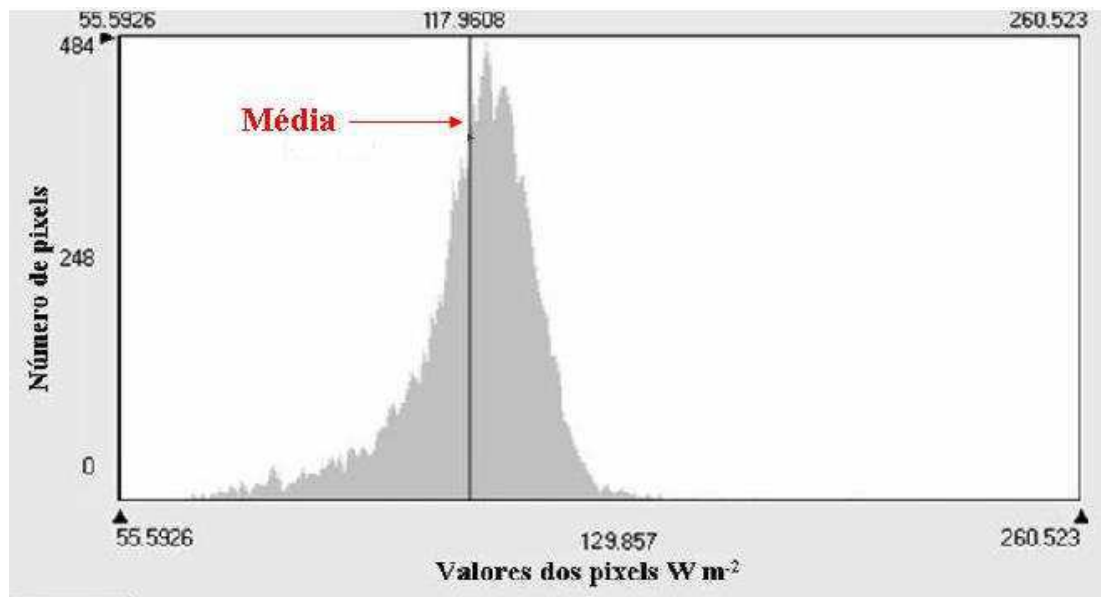


Figura 4.32 – Histograma de freqüência para o fluxo de calor do solo determinado pelo Modis em 12/10/2004.

4.8- Fluxo de Calor Sensível (H)

Bastiaanssen (1995) ao aplicar o modelo SEBAL para o cálculo do fluxo de calor sensível (H), fundamentou sua teoria na importância e necessidade da escolha de dois pixels, denominados “pixels âncora”. Um é o “**pixel frio**”, que segundo o referido autor é normalmente selecionado em corpos d’água (lagos, reservatórios de água) e o outro o “**pixel quente**”, localizado em solo totalmente exposto.

A estimativa de H é fundamental para o cálculo do fluxo de calor latente (λE) em cada pixel usando a equação do balanço de energia $\lambda E = R_n - G - H$. Allen et al. (2002), no entanto, recomendam selecionar o pixel frio em uma área bem irrigada admitindo que a mesma represente uma área onde ocorra a evapotranspiração de referência, adicionada de um certo valor experimentalmente determinado usado para amenizar os efeitos da advecção regional e da velocidade do vento, na evapotranspiração. Os pixels âncora, nessa pesquisa, foram selecionados mediante a verificação das cartas de temperatura da superfície em conjunto com a carta da composição R, G, B das bandas 4, 3, 2. Deste modo, o pixel frio selecionado está localizado numa área irrigada com o sistema

pivô-central e o pixel quente numa área de solo exposto, agricultável, próximo à margem do rio São Francisco. Esses pixels foram utilizados para se obter os coeficientes da função linear que caracteriza, a diferença de temperatura, entre a superfície e o ar próximo à superfície, através do processo iterativo.

Na Tabela 4.1 encontram-se as variáveis analisadas durante o processo iterativo para o cálculo de H, utilizando-se as imagens do Landsat-5 TM, do dia 24/09/2003. A diferença máxima de temperatura entre a superfície e as camadas de ar próximas à superfície foi de 5,2 °C para o ano de 2003. A diferença foi calculada pixel a pixel pela seguinte função linear:

$$dT = -13,3 + 0,50T_s \quad (4.1)$$

Tabela 4.2 - Valores dos parâmetros usados no processo iterativo (Itt) para o cálculo do fluxo de calor sensível (H), com a imagem do Landsat-5 de 24/09/2003.

Itt	dT x T _s	Pixel Quente					Pixel Frio				
		dT	H	r _{ah}	u _*	L	dT	H	r _{ah}	u _*	L
1	-27,6 + 1,07T _s	11,9	423,7	10,5	0,355	-2,43	0	0	24,2	0,301	0
2	-8,5 + 0,35T _s	4,4	481,0	16,9	0,309	-8,30	0	0	24,2	0,301	0
3	-14,5 + 0,56T _s	6,2	474,8	14,7	0,323	-5,54	0	0	24,2	0,301	0
4	-12,8 + 0,49T _s	5,3	475,5	15,4	0,318	-6,28	0	0	24,2	0,301	0
5	-13,4 + 0,51T _s	5,4	480,1	15,1	0,320	-5,97	0	0	24,2	0,301	0
6	-13,3 + 0,50T _s	5,2	475,7	15,3	0,319	-6,13	0	0	24,2	0,301	0

Valores iniciais para o pixel quente: dT = 11,9°C, H = 477,6 Wm⁻² e r_{ah} = 32,3 sm⁻¹.

Na referida tabela, observa-se a estabilidade das variáveis analisadas no pixel frio, que caracteriza uma condição de neutralidade da atmosfera nestes pixels, isto é, L = 0. Em relação ao pixel quente, observa-se que as variáveis analisadas tendem a convergir, principalmente a partir da terceira iteração. Nesse pixel, portanto, a condição de instabilidade atmosférica é evidenciada na análise, caracterizada pelo valor de L < 0 em todas as iterações. A diferença máxima de temperatura entre o pixel quente e frio foi de 5,2 °C.

Tabela 4.3 - Valores dos parâmetros usados no processo iterativo (Itt) para o cálculo do fluxo de calor sensível com a imagem do Landsat-5 de 12/10/2004.

Itt	dT x T _s	Pixel Quente					Pixel Frio				
		dT	H	r _{ah}	u _*	L	dT	H	r _{ah}	u _*	L
1	-26,2 + 1,01T _s	11,8	442,4	10,8	0,37	-2,6	0	0	25,2	0,29	0
2	- 8,8 + 0,34T _s	3,9	444,2	17,1	0,32	-10,1	0	0	25,2	0,29	0
3	-15,4 + 0,56T _s	5,7	451,7	14,7	0,33	-6,3	0	0	25,2	0,29	0
4	-12,8 + 0,48T _s	5,3	444,9	15,6	0,33	-7,4	0	0	25,2	0,29	0
5	-14,2 + 0,51T _s	5,0	453,7	15,2	0,33	-6,9	0	0	25,2	0,29	0
6	-14,0 + 0,50T _s	4,8	458,5	15,3	0,33	-7,0	0	0	25,2	0,29	0

Valores iniciais para o pixel quente: dT = 12,6°C, H = 451,5 Wm⁻² e r_{ah} = 30,9 sm⁻¹.

Da mesma forma que a análise feita para a Tabela 4.1, observa-se na tabela acima condições de atmosfera neutra para o pixel frio, também caracterizado pelo valor de L = 0. Para o caso do pixel quente, registram-se condições de instabilidade atmosférica, confirmada pelo valor L < 0 em todos os pixels analisados.

Na Tabela 4.4 encontram-se os valores instantâneos das principais variáveis estimadas pelo SEBAL durante a passagem do satélite Landsat-5 TM, para os anos de 2003 e 2004, nos pixels quente e frio. Observa-se na referida tabela valores aproximados do NDVI, SAVI e albedo para os dois anos estudados. Entre esses índices de vegetação, destaca-se o índice de área foliar (LAI), cujo valor no ano de 2003 no pixel frio, foi superior ao valor em 2004. Analisando-se mais detalhadamente essa variável, observa-se que esse resultado sofreu a influência da baixa pluviosidade ocorrida nesse referido ano, o que determinou uma melhor resposta dos cultivos ao uso e manejo da irrigação.

O fluxo de radiação de onda longa (R_{L↑}) emitido pela superfície e o fluxo de calor do solo (G) foram maiores no ano de 2003. Isto se deveu a maior temperatura do pixel quente nesse ano, que foi caracterizado pela menor pluviosidade em relação ao ano de 2004. Continuando na análise da Tabela 4.3, verifica-se que a diferença entre os pixels quente e frio referente ao saldo de radiação (Rn) para o ano de 2003 foi 157,4 W m⁻², enquanto para o ano de 2004 essa diferença foi menor, 124,4 W m⁻². Isto representa 26,4% e 16,5% em relação aos pixels quente e frio respectivamente. Para o ano de 2004 a diferença registrada entre o pixel quente e frio representou 20,5% e 17%, respectivamente.

Tabela 4.4 – Variáveis instantâneas estimadas nos pixels quente e frio durante a passagem do Satélite Landsat-5 TM.

Parâmetros	Unidades	Pixels Quente		Pixels Frio	
		24/09/2003	12/10/2004	24/09/2003	12/10/2004
Lat.	-	9°29'07"S	9°23'21"S	9°27'08"S	9°20'36"S
Long.	-	40°31'01"W	40°21'14"O	40°23'51"O	40°14'48"O
NDVI	-	0,113	0,138	0,754	0,619
SAVI	-	0,078	0,093	0,522	0,417
LAI	-	0,04	0,01	1,38	1,02
α	-	0,22	0,25	0,17	0,12
ϵ_0	-	0,95	0,95	0,97	0,98
T_s	°C	36,9	37,7	24,4	25,8
$R_{L\uparrow}$	Wm^{-2}	502,7	497,4	428,1	434,0
R_n	Wm^{-2}	595,9	606,8	753,3	731,2
G	Wm^{-2}	144,5	120,2	59,7	76,1
H	Wm^{-2}	475,7	458,5	0	0
LE	Wm^{-2}	0	3,8	693,6	655,1
z_{om}	m	0,004	0,005	0,048	0,040
u_*	ms^{-1}	0,22	0,24	0,29	0,30
r_{ah}	sm^{-1}	32,0	30,7	24,8	24,4
dT	°C	11,8	11,9	0	0

Nas Figuras 4.33 e 4.35 estão apresentadas as variações do fluxo de calor sensível (H) estimadas pelo satélite Landsat-5, para as datas de 24/09/2003 e 12/10/2004, respectivamente. Analisando-se as referidas figuras observa-se que H variou de um valor menor que $120 W m^{-2}$, representado pela tonalidade azul, até um valor maior que $481 W m^{-2}$, representado pela tonalidade avermelhada na imagem de 2003. Para a imagem de 2004, H variou de um valor menor que $124 W m^{-2}$, tonalidade azul, até um valor maior que $531 W m^{-2}$. Cabe destacar na referida figura, e conforme analisado na Tabela 4.3, que o fluxo de calor sensível (H) alcança o valor zero no pixel frio em ambas as imagens, representado pelas áreas irrigadas, Lago de Sobradinho e pequenos reservatórios de água com tonalidade azulada; valores maiores que $481 W m^{-2}$ e $531 W m^{-2}$ correspondem a solo exposto, evidenciado na imagem pela tonalidade vermelha, correspondente aos referidos anos,

respectivamente. Os valores intermediários compreendidos entre 121 W m^{-2} e 480 W m^{-2} para a imagem de 2003 e 151 W m^{-2} a 531 W m^{-2} para a imagem de 2004, representam áreas com vegetação rala tonalidade marron, áreas com vegetação mais densa, tonalidade verde e áreas submetidas ao manejo da irrigação.

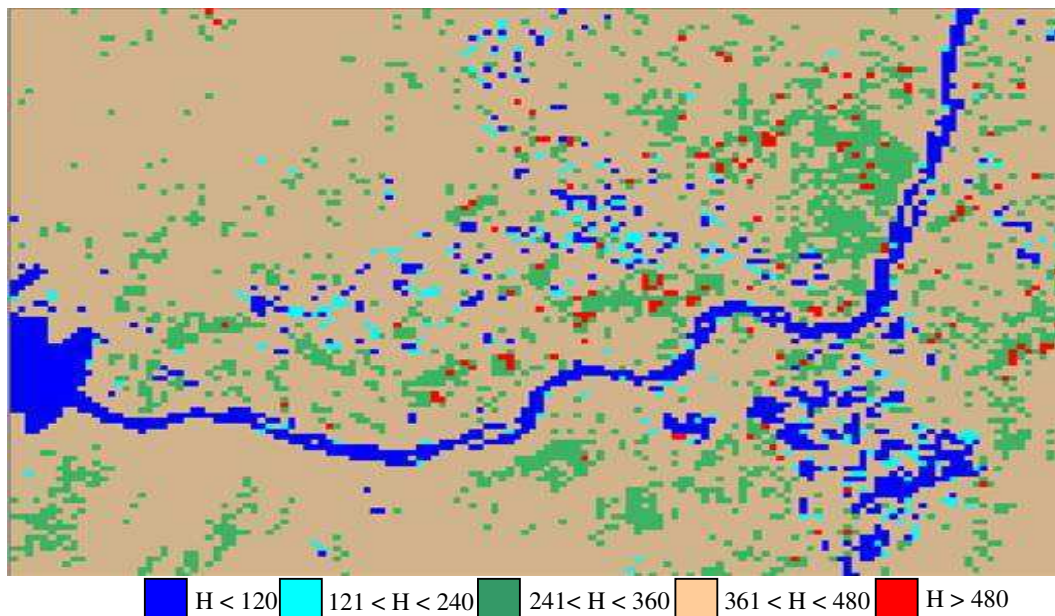


Figura 4.33 – Fluxo de calor sensível (H) em W m^{-2} obtido pelo satélite Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

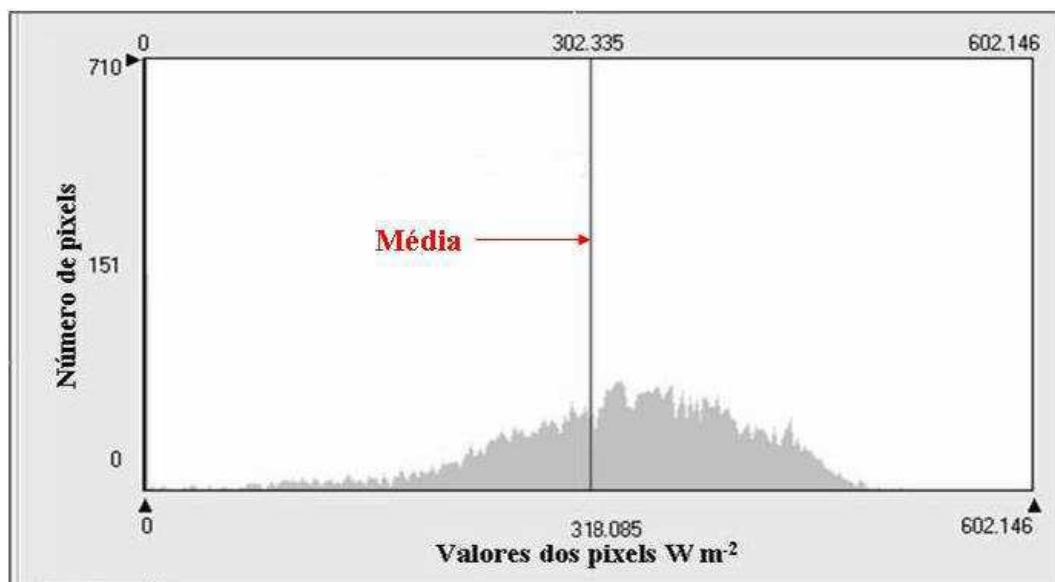


Figura 4.34 – Histograma de frequência para o fluxo de calor sensível (H) determinado pelo Landsat-5 em 24/09/2003.

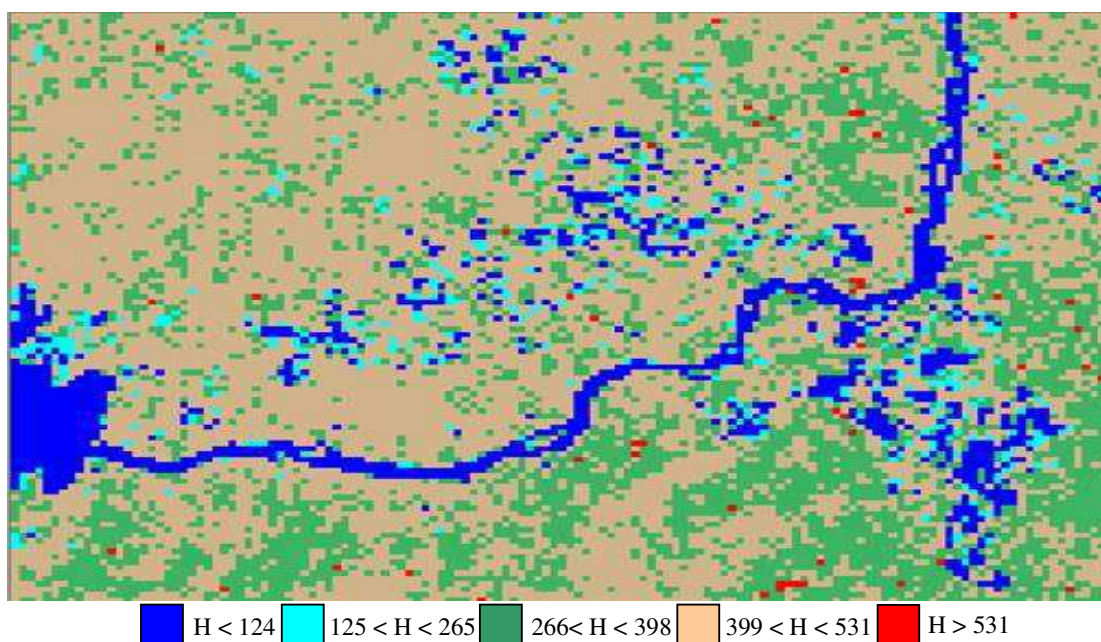


Figura 4.35 – Fluxo de calor sensível (H) em $W m^{-2}$ obtido pelo satélite Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

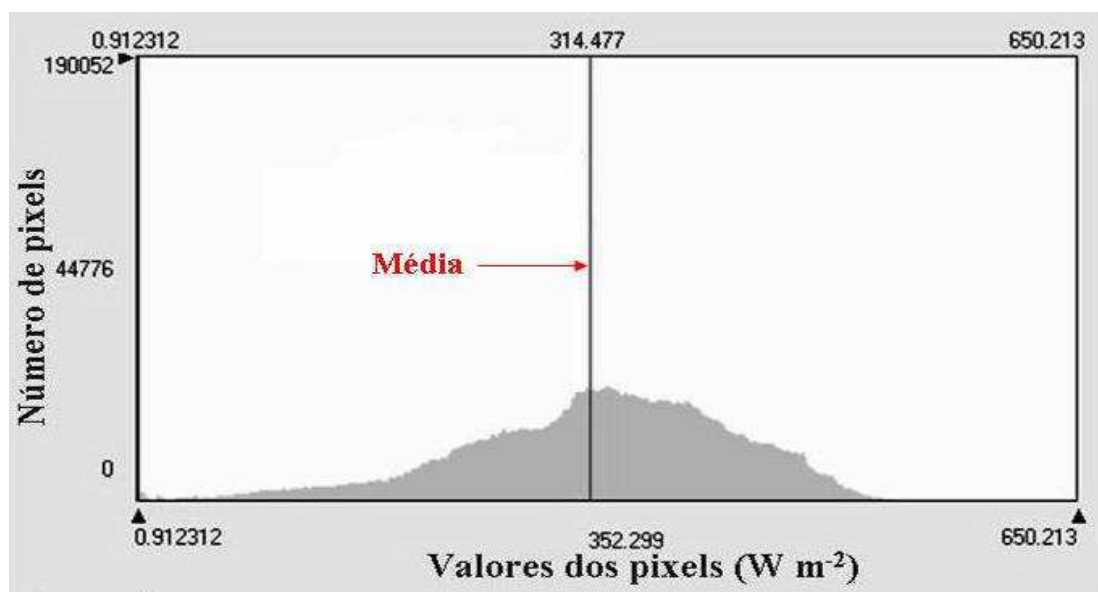


Figura 4.36 – Histograma de frequência para o fluxo de calor sensível (H) determinado pelo Landsat-5 em 12/10/2004.

As Figuras 4.37 e 4.38, com respectivos histogramas de frequência, representam a variabilidade do fluxo de calor sensível determinado pelo Terra/Modis para os dias 24/09/2003 e 12/10/2004, respectivamente.

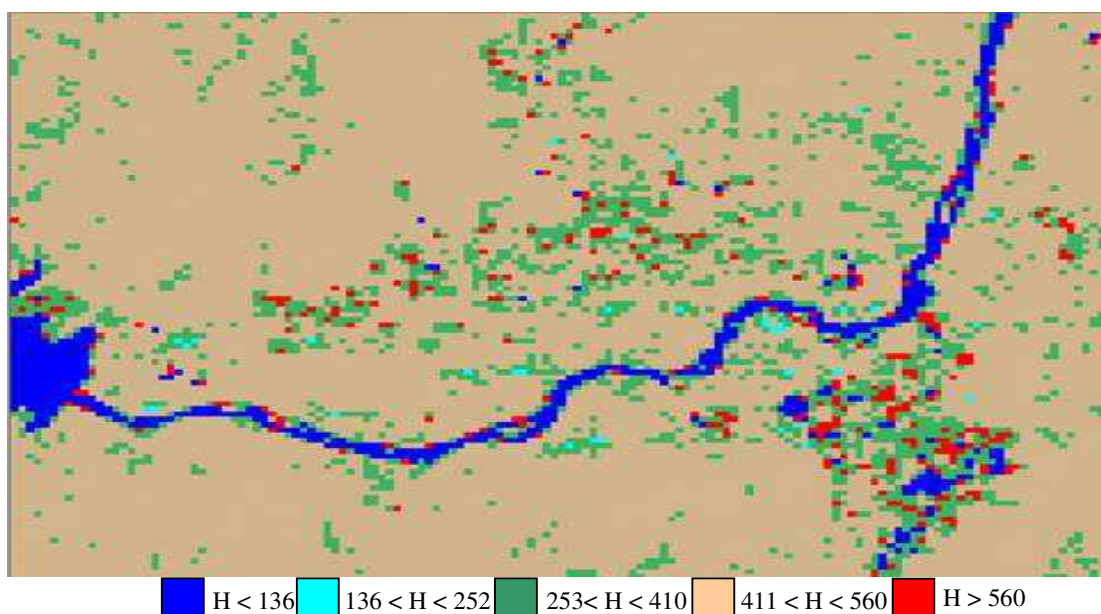


Figura 4.37 – Fluxo de calor sensível (H) obtido pelo satélite Terra/Modis, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

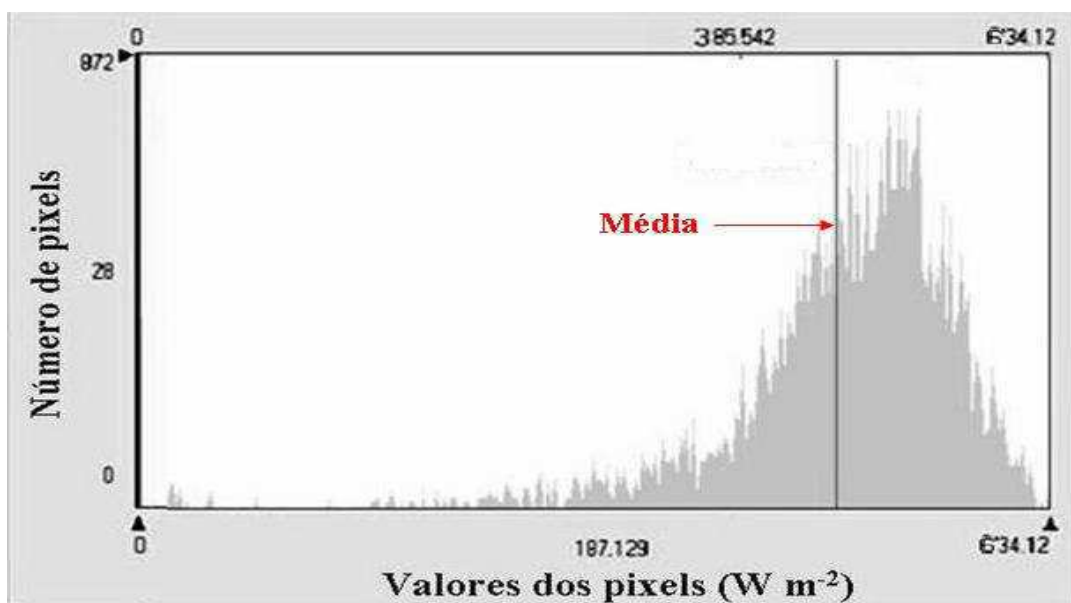


Figura 4.38 – Histograma de frequência para o fluxo de calor sensível (H) determinado pelo Terra/Modis em 24/09/2003.

Na tabela 4.5 encontram-se as variáveis analisadas durante o processo iterativo para o cálculo de H, utilizando-se a imagem do Terra/Modis, do dia 24/09/2003. A diferença máxima de temperatura dT , entre a superfície e as camadas de ar próximas à superfície foi de $5,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, diferença essa calculada pixel a pixel a partir da seguinte função linear:

$$dT = -7,1 + 0,33T_s \quad (4.2)$$

Tabela 4.5 - Valores das variáveis que intervêm no processo iterativo (Itt) para o cálculo do fluxo de calor sensível (H). Imagem do Terra/Modis de 24/09/2003

Itt	dT x Ts	Pixel Quente					Pixel Frio				
		dT	H	r _{ah}	u _*	L	dT	H	r _{ah}	u _*	L
1	-14,2 + 0,67Ts	12,3	453,9	9,8	0,36	-2,4	0	0	32,0	0,23	0
2	-4,5 + 0,21Ts	3,9	439,2	17,1	0,31	-8,9	0	0	32,0	0,23	0
3	-7,9 + 0,37Ts	6,4	461,3	15,0	0,33	-6,0	0	0	32,0	0,23	0
4	-6,2 + 0,32Ts	6,2	446,2	15,7	0,32	-7,0	0	0	32,0	0,23	0
5	-7,3 + 0,34Ts	5,8	461,1	15,3	0,32	-6,4	0	0	32,0	0,23	0
6	-7,1 + 0,33Ts	5,6	460,1	15,4	0,32	-6,6	0	0	32,0	0,23	0

Valores iniciais para o pixel quente: $dT = 12,3^{\circ}\text{C}$, $H = 466,4 \text{ Wm}^{-2}$ e $r_{ah} = 32,1 \text{ sm}^{-1}$.

Observa-se também, na referida tabela, a estabilidade das variáveis analisadas no pixel frio, o que caracteriza uma condição de atmosfera neutra nesses pixels, isto é, um valor de $L = 0$. Em relação ao pixel quente, verifica-se que as variáveis analisadas tendem a convergir durante o processo, a partir do terceiro cálculo, comportando-se semelhantemente às variáveis analisadas do Landsat-5. Nesse pixel portanto, condições de instabilidade atmosférica é evidenciada na análise, caracterizadas por valores de $L < 0$ em todas as iterações.

As Figuras 4.39 e 4.40 representam a espacialização do fluxo de calor sensível e o histograma de frequência, respectivamente, determinados pelo satélite Terra/Modis para o dia 12/10/2004.

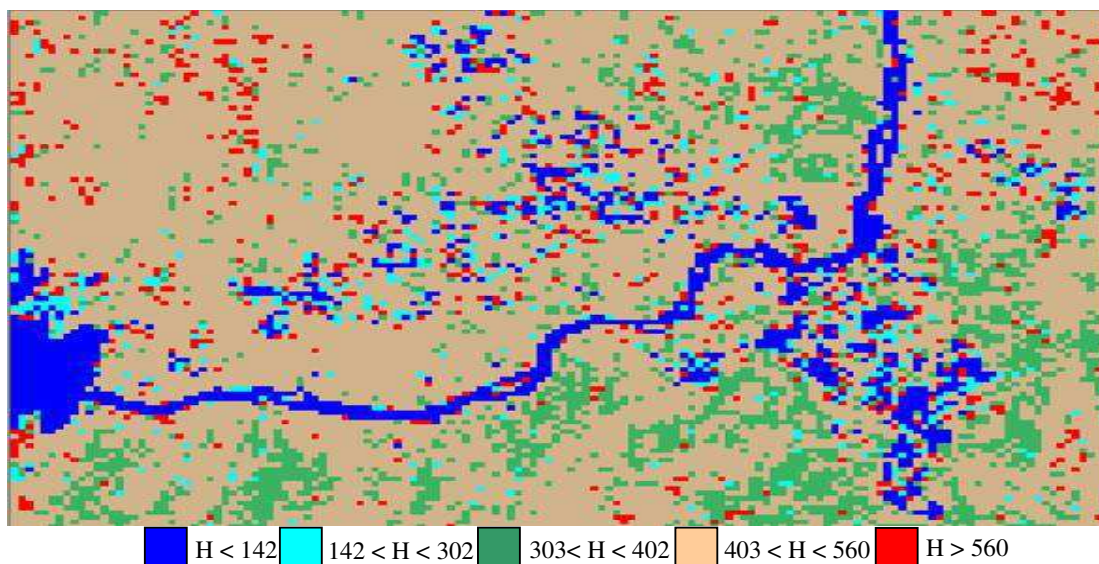


Figura 4.39 – Fluxo de calor sensível (H) em W m^{-2} obtido pelo satélite Terra/Modis, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

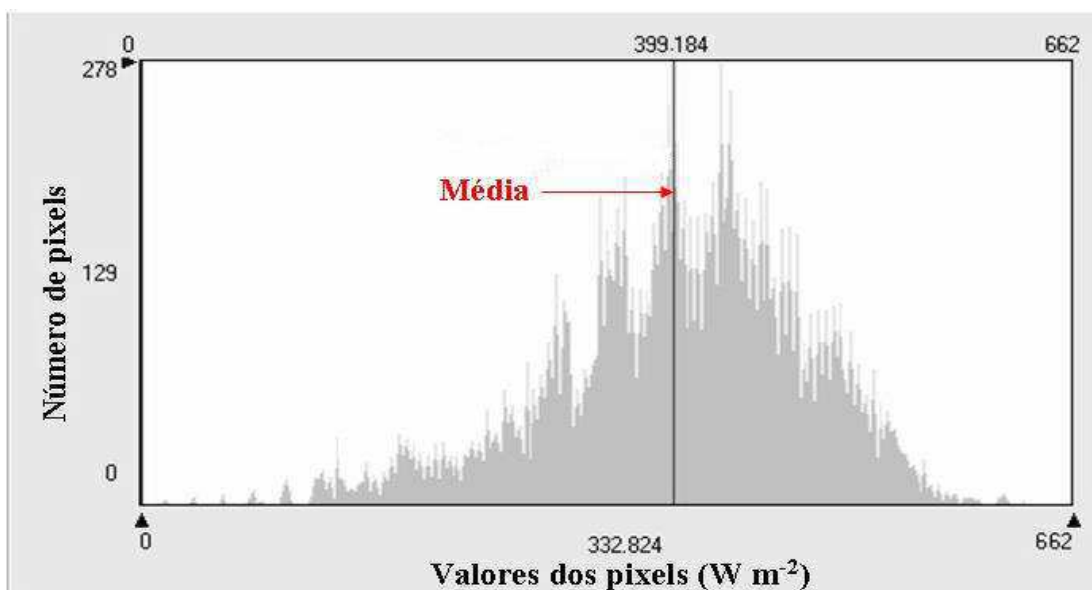


Figura 4.40 – Histograma de frequência para o fluxo de calor sensível (H) determinado pelo Terra/Modis em 12/10/2004.

Observa-se na figura acima que os valores mínimo, médio e máximo para o fluxo de calor sensível foram, respectivamente, 0 (zero), 399 e 662, valores esses semelhantes aos obtidos com as imagens Landsat-5 TM. Vê-se também na Tabela 4.6 do processo iterativo, que a diferença máxima de temperatura dT , entre a superfície e as camadas de ar próximas à superfície foi de 6,5 °C, calculada pixel a pixel a partir da seguinte função linear:

$$dT = -13,3 + 0,53Ts \quad (4.3)$$

Da mesma forma que a análise anterior realizada para a imagem do dia 24/09/2003, verifica-se que as variáveis estudadas tendem a convergir durante o processo, a partir do quarto cálculo, comportando-se semelhantemente às variáveis analisadas do Landsat-5. Nesse pixel portanto, condições de instabilidade atmosférica é evidenciada na análise, caracterizadas por valores de $L < 0$ em todas as iterações. Entretanto, é bom lembrar, que as condições atmosféricas de estabilidade tem um significativo efeito na resistência aerodinâmica (r_{ah}) e deve ser considerada no cálculo do fluxo de calor sensível (H), especialmente para condições de áreas mais secas. As iterações, portanto, são calculadas para corrigir os efeitos de flutuabilidade.

Tabela 4.6 - Valores das variáveis que intervêm no processo iterativo (Itt) para o cálculo do fluxo de calor sensível (H). Imagem do Modis de 12/10/2004

Itt	dT x T _s	Pixel Quente					Pixel Frio				
		dT	H	r _{ah}	u _*	L	dT	H	r _{ah}	u _*	L
1	-26,9 + 1,08T _s	12,7	484,2	11,1	0,36	-2,5	0	0	31,5	0,23	0
2	-9,8 + 0,39T _s	4,2	482,8	12,5	0,32	-8,6	0	0	31,5	0,23	0
3	-11,0 + 0,44T _s	5,1	477,2	16,2	0,33	-6,0	0	0	31,5	0,23	0
4	-14,4 + 0,58T _s	6,9	493,1	15,1	0,33	-6,5	0	0	31,5	0,23	0
5	-13,5 + 0,54T _s	6,3	472,9	15,0	0,33	-5,9	0	0	31,5	0,23	0
6	-13,3 + 0,53T _s	6,5	474,1	15,2	0,33	-6,8	0	0	31,5	0,23	0

Valores iniciais para o pixel quente: dT = 13,0°C, H = 480,5 Wm⁻² e r_{ah} = 30,3 sm⁻¹.

Na Tabela 4.7 encontram-se os valores instantâneos das variáveis estimadas, durante a passagem do satélite Terra/Modis para os dias 24/09/2003 e 12/10/2004, considerando os pixels quente e frio. Observa-se na referida tabela que os valores do NDVI e SAVI no pixel quente foram mais elevados em 2003, refletindo conseqüentemente em um maior índice de área foliar (LAI) no pixel frio (áreas irrigadas), nesse mesmo ano. Os valores do albedo tanto para o solo exposto como para as áreas irrigadas, estão dentro do intervalo de resposta desses alvos a reflexão da energia radiante.

Com relação ao saldo de radiação (Rn) observa-se que os valores tanto para o pixel quente como para o pixel frio em ambas as datas, foram também semelhantes àqueles determinados pelo Landsat.

Tabela 4.7 – Variáveis instantâneas nos pixels quente e frio obtidas durante a passagem do Satélite Terra/Modis.

		Pixels Quente		Pixels Frio	
Parâmetros	Unidades	24/09/2003	12/10/2004	24/09/2003	12/10/2004
Lat.	-	9°25'04"S	9°22'04"S	9°20'19"S	9°18'41"S
Long.	-	40°23'00"W	40°18'49"O	40°22'25"O	40°13'52"
NDVI	-	0,323	0,260	0,554	0,619
SAVI	-	0,125	0,093	0,236	0,417
LAI	-	0,04	0,08	1,60	1,32
α	-	0,16	0,10	0,24	0,20
ϵ_0	-	0,95	0,95	0,97	0,98
Ts	°C	38,6	36,7	21,1	25,0
R _{L↑}	Wm ⁻²	507,0	522,2	416,0	464,2
Rn	Wm ⁻²	609,2	596,8	722,3	712,3
G	Wm ⁻²	135,6	120,3	98,2	96,5
H	Wm ⁻²	472,4	476,1	0	0
LE	Wm ⁻²	0	0	624,1	615,8
z _{om}	m	0,005	0,006	0,062	0,020
u _*	ms ⁻¹	0,36	0,24	0,23	0,26
r _{ah}	sm ⁻¹	31,8	30,3	32,1	26,5
dT	°C	6,2	6,5	0	0

4.9 - Fluxo de calor latente (λE)

O fluxo de calor latente (λE), conforme visto anteriormente, é obtido como parte residual do balanço de energia à superfície, ou seja, $\lambda E = R_n - G - H$. A precisão na determinação de λE depende consequentemente da precisão do cálculo de R_n , G e H . As Figuras 4.43 e 4.44 representam os valores do fluxo de calor latente correspondente as imagens do satélite Landsat-5 TM, dos dias 24/09/2003 e 12/10/2004, respectivamente.

Observa-se em ambas as imagens a predominância da tonalidade marron-claro, com intervalo de λE entre 104 W m^{-2} a 299 W m^{-2} , correspondente a áreas de caatinga. Destaca-se na imagem de 2003 uma área na tonalidade avermelhada um pouco maior, em relação a imagem de 2004. Os valores de λE nos dois respectivos anos nessas áreas, que correspondem a solos expostos foi menor que 104 W m^{-2} , e concentram-se em sua maioria às margens do trecho do rio São Francisco. Verifica-se uma maior predominância da tonalidade azul, correspondente a um $\lambda E > 448 \text{ W m}^{-2}$ para o ano de 2003 e $\lambda E > 440 \text{ W m}^{-2}$ para o ano de 2004. Como pode ser visto os valores do fluxo de calor latente seguem um padrão semelhante para os dois anos, no entanto o ano de 2003 conforme mencionado acima apresentou uma maior área com tonalidade azul que corresponde as áreas irrigadas. Nesse ano, a menor ocorrência de precipitação em relação a 2004, levou a um melhor manejo da irrigação proporcionando conseqüentemente uma melhor resposta dos cultivos a essa prática agrícola.

Nas áreas irrigadas com tonalidade azulada, destaca-se um conjunto de pivôs centrais que apresenta nos recortes das imagens valores de λE compreendidos entre a 588 a 633 W m^{-2} , e que no ano de 2003 apresentou um valor máximo de λE de 656 W m^{-2} , enquanto no ano de 2004 o λE máximo nesta área foi de 581 W m^{-2} .

Moran et al. (1989) avaliaram os componentes do balanço de energia através de imagens Landsat-5 TM e dados meteorológicos, e encontraram um valor de λE para área com cultivo de algodão de 650 W m^{-2} . É interessante também ressaltar o trabalho de Bastiaanssen (2000) em que mostrou em uma pesquisa que desenvolveu em área irrigada na Bacia Gediz na Turquia, que o valor de λE no pixel quente e frio para o dia 26 de junho foi de $0,5 \text{ W m}^{-2}$ e $535,4 \text{ W m}^{-2}$, enquanto que para o dia 29 de agosto os valores encontrados foram de 0 e $337,3 \text{ W m}^{-2}$. Na região do sub-médio São Francisco, numa área com plantio de goiaba, Moura (2001) obteve para o dia 19 de outubro às 9:30 horas o valor de $\lambda E = 500 \text{ W m}^{-2}$. Em regiões áridas do noroeste da China Ma et al. (2003) aplicaram técnicas de sensoriamento remoto com vistas a obter modelagem regional dos fluxos de calor à superfície, e encontraram um λE médio de 130 W m^{-2} para o pixel situado no deserto e o valor de 400 W m^{-2} para o pixel situado em área de oásis.

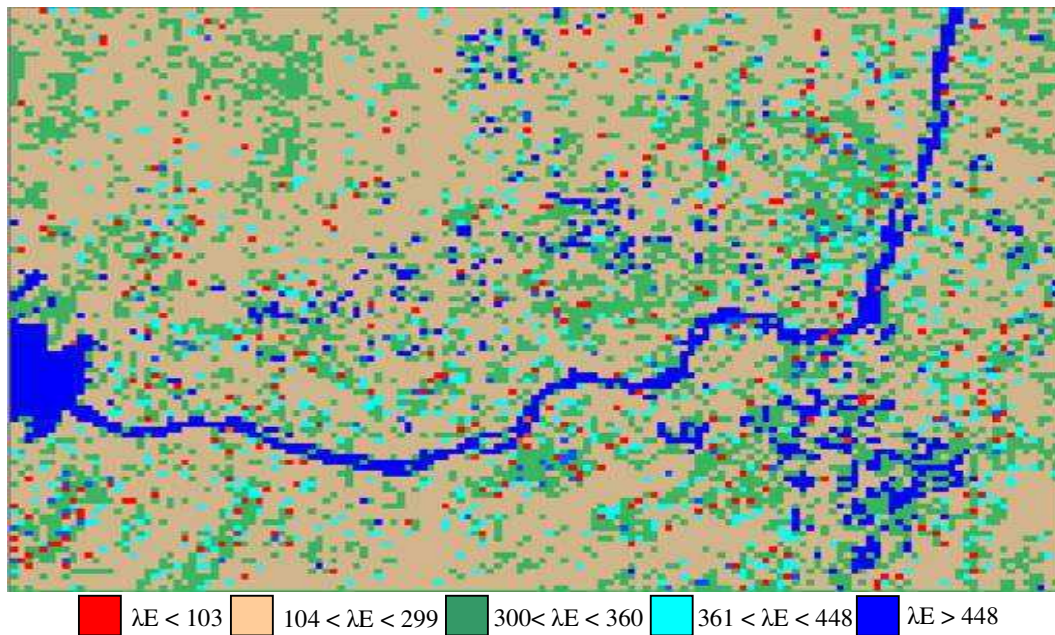


Figura 4.41 – Fluxo de calor latente (λE) em $W m^{-2}$ obtido pelo satélite Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

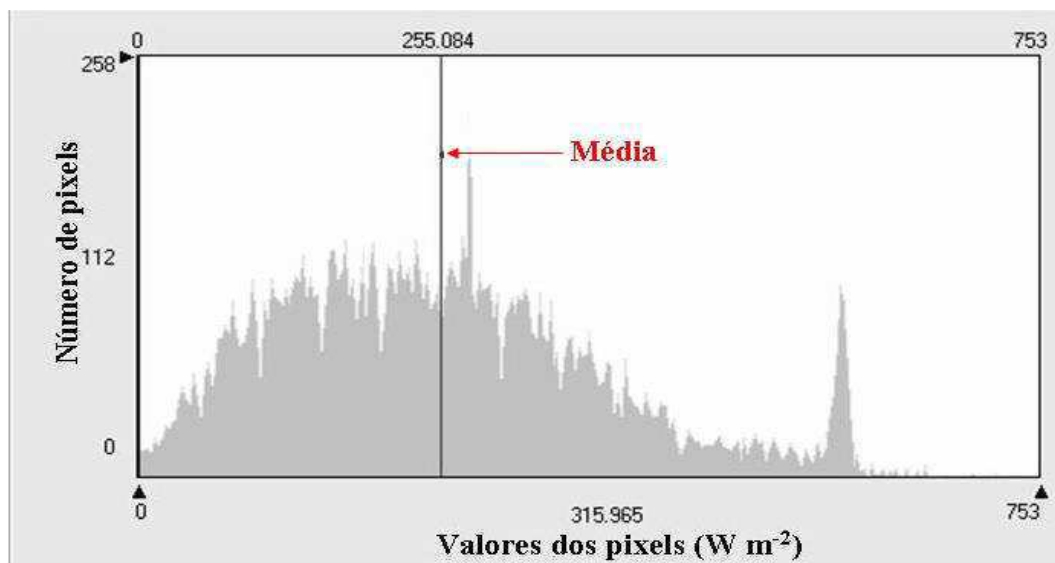


Figura 4.42 – Histograma de frequência para o fluxo de calor latente (λE) determinado pelo Landsat-5 em 24/09/2003.

Boegh et al. (2002) usaram imagens do Landsat-5 TM para avaliar a resistência atmosférica, a resistência da superfície e a evapotranspiração em um campo agrícola na Dinamarca, contendo cultivos em diferentes estádios de desenvolvimento. Segundo esses autores, a evapotranspiração estimada com dados obtidos do satélite se correlacionou muito bem com a ET determinada pelo método de correlações turbulentas.

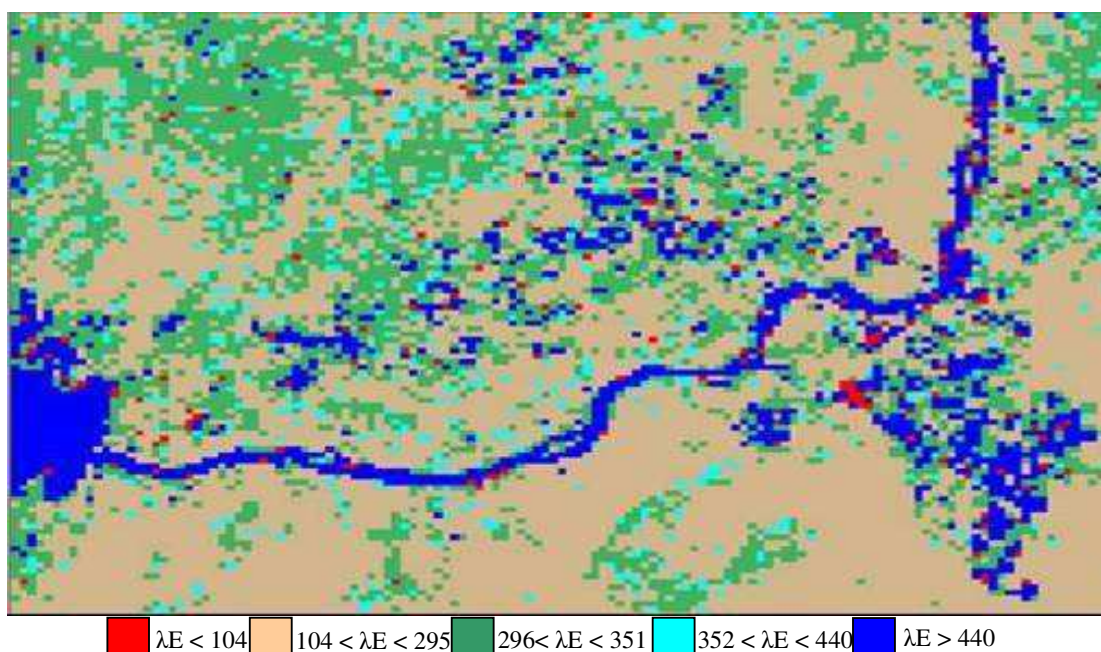


Figura 4.43 – Fluxo de calor latente (λE) em $W m^{-2}$ obtido pelo satélite Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

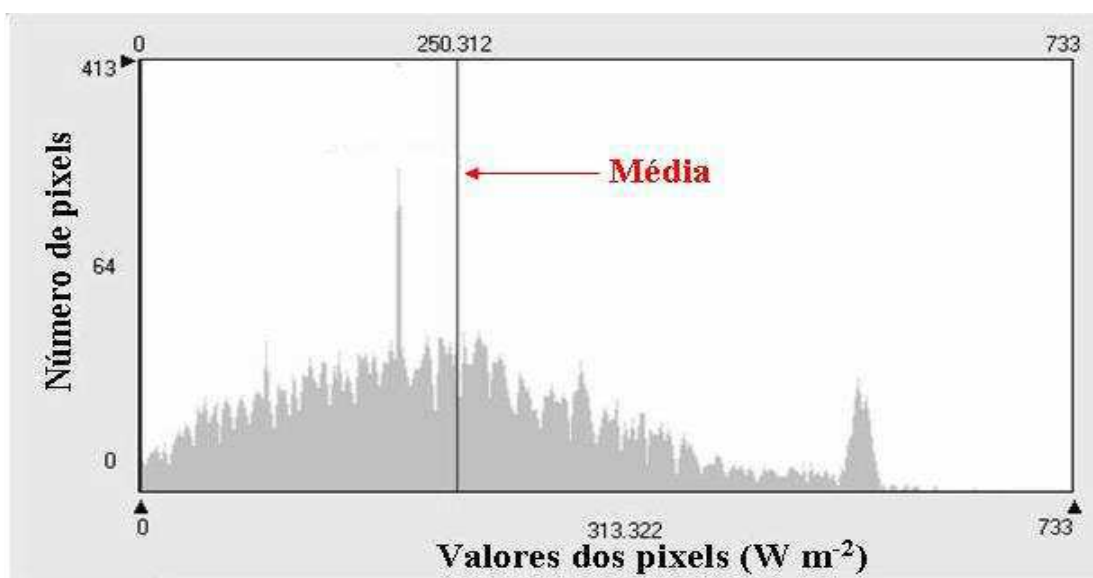


Figura 4.44 – Histograma de frequência para o fluxo de calor latente (λE) determinado pelo Landsat-5 em 12/10/2004.

O fluxo de calor latente determinado pelo satélite Terra/Modis, está representado nas Figuras 4.47 e 4.49, com respectivos histogramas, Figuras 4.48 e 4.50. Na comparação das duas imagens, observa-se, por exemplo, que na imagem de 2004 há uma maior área com tonalidade azul em relação a imagem de 2003. O valor de λE nessas áreas está acima de $523 W m^{-2}$, que correspondem as áreas mais úmidas e irrigadas. A tonalidade

em vermelho corresponde a solo exposto, a tonalidade marron representa áreas de caatinga rala e as tonalidades, azul-claro e verde representam também áreas vegetadas com suporte de irrigação. Observa-se nas duas imagens, que os valores de λE são compatíveis com o padrão de resposta desses alvos, em relação ao fluxo de calor latente o que permite afirmar que, tanto as imagens do Landsat como as do Terra/Modis estimaram com razoável precisão o fluxo de calor latente.

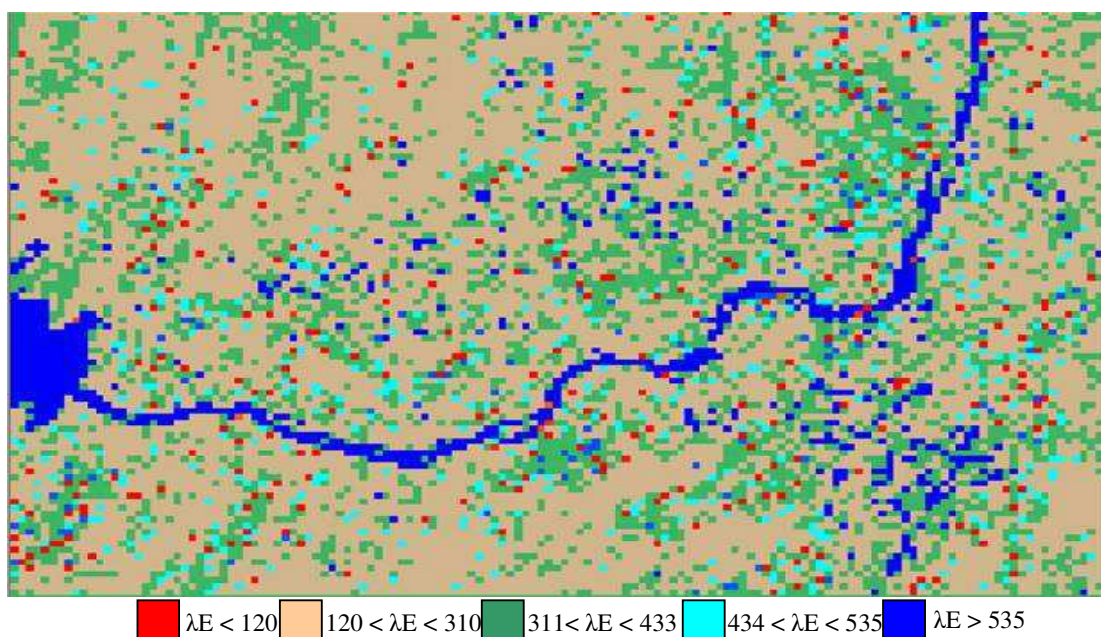


Figura 4.45 – Fluxo de calor latente (λE) em $W m^{-2}$ obtido pelo satélite Terra/Modis, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m.

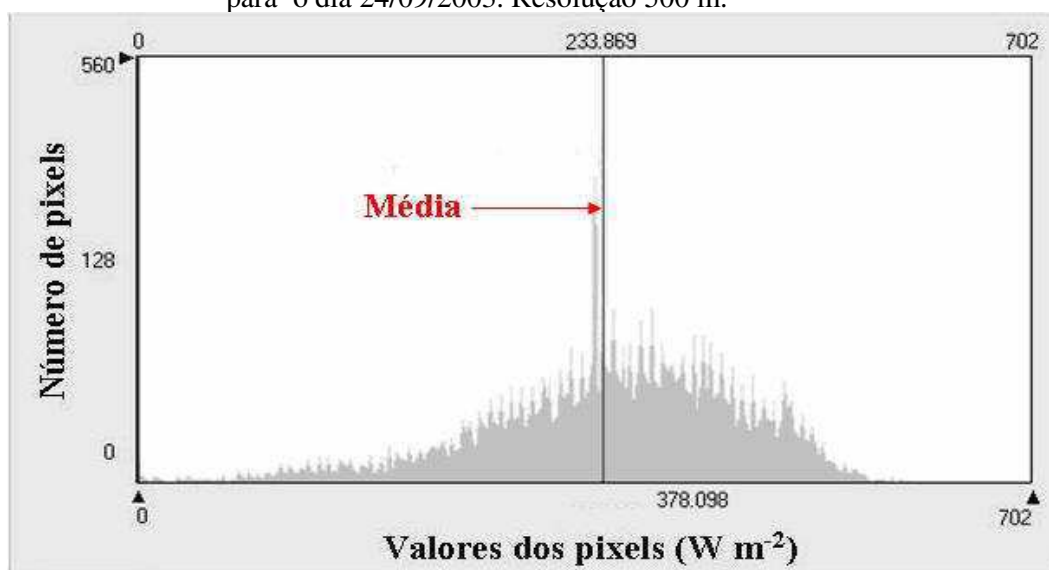


Figura 4.46 – Histograma de frequência para o fluxo de calor latente (λE) determinado pelo Terra/Modis para o dia 24/09/2003.

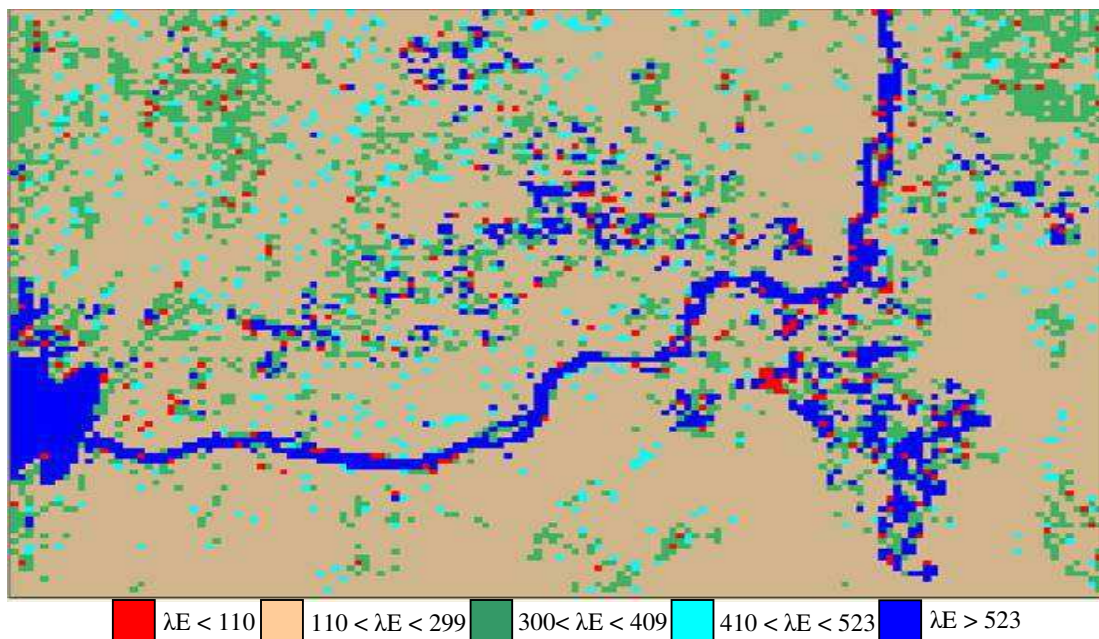


Figura 4.47 – Fluxo de calor latente (λE) obtido pelo satélite Terra/Modis, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m.

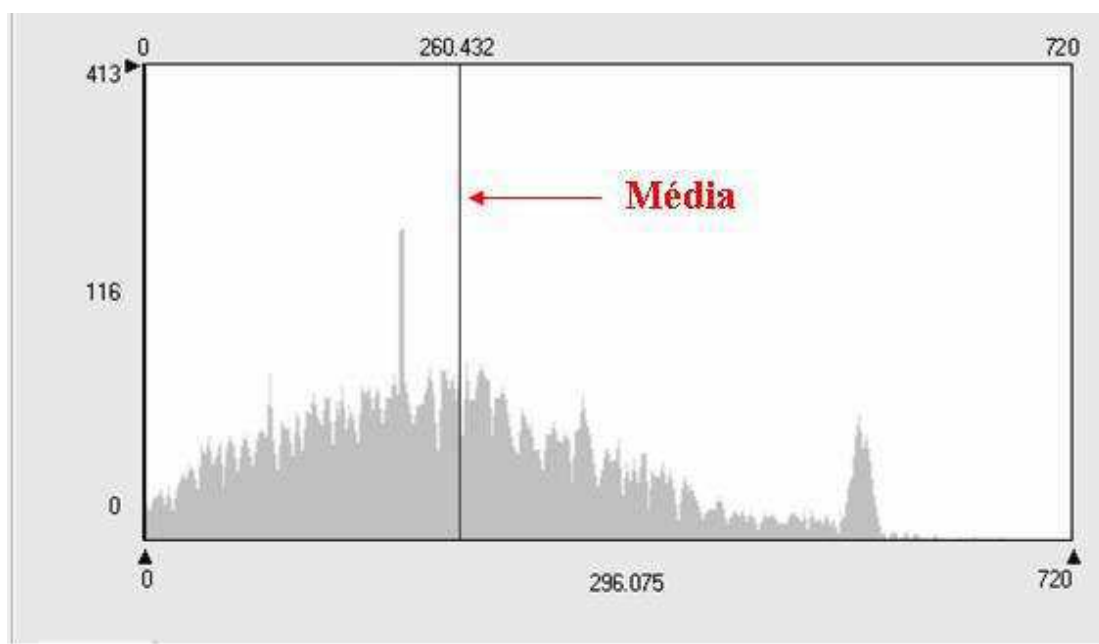


Figura 4.48 – Histograma de frequência para o fluxo de calor latente (λE) determinado pelo Terra/Modis para o dia 12/10/2004.

4.10 - Evapotranspiração

Nas Figuras 4.49 e 4.51 são apresentadas as cartas de estimativas da evapotranspiração (ET) do Landsat-5 para os dias 24/09/2003 e 12/10/2004 em milímetros por dia (mm dia^{-1}), respectivamente, e as Figuras 4.52 e 4.54 representam os histogramas de frequência para as referidas imagens.

Observa-se na carta de estimativa da ET de 2003 a predominância de áreas com tonalidades azul-escuro e azul-claro. Essas tonalidades correspondem a áreas com baixa cobertura vegetativa, bem como, áreas com vegetação nativa (caatinga) que apresentaram valores de ET abaixo de $2,0 \text{ mm dia}^{-1}$. As áreas representadas pelas tonalidades verde e amarela são também áreas vegetadas mas, submetidas ao manejo da irrigação, com valores de ET entre $2,0$ e $4,0 \text{ mm dia}^{-1}$, com destaque para as áreas em tonalidade vermelha na parte inferior direita da imagem que correspondem a áreas irrigadas com o sistema de pivot-central. Os valores de ET mínimo, médio e máximo em 2003, foram 0 mm dia^{-1} , $2,1 \text{ mm dia}^{-1}$ e $4,2 \text{ mm dia}^{-1}$, respectivamente. Os valores de ET do ano de 2004 considerando-se os mesmos alvos analisados foram semelhantes aos valores de 2003, apresentando um valor mínimo de 0 mm dia^{-1} , um valor médio de $1,9 \text{ mm dia}^{-1}$ e um valor máximo de $5,3 \text{ mm dia}^{-1}$. Visualiza-se na imagem de 2003 uma área maior com tonalidade avermelhada em relação a imagem de 2004, que corresponde a áreas de cultivos irrigados que apresentaram valores de ET entre $3,6 \text{ mm dia}^{-1}$ e $4,6 \text{ mm dia}^{-1}$. Algumas dessas áreas foram irrigadas com um sistema de pivot-central. As tonalidades de morron e azul representam áreas de caatinga rala e densa, onde a ET variou entre $1,1$ e $2,8 \text{ mm dia}^{-1}$. As áreas em cor amarela, que apresentam valores de ET entre $2,9$ e $3,5 \text{ mm dia}^{-1}$, e de tonalidade vermelha com ET variando entre $3,6$ e $4,2 \text{ mm dia}^{-1}$, são aquelas também submetidas ao manejo da irrigação, destacando-se nessas áreas a fruticultura irrigada.

Em 12/10/2004 a ET mínima foi 0 mm dia^{-1} , a ET média $1,9 \text{ mm dia}^{-1}$ e a ET máxima $5,3 \text{ mm dia}^{-1}$. A evapotranspiração de referência (ET_o) no Campo Experimental de Mandacaru em 2003 foi de $5,6 \text{ mm dia}^{-1}$, enquanto que em 2004 foi de $5,1 \text{ mm dia}^{-1}$. Bastiaanssen (2000) avaliou a ET em uma área com cultivo de algodão irrigado no oeste da Turquia nos dias 26 de junho e 29 de agosto, e verificou que a ET variou de $2,4 \text{ mm dia}^{-1}$ (26 de junho) a $4,4 \text{ mm dia}^{-1}$ (29 de agosto). No ano seguinte Bastiaanssen et al. (2001) avaliaram o desempenho do SEBAL na região do Projeto Nilo Coelho em Petrolina-PE, numa área com vários tipos de cultivos submetidos ao manejo da irrigação e

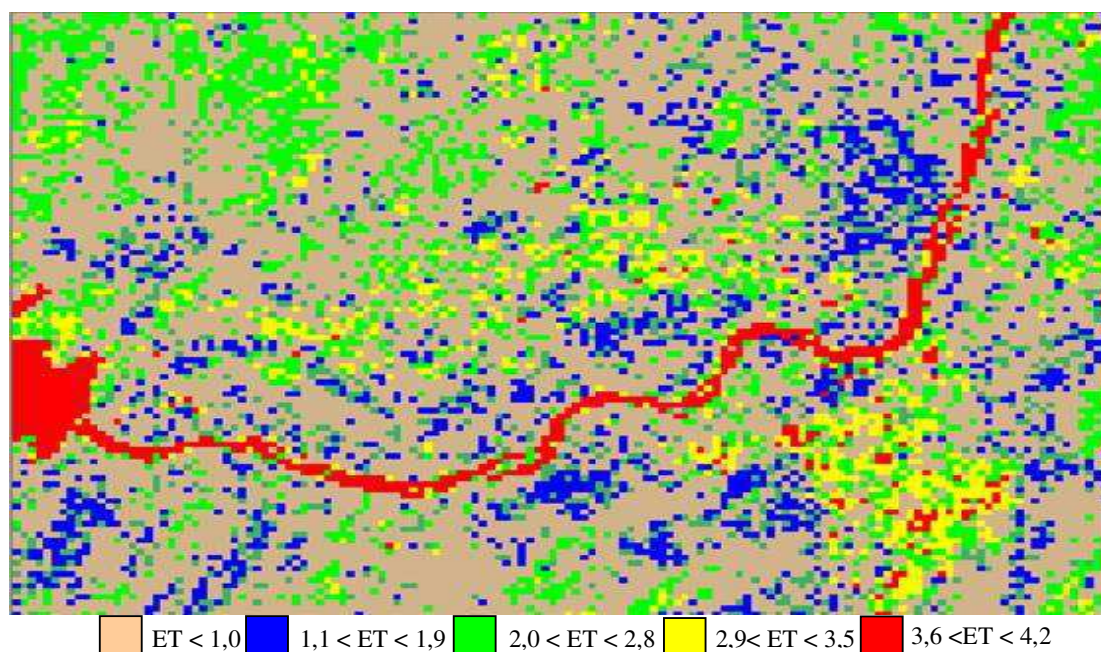


Figura 4.49 – Evapotranspiração (ET mm dia⁻¹) estimada pelo satélite Landsat-5 TM, para o dia 24/09/2003. Resolução 500m

encontraram uma ET média diária de 3,3 mm dia⁻¹. Silva (2000), num estudo mais criterioso avaliou a ET em pomar de mangueira através do método do balanço de energia na região de Petrolina, durante dois anos, e encontrou um valor médio diário de 4,2 mm dia⁻¹. O referido autor também observou que a ET aumentou de um valor 2,4 mm dia⁻¹, no início da floração a 7,9 mm dia⁻¹ no final da formação de frutos, decrescendo em seguida para um valor de 3,5 mm dia⁻¹ no estágio de maturação dos frutos.

Moura (2001) também estudou a ET na região de Petrolina, em um pomar de goiaba, e verificou que a ET foi de 2,9 mm dia⁻¹ na fase inicial do ciclo da cultura, atingindo um valor de 6,3 mm dia⁻¹ na fase final do ciclo vegetativo.

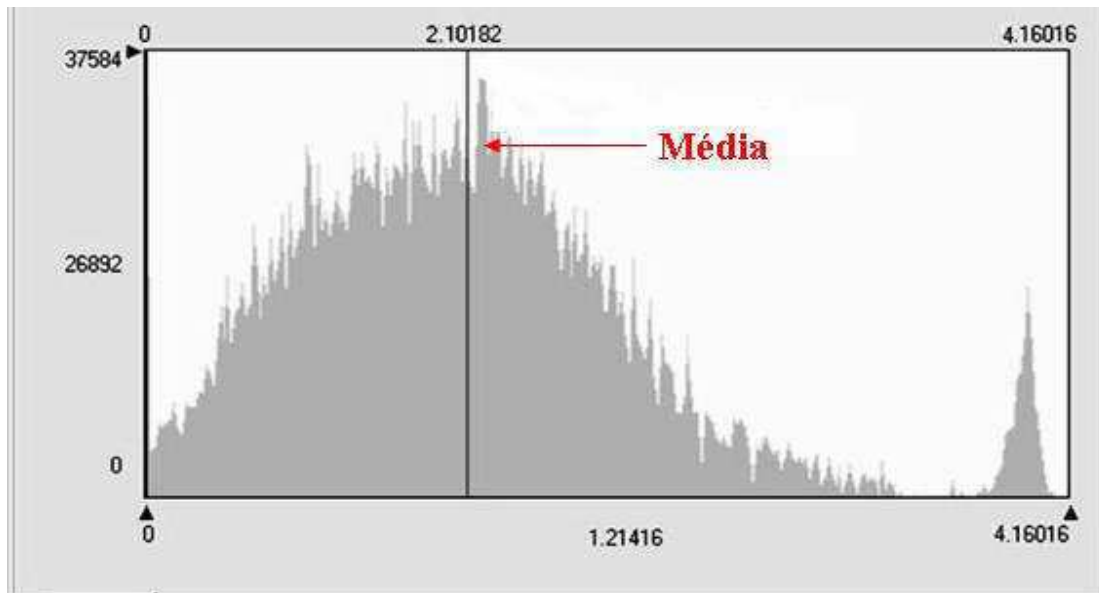


Figura 4.50 – Histograma de frequência para a evapotranspiração (ET mm dia⁻¹) determinado pelo Landsat-5 em 24/09/2003.

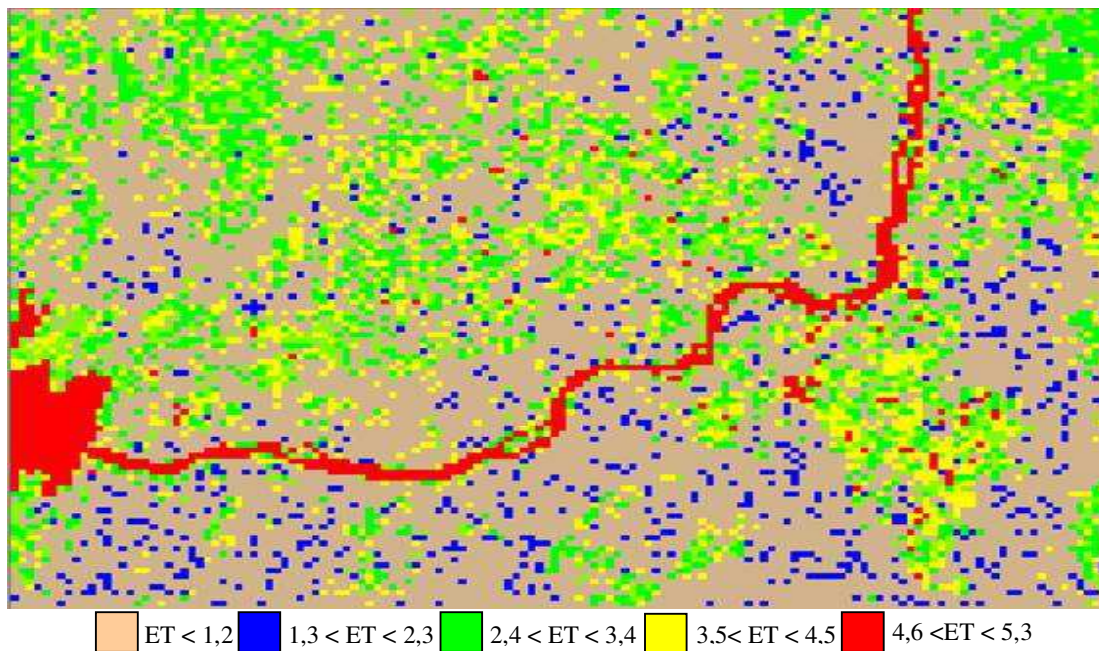


Figura 4.51 – Evapotranspiração (ET mm dia⁻¹) estimada pelo satélite Landsat-5 TM, para o dia 12/10/2004. Resolução 500m

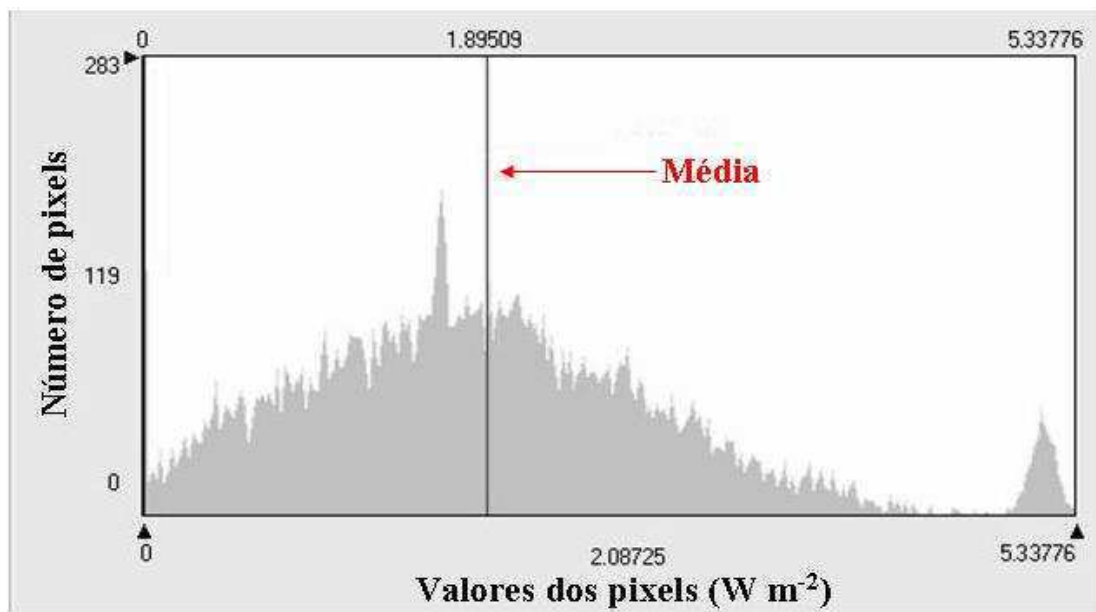


Figura 4.52 – Histograma de frequência para a evapotranspiração ($ET \text{ mm dia}^{-1}$) determinado pelo Landsat-5 em 12/10/2004.

Continuando com a análise das figuras acima, verifica-se que as estimativas da evapotranspiração feitas pelo SEBAL, utilizando o Landsat-5, apresentaram uma resposta semelhante entre os dois anos, ajustando-se muito bem a resultados de outros trabalhos de pesquisa que usaram as características orbitais dos alvos, na determinação de ET. Na figura abaixo observa-se a espacialização da ET em 2003, obtida pelo Modis.

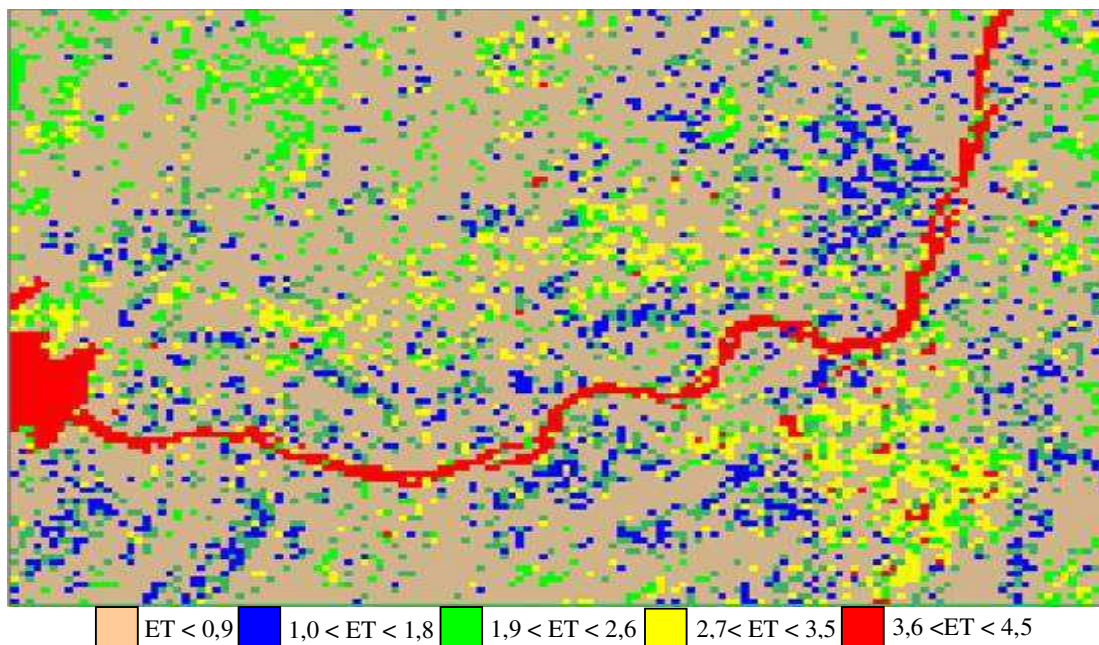


Figura 4.53 – Evapotranspiração ($ET \text{ mm dia}^{-1}$) estimada pelo satélite Terra/Modis, para o dia 24/09/2003. Resolução 500 m

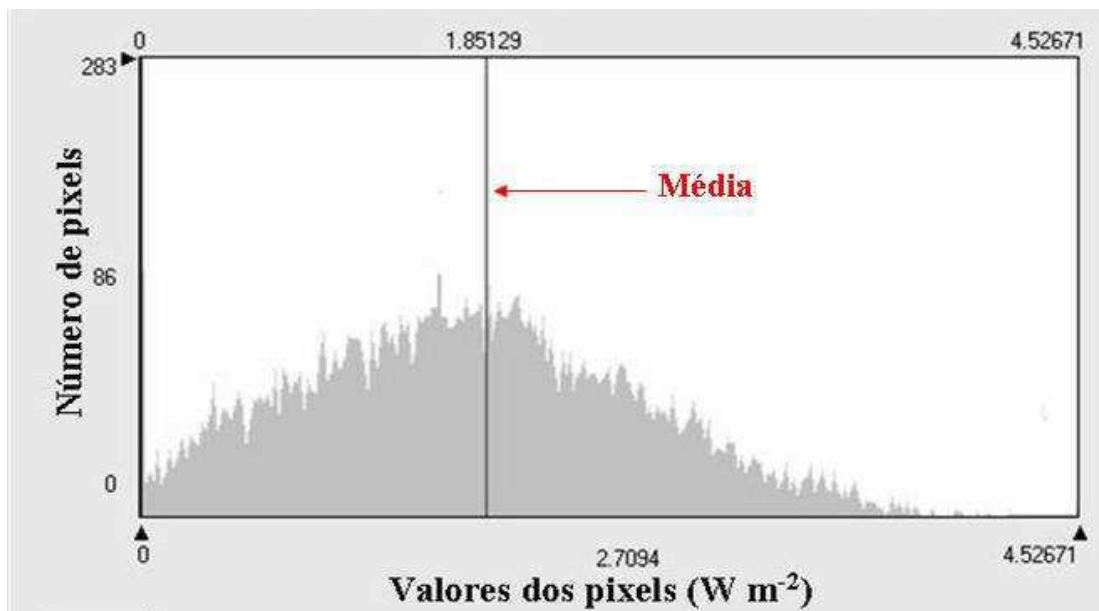


Figura 4.54 – Histograma de frequência para a evapotranspiração ($ET \text{ mm dia}^{-1}$) determinado pelo Terra/Modis em 24/09/2003.

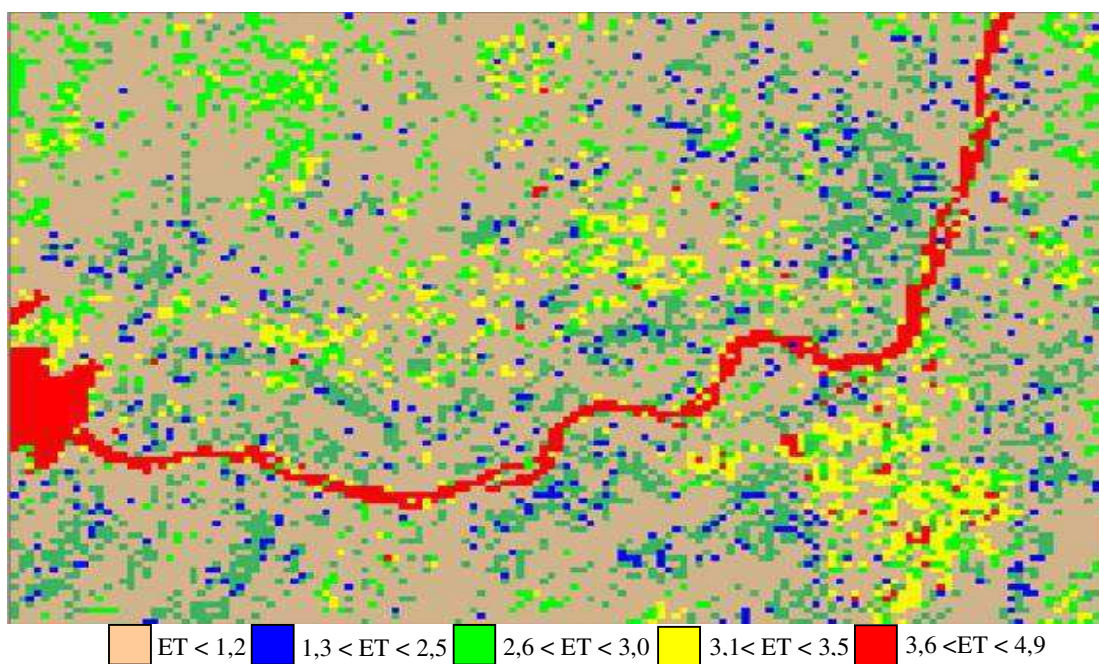


Figura 4.55 – Evapotranspiração ($ET \text{ mm dia}^{-1}$) estimada pelo satélite Terra/Modis, para o dia 12/10/2004. Resolução 500 m

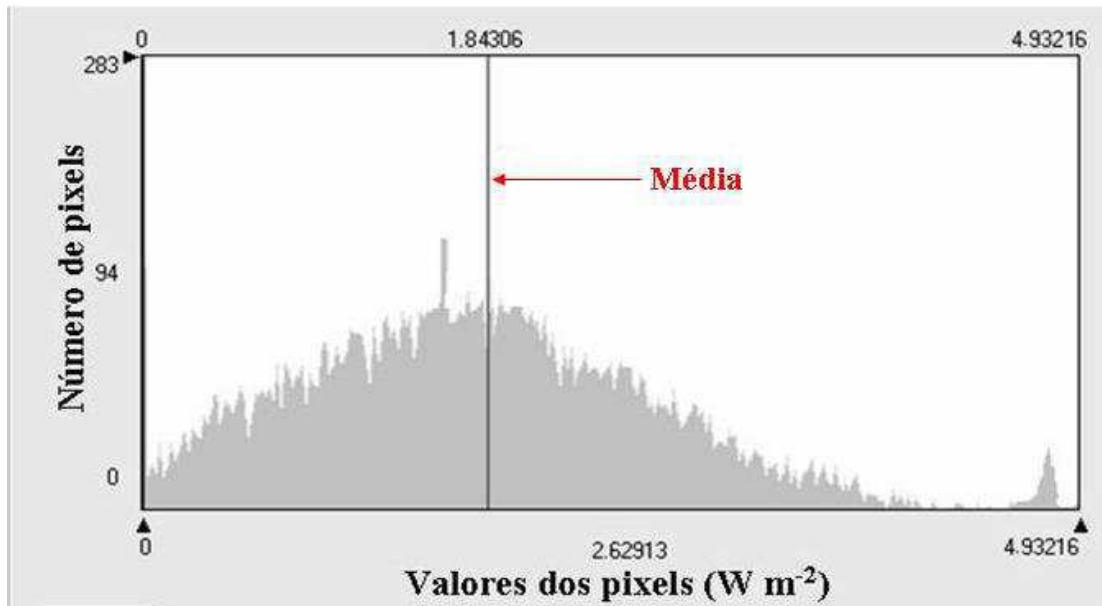


Figura 4.56 – Histograma de frequência para a evapotranspiração (ET mm dia⁻¹) determinado pelo Terra/Modis em 12/10/2004.

Com relação a ET estimada pelo satélite Terra/Modis, observa-se que a evapotranspiração no ano de 2003 foi praticamente igual a de 2004, isto é, apresentou um valor mínimo de 0 mm/dia, um valor médio de 1,8 mm/dia e um valor máximo de 4,9 mm/dia. Quando se comparam esses valores, com os valores determinados pelo Landsat-5 para o ano de 2004, verifica-se que praticamente não houve diferença significativa entre as estimativas de ET, feitas pelos dois sensores nesses dois anos.

Por outro lado, as estimativas realizadas pelo Landsat-5 em 2003, sobestimaram os valores médios da ET determinados pelo Terra/Modis, para esse mesmo ano. A ET média, por exemplo, no ano de 2003 foi de 2,1 mm/dia, enquanto em 2004 foi de 1,8 mm/dia.

De uma maneira geral pode-se concluir que o algoritmo SEBAL associado às imagens do satélite Landsat-5 e Terra/Modis, estimou muito bem a evapotranspiração das áreas estudadas. Um fator importante quando se trabalha com imagens orbitais, é a possibilidade de espacialização dos resultados obtidos e consequentemente disponibilizar as informações em escala regional. Nesse trabalho, os valores de todas as variáveis analisadas e consequentemente a evapotranspiração (ET), foram determinados pixel a pixel.

No caso do sensor Modis, embora sua resolução espacial seja maior que a do Landsat, não permitindo um melhor detalhamento das áreas imageadas, a boa resolução temporal (1 a 2 dias) do satélite, faz desse sensor uma excelente ferramenta para estudos de programação de irrigação, manejo de recursos hídricos, transformações biofísicas da

superfície, mapeamento do uso da terra e dos recursos naturais. É importante salientar a necessidade de realização de novas pesquisas com vistas a se ajustar a boa resolução temporal do satélite Terra/Modis, com a resolução espacial (30m x 30m) do Landsat-5. A associação desses dois sensores conduzirá a resultados que poderão minimizar os erros cometidos nas estimativas de algumas variáveis como o albedo da superfície, a resistência aerodinâmica, entre outras, e conseqüentemente apresentar resultados numa escala menor de freqüência para uso em programação de irrigação.

4.11. Análise comparativa entre os fluxos estimados pelo SEBAL e os fluxos medidos na Estação Meteorológica

Com o objetivo de analisar o comportamento dos dois sensores usados nessa pesquisa, nas estimativas das variáveis envolvidas no cálculo da evapotranspiração, se fez uma análise comparativa dos resultados obtidos. Na Figura 4.57 visualizam-se os valores instantâneos das densidades de fluxos do balanço de energia (Rn, G, H e LE), do dia 12 de outubro de 2004, estimados pelo algoritmo SEBAL e os valores desses mesmos fluxos (dados de alta freqüência), medidos na Estação Meteorológica do CPATSA, Embrapa-Semiárido em Petrolina-PE.

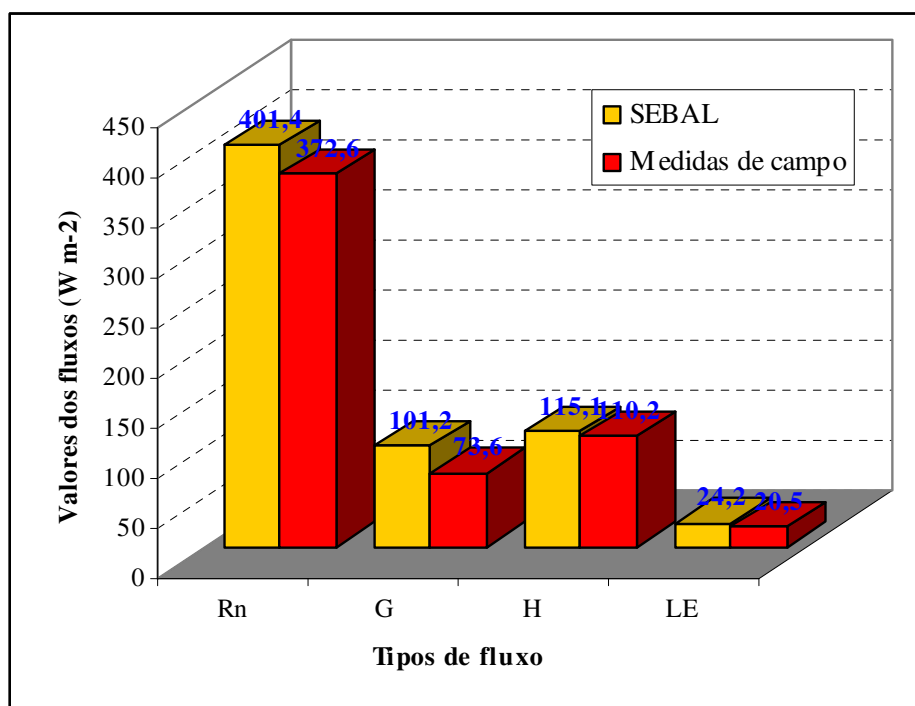


Figura 4.57 – Densidade de fluxos instantâneos ($W m^{-2}$), medidos em campo e estimados pelo SEBAL em 12/10/2004.

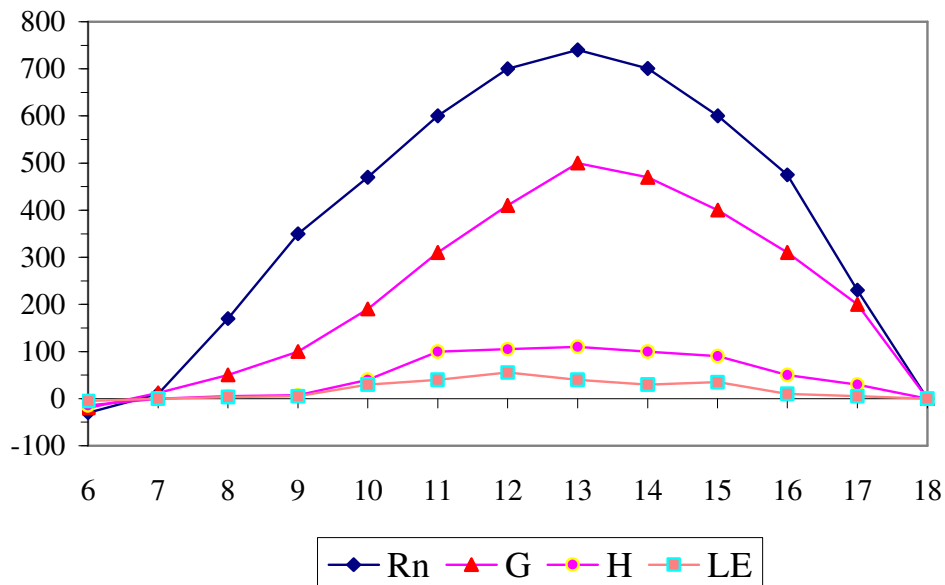


Figura 4.58 – Comportamento dos fluxos do balanço de energia (Wm^{-2}) medidos em campo em 12/10/2004. Estação meteorológica de Bebedouro.

Observa-se nas figuras 4.57 e 4.58 estão apresentados os fluxos instantâneos medidos em campo e estimados pelo SEBAL, respectivamente, e a variação diurna desses mesmos fluxos medidos no dia 12/10/2004. Comparando-se os respectivos fluxos, observa-se que, aqueles estimados pelo SEBAL sobreestimaram os medidos em campo. O saldo de radiação (Rn), o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE), estimados pelo Sebal sobreestimaram os valores medidos em campo em 7%, 4% e 23%, respectivamente. Um destaque se faz para o fluxo de calor do solo que apresentou a pior estimativa, isto é, 27%. Mesmo sendo uma variável de difícil estimativa na aplicação do SEBAL, Bastiaanssen et al. (1998b) não consideram este fato um grande problema, visto que a influência das medidas de G são representativas apenas para uma pequena área do solo e, portanto, incompatível com a dimensão do pixel do satélite. Outro destaque é a boa estimativa do fluxo de calor sensível (H), que em razão do seu cálculo por um processo iterativo no SEBAL, minimiza os erros dessa estimativa.

Bastiaanssen et al. (1998b), aplicando o modelo SEBAL em área de deserto na bacia de Heiche na China, encontraram resultados semelhantes, isto é, os mesmos fluxos analisados sobreestimaram as medidas de campo. Feitosa (2005) aplicando o SEBAL na mesma área dessa pesquisa, para determinar o balanço de energia, encontrou também resultados semelhantes aos apresentados nesse trabalho. Segundo o referido autor,

dentre as componentes do balanço de energia estimada pelo SEBAL, R_n foi a que apresentou a melhor estimativa, com valor de $401,2 \text{ W m}^{-2}$, contra $372,6 \text{ W m}^{-2}$ daquele medido em campo, o que significou uma diferença de 8% em relação ao valor medido. O valor de H obtido com o SEBAL foi de $117,1 \text{ W m}^{-2}$, enquanto que o medido foi de $110,2 \text{ W m}^{-2}$. Já o fluxo de LE calculado pelo SEBAL foi de $25,6 \text{ W m}^{-2}$, enquanto que o valor desse fluxo medido foi de $20,5 \text{ W m}^{-2}$. Por outro lado, G foi a componente que acusou pior estimativa com um valor de $98,6 \text{ W m}^{-2}$ estimado pelo SEBAL contra um valor de $73,6 \text{ W m}^{-2}$ medido em campo.

5 – CONCLUSÕES

1) O albedo da superfície (α) estimado pela imagem do Landsat-5 TM, bem como pelo satélite Terra/Modis, apresentou um comportamento semelhante. Para o lago de Sobradinho, solo exposto e caatinga no ano de 2003, os valores do albedo estimados pelo Landsat, foram de 6%, 35% e 28%, e pelo Modis 7%, 32% e 20%, respectivamente. Nas áreas irrigadas o albedo variou entre 19% a 27%.

2) O índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), apresentou variação tanto entre os anos estudados como entre os sensores. No ano de 2003, esse índice estimado pelo Landsat apresentou valores compreendidos entre - 0,409 (valor mínimo-água) a 0,723 (valor máximo-áreas irrigadas) com um valor médio de 0,191; com relação ao Modis os valores variaram entre - 0,301 (para a água) a 0,807 (áreas irrigadas), com um valor médio de 0,233. Em 2004 o NDVI variou entre -0,309 a 0,697 com um valor médio de 0,217 (Landsat), e de -0,190 a 0,773 com um valor médio de 0,219 (Modis).

3) A temperatura da superfície (T_s), também foi estimada pelos dois sensores com razoável precisão. Nas áreas submetidas ao manejo da irrigação, as temperaturas variaram entre 25° C e 29° C; nas superfícies de água representadas pela barragem de Sobradinho e rio São Francisco as temperaturas foram menores que 23° C e nas áreas de solo exposto as temperaturas variaram entre 34° C e 39° C. Os valores mínimo, médio e máximo estimados pelo Landsat em 2003 foram 20,2° C, 32,3° C e 38,1° C, respectivamente, e de 23,2° C, 33,7° C e 40,1° C estimados pelo Modis. Em 2004 os valores da temperatura nessa ordem, determinados pelo Landsat foram 19,6° C, 34,0° C e 39,7° C e pelo Modis 22,4° C, 32,2° C e 39,9° C, respectivamente.

4) O fluxo do saldo de radiação (R_n), estimado pelo Landsat em 2003 variou entre 369 W m⁻² a 850 W m⁻² com um valor médio ao redor de 646 W m⁻². Para o Modis esses valores foram de 385 W m⁻² a 869 W m⁻² com um valor médio de 623 W m⁻². Já no ano de 2004 essa variação foi de 416 W m⁻² a 830 W m⁻² no caso do Landsat e de 450 W m⁻² a 820 W m⁻² para o Modis. O erro absoluto na estimativa da média de R_n entre o Landsat e o Modis no ano de 2003 foi de 62 W m⁻² e o erro relativo de 10%. Já em 2004 o erro absoluto foi de 88 W m⁻² e o erro relativo de 14%.

5) O fluxo de calor no solo (G) estimado pelo Landsat apresentou valores semelhantes aos estimados pelo Modis, no ano de 2003. A variação nas estimativas de G pelo Landsat em 2003 foi de 55 W m^{-2} a 258 W m^{-2} , com um valor médio de 115 W m^{-2} . Os valores estimados pelo Modis nesse mesmo ano variaram entre 73 W m^{-2} a 267 W m^{-2} , com um valor médio de 113 W m^{-2} . Em 2004 os valores mínimo, médio e máximo de G estimados pelo Landsat foram 50 W m^{-2} , 110 W m^{-2} e 252 W m^{-2} , respectivamente, e os estimados pelo Modis foram 60 W m^{-2} , 118 W m^{-2} e 273 W m^{-2} . A maior cobertura vegetativa no ano de 2004 proporcionada pelo maior índice pluviométrico ocorrido nesse ano em relação ao ano de 2003, foi realçada pelos menores valores de G.

6) O fluxo de calor sensível (H) foi também estimado com boa precisão pelos dois sensores. Essa boa estimativa deve-se em parte ao cálculo de H no processo iterativo aplicado pelo SEBAL, que visa minimizar os erros na estimativa dessa variável. Em 2003 os valores estimados pelo Landsat variaram entre 0 W m^{-2} a 602 W m^{-2} com um valor médio de 302 W m^{-2} e em relação ao Modis os valores de H variaram no intervalo de 0 W m^{-2} a 662 W m^{-2} , com um valor médio de 369 W m^{-2} . Em 2004 os valores mínimo, médio e máximo determinados pelo Landsat foram 0 W m^{-2} , 300 W m^{-2} e 637 W m^{-2} , respectivamente, enquanto para o Modis esses valores foram 0 W m^{-2} , 310 W m^{-2} e 652 W m^{-2} .

7) O fluxo de calor latente (λE) seguiu um padrão semelhante para os dois anos. Em 2003 os valores dessa variável, estimados pelo Landsat, estiveram entre 0 W m^{-2} a 753 W m^{-2} , com um valor médio de 255 W m^{-2} . Os valores mínimo, médio e máximo estimados pelo Modis nesse mesmo ano foram 0 W m^{-2} , 234 W m^{-2} e 703 W m^{-2} . Em 2004 os valores mínimo, médio e máximo de (λE) estimados pelo Landsat, foram 0 W m^{-2} , 250 W m^{-2} e 733 W m^{-2} e pelo Modis de 0 W m^{-2} , 260 W m^{-2} e 720 W m^{-2} , respectivamente.

8) O saldo de radiação (R_n), o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (λE), estimados pelo SEBAL sobreestimaram os valores medidos em campo. O erro absoluto dessas estimativas na ordem em que as variáveis foram citadas foi de $28,8 \text{ W m}^{-2}$, $4,9 \text{ W m}^{-2}$ e $3,7 \text{ W m}^{-2}$ e o erro relativo 7%, 4% e 23%, respectivamente. Com relação ao fluxo de calor do solo, essa variável apresentou a pior estimativa, apresentando um erro absoluto de $27,6 \text{ W m}^{-2}$ e um erro relativo de 27%.

9) Os valores mínimo, médio e máximo da ET estimados pelo Landsat em 2003, foram 0 mm dia⁻¹, 2,1 mm dia⁻¹ e 4,2 mm dia⁻¹, respectivamente. Nesse mesmo ano as estimativas da ET pelo Modis apresentaram um valor mínimo de 0 mm dia⁻¹, um valor médio de 1,8 mm dia⁻¹ e um valor máximo de 4,5 mm dia⁻¹. No ano de 2004 os valores mínimo, médio e máximo da ET determinados pelo Landsat foram 0 mm dia⁻¹, 1,9 mm dia⁻¹ e 5,3 mm dia⁻¹ e pelo Modis de 0 mm dia⁻¹, 1,8 mm dia⁻¹ e 4,9 mm dia⁻¹.

10) De uma maneira geral pode-se concluir que o algoritmo SEBAL associado às imagens do satélite Landsat-5 e Terra/Modis, pode ser aplicado com um certo grau de confiabilidade na estimativa dos fluxos de energia à superfície e da evapotranspiração, pois os resultados alcançados demonstraram que os principais alvos analisados água, solo exposto, áreas com cultivos irrigados e áreas com vegetação nativa, apresentaram um padrão de resposta espectral típico desses alvos.

6. LITERATURA CITADA

ACCIOLY, L. J. de O.; PACHECO, A.; COSTA, T. C. C.; LOPES, O. F.; OLIVEIRA, M. A. J. de. Relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor TM/Landsat. **R. Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. Campina Grande, PB. DEAg/UFCG, v.6, n.3, p.492-498, 2002.

ALLEN, R. G.; BASTIAANSEN, W.; TASUMI, M; MORSE, A. Evapotranspiration on the Watershed Scale Using the SEBAL Model and Landsat Images. **ASAE Annual International Meeting**, Sacramento, California, USA. Paper Number: 01-2224, 2001.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. **Irrigation and Drainage Paper 56**. Rome, Italy. United Nations FAO, 300 p., 1998.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSEN, W. Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL). **Advanced Training and users Manual**, Kimberly, Idaho, v.1,0, 97p. 2002.

ALVES, J. do P. **Classificação de capacidade de uso da terra no semi-árido paraibano através de imagem Landsat-5 TM**. 1986. 160f. Dissertação (Mestrado em Manejo e Conservação de Solo e Água)-CCA/UFPB. Areia, PB, 1986.

AMARAL, S.; SOARES, J.V.; ALVES, D.S.; MELLO, E.M.K.; ALMEIDA, S.A.S.; SILVA, O.F.; SILVEIRA, A.M. Relações entre índice de área foliar (LAI), área basal e índice de vegetação (NDVI) em relação a diferentes estágios de crescimento secundário na Floresta Amazônica em Rondônia. (Compact disc). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 8., Salvador, 1996. **Anais**. Salvador: INPE; SELPER, 1996.

AZEVEDO, P. V. de; RAMANA RAO, T. V.; AMORIM NETO, M. S.; PEREIRA, J. R. C.; ESPÍNOLA SOBRINHO, J. & MACIEL, G. F. Necessidades hídricas da cultura do algodoeiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.28, n.7, p.863-870, 1993.

AZEVEDO, P. V. de; SILVA, B. B da.; SILVA, V. P. R. 2003. Water requirements of irrigated mango orchards in northeast Brazil. **Agric. Water Manage.** v.58, p.241-254, 2003.

BARET, F., and GUYOT, G. Potential and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. **Remote Sens. Environ.** v.35, p.161-173, 1991.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Validation . **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p. 213-229. 1998.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p. 198-212. 1998a.

BASTIAANSEN, W. SEBAL-based sensible and latent fluxes in the irrigated Gediz Basin. **Journal of Hydrology**, Turkey. v.229, p.87-100, 2000.

BASTIAANSEN, W.; BOS, M. G. Irrigation performance indicators based on remotely sensed data: a review of literature. **Irrigation and Drainage Systems**. v.13, p.291-311, 1999.

BASTIAANSEN, W. G. M; MOLDEN, D. J; THIRUVENGADACHARI, S; SMIT, A.A.M.F.R.; MUTUWATTE, L. & JAYASINGHE, G. Remote Sensing and hydrological models for performance assessment in Sirsa Irrigation Circle, India. **Research Report 27**, Colombo, Sri Lanka, International Water Management Institute. 29p. 1999a

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. Ph.D. Thesis, 1995, 237p., Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 1995.

BATISTA, G. T.; SHIMABUKURO, Y. E & LARENCE, W. T. Monitoramento da Cobertura florestal através de Índice de vegetação do NOAA-AVHRR. In Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 7. Curitiba, 1993. **Anais**, v.2. 30-37. 1993.

BECKER, F. The Impact of Spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. **International Journal of Remote Sensing**, 8(10): p.509-522, 1987.

BEZERRA, M. V. C. **Balço de energia em áreas irrigadas utilizando técnicas de sensoriamento remoto**. 2004. 125f. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia). PPGM/DCA/UFCG, Campina Grande, 2004.

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

BURT, C. M.; CLEMMENS, A. J.; STRELKOFF, T. S.; SOLOMON, K. H.; BLIESNER, R. D.; HARDY, L. A.; HOWELL, T. A.; EISENHAUER, D. E. Irrigation performance measures efficiency and uniformity. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**. v.6, p.423-442, 1997.

BRAGA, C. C. **Inter-relações entre padrões de Índices de Vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil**. 2000. 129f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - CDRN/CCT/UFPB. - Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the Atmosphere**, D-Reidel, Norwell, Mass., 299p. 1982.

BRUTSAERT, W.; HSU, A. Y.; SCHMUGGE, T. J. Parameterization of Surfaces Heat Fluxes above Forest with Satellite Thermal Sensing and Boundary-Layer Soundings. **Journal of Applied Meteorology**, v.32, p.908-917, 1993.

CHEHBOUNI, A.; NOUVELLON, Y.; MORAN, M.S.; WATTS, C.; PREVOT, L.; GOODRICH, D.C.; RAMBAL, S. Directional effect on radiative surface temperature measurements over a semiarid grassland site. **Remote Sensing of Environment**. v.76, p.360-372, 2001.

CHEMIN, Y.; ALEXANDRIDIS, T. Improving spatial resolution of ET seasonal for irrigated rice in Zhanghe, China. **22nd Asian Conference on Remote Sensing**, Singapore, 5 – 9 November 2001., 6pp.

CHOUDHURY, B. J; AHMED, N. U; IDSON, S. B.; REGINATO, R J.; DAUGHTRY, C. S. T. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. **Remote Sensing of Environment**. v.50, p.1-17, 1994.

CUNHA, G. R.; BERGAMASCHI, H.; BERLATO, M. A. et al. Balanço de energia em cultura de milho. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. Santa Maria, v.4, n.1, p.1-14, 1996.

DAAMEN, C. C.; DUGAS, W. A.; PRENDERGAST, P. T. et al. Energy flux measurements in a sheltered lemon orchard. **Agricultural and Forest Meteorology**. Amsterdam, v.93, p.171-183, 1999.

DAUGHTRY, C. S. T.; KUSTAS, W. P.; MORAN, M. S.; PINTER, Jr, P. J.; & JACKSON, R. D.; BROWN, P. W.; NICHOLS, W. D.; GAY, L. W. Spectral Estimates of Net Radiation and Soil Heat Flux. **Remote Sensing of Environment**, 32: p.111-124 1990.

Di PACE, F. T. **Estimativa do Balanço de Radiação á superfície terrestre utilizando imagens TM Landsat-5 e Modelo Digital de Elevação**. 2004. 140f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais)-CDRN/CCT/UFCG.-Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2004.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W. O. Irrigation water requirements. **FAO Irrigation and Drainage Paper 24**, United Nations, New York, 1977.

DUFFIE, J.; BECKMAN, W.A. **Solar Engineering of Thermal Processes**. John Wiley and Sons, New York, pp.1-109, 1980.

ELVIDGE, C. D. & EHLERS, M. Merging multiresolution SPOT HRV and Landsat TM data. **American Society of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 53, n^o 3, p.301-303, USA, 1987.

ERBERT, M. **Investigações sobre o uso de dados hiperespectrais na classificação de espécies agrícolas com respostas espectrais muito semelhantes**. 2001. 120f. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto-CEPRSM), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

FEITOSA, J. R. P. **Uso de Técnicas de Sensoriamento Remoto e Imagens Landsat-TM e NOAA/AVHRR na Estimativa do Balanço de Energia à Superfície**. 2005. 163f. Tese (Programa Institucional de Doutorado Temático-Curso de Doutorado em Recursos Naturais-CCT), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2005.

FERREIRA, N. J. **Aplicações ambientais Brasileiras dos satélites NOAA e TIROS-N**. Balanço de radiação com dados AVHRR/NOAA-14. cap.7. p.114-164, 2004.

GRANGER, R. J. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 70-76p. 2000.

GUTMAN, G. & IGNATOV, A. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. **Int. J. Rem. Sensing**. 19, n^o 8, p.1533-1543. 1998.

HUETE, A. R. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**. 25: 89-105. 1988.

HUETE, A.; JUSTICE, C.; LIU, H. Development of vegetation and soil indices for MODIS-EOS. **Remote Sens. Environ**. v.49, p224-234, 1994.

HUETE, A.R.; LIU, H.Q.; BATCHILY, K.; van LEEUWEN, W. A comparison of vegetation indices over global set of TM images for EOS-MODIS. **Remote Sensing of Environment**, New York, v.59. p.440-451, 1997.

HUETE, A. R. & TUCKER, C. J. Investigation of soil influence in AVHRR red and near-infrared vegetation index imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v.12, n.6, p.1223-1242. 1991.

HUETE, A. R.; WARRICK, A. R. Assessment of vegetation and soil water regimes in partial canopies with optical remotely sensed data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v.32, p.155-167. 1990.

IDSO, S. B.; AASE, J. K & JACKSON, R. D. Net radiation-soil heat flux relations as influenced by soil water variations. **Boundary Layer Meteorology**. 9: 113-122p. 1975.

JACKSON, R. D.; PINTER, Jr. P. J.; REGINATO, R. J. Net Radiation Calculated from Remote Multispectral and Ground Station Meteorological Data. **Agricultural and Forest Meteorology**, 35: p.153-164, 1985.

JACKSON, R. D.; M. S. MORAN, L. W. GAY, and L. H. RAYMOND. Evaluating evaporation from crops using airborne radiometry and ground-based meteorological data. **Irrigation Science**.v.8, p.81-90 1987.

JAKUBAUSKAS, M.E.; PRICE, K.P. Empirical relationship between structural and espectral factors of Yellowstone lodgepole pine forests. **Photometric Engineering & Remote Sensing**. Bethesda, v.63, n.12, p.1375 – 1381, 1997.

JUSTICE, C.O.; TOWNSHEND, J.R. G.; VERMOTE E.F.; MASUOKA E.; WOLFE, R.E.; SALEOUS, N.; ROY, D.P.; MORISETTE, J.T. An overview of MODIS Land data and product status. **Remote Sensing of Enviroment**. v.83, p.3-15, 2002.

KAZMIERCZAK, M.L. **Estimativa de variáveis dendrométricas em florestas homogêneas a partir de dados LANDSAT TM**. 1992, 186p, Dissertação (Mestrado)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE. São José dos Campos-SP, 1992.

KUSTAS, W. P.; CHOUDHURY B. J.; MORAN, M. S.; REGINATO, R. J.; JACKSON, R. D.; GAY, L.W.; WEAVER, H.L. Determination of sensible heat flux over sparse canopy using thermal infrared data. **Amsterdan, Agricultural and Forest Meteorology**. v.44, p.197-216, 1989.

KUSTAS, W. P; MORAN. S. M; JACKSON, R. D; GAY, L. W; DUELL, L. F. W; KUNKEL, K. E; MATTHIAS, A. D. Instantaneous and Daily Values of the Surface Energy Balance over Agricultural Fields Using Remote Sensing and a Reference Field in an Arid Environment. **Remote Sensing of Environment**. v.32, p.125- 141, 1990.

KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfce. **IAHS Hydrol. Science. Journal**. v.4, n.41, p.495-516, 1996.

KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M.; ANDERSON, M.C.; FRENCH, A.N. Estimating, subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship. **Remote Sensing of Environment**. v.85, p.429-440, 2003.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo-I Algorithms. **Remote Sending of Environment**. v.76, p.213-237, 2000.

LILLESAND, T. M. & KIEFER, R. W. **Remote sensing and image interpretation**. 4.ed. New York: John Wiley & Sons, Inc. 724p, 2000.

LINHARES, C.A.; PONZONI, F.J.; SHIMABUKURO, Y.E. Relação entre volume de madeira e índice de área foliar em um povoamento de *Pinus* spp.: estudo de caso. **Revista Árvore**, v.24, p.47-54, 2000.

LOPES, P. M . O. **Evapotranspiração da mangueira na região do sub-médio São Francisco**. 1999. 108f. Campina Grande. (Dissertação de Mestrado)-Centro de Ciências e Tecnologia, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-PB, 1999.

LOPES, G. M. **Balço de Radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5-TM**. 2003 81f. Campina Grande (Dissertação de Mestrado) - DCA-CMM/UFPB. Campina Grande-PB, 2003.

LUCHT, W., SCHAAF, C. B., & STRAHLER, A. H. An algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF medels. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. 38(2), p.977-998, 2000.

MARKHAM, B. L. & BARKER, J. L. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic rangers, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures. **EOSAT Landsat Tech. Notes** (Aug.): 3-8, 1986.

MARKHAM, B.L. & BARKER, J.L. Thematic mapper bandpass solar exoatmospherical irradiances. **Int. Journal of Remote Sensing** v.8, n.3, p.517-523, 1987.

MENENTI, M.; BASTIAANSEN, W.; EICK, D.van; KARIM, M.A.A. el. Linear relationships between surface reflectance and temperature and their application to map actual evaporation of ground water. **Great Britain. Adv. Space Res.** v.9, n.1, p.165-176, 1989.

MENENTI, M.; AZZALI, S. D' URSO, G. Management of irrigation schemes in arid countries. In: _____Vidal, A., Sagardoy, J. A. (Eds.). Use of Remote SensingTdchniques in Irrigation an Drainage. **Water Report 4**. FAO, Rome, p.81-98.

MOLDEN, D. J. Accounting for water use and productivity, SWIM Paper 1, **International Water Maangement Institute**, Colombo, Sri lanka, 16 pp, 1997.

MONTEITH, J. L. & UNSWORTH, M. H. Principles of environment physics. Edward Arnold. London, New York, Melbourne, Auckland, 291pp. 1990.

MORAN, M. S. & JACKSON, R. D. Assessing the spatial distribution of evapotranspiration using remotely sensed inputs. **Journal of Environmental Quality**, v.20, p.725-737. 1991.

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

MORAN, M. S.; KUSTAS, W. P.; VIDAL, A.; STANNARD, D. I.; BLANFORD, J.H.; NICHOLS, W .D. Use of Ground-based remotely sensed data for surface energy balance evaluation of a semiarid rangeland. **Water Resources Research**, v. 30, n.5. p.1339-1349, 1994.

MORAN, M. S; RAHMAN, A. F; WASHBURNE, J. C; GOODRICH, D. C; WELTZ, M. A; KUSTAS, W.P. Combining the Penman-Monteith equation with measurements of surface temperature and reflectance to estimate evaporation rates of semiarid grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.80, p.87-109, 1996.

MORSE, A.; TASUMI,M.; ALLEN, R. & KRAMER, 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 107p**. 2000.

MOURA, M. S. B. de. **Fenologia e consumo hídrico da goiabeira (Psidium guajava L.) irrigada**. 2001. 124f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia), Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande-PB, 2001.

NOVO, E. M. L. de M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. São Paulo. Edgard Blucher. 308p.1992.

OLIOSO, A. Estimating the difference between brightness and surface temperatures for a vegetal canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 72, p.237-242, 1995.

PRATA, A.J. Land surface temperature determination from satellites. **Adv. Space Res.** v.14, p.15-26, 1994.

QI, J.; KERR, Y.H.; MORAN, M.S.; WELTZ, M.; HUETE, A.R.; SOROOSHIAN; S.; BRYANT, R. Leaf area index estimates using remotely sensed data and BRDF model in a semiarid region. **Remote Sensing of Environment**, v.73, p.18-30, 2000.

QIN, Z. KARNIELI, A. AND BERLINER, P. A Mono-windows Algorithm for retrieving Land surface temperature form Landsat TM data and its application to the Israel–Egypt border region. **Journal of Remote Sensing**, v.22, n.18, 3719-3746, 2001.

QUAGLIA, A. M. L.; BASTOS, E. A.; MORENO, J. S. **Projeto de irrigação Vale do Massangano** (Senador Nilo Coelho). Brasília, 154p. 1989.

QUEIROZ, J. E. R. **Princípios Físicos e Comportamento Espectral de Alvos de Sensoriamento Remoto**. Programa de Suporte Técnico à Gestão de Recursos Hídricos – ABEAS. Curso de Especialização em Sensoriamento Remoto e SIG. Módulo 4. Brasília – DF. 36p.1996.

RANGO, A.; SHALABY, A. Operational applications of remote sensing in hydrology success prospects and problems. **IAHS Hydrol. Sci. J.** v.6, n.46, p947-968, 1998.

RAY, S. S.; DADHWAL, V. K. Estimation of crop evapotranspiration of irrigation command area using remote sensing and GIS. **Agriculture Water Management.** v.49, p.239-249, 2001.

REDDY, S. J. & AMORIM NETO, M. S. **Dados de precipitação, evapotranspiração potencial, radiação solar global de alguns locais e a classificação climática do Nordeste Brasileiro**. Petrolina-PE, EMBRAPA/CPTASA, 280p. 1993.

REGINATO, R. J.; JACKSON, R. D.; & PINTER, P. J. Jr. Evaporation Calculated from Remote Multispectral and Ground Station Meteorological Data. **Remote Sensing of**

ROGAN, J.; FRANKLIN, J.; ROBERTS, D.A. A comparison of methods for monitoring multitemporal vegetation change using Thematic Mapper imagery. **Remote Sensing of Environment**, v.80, p.143-156, 2002.

ROSA, R. **Introdução ao Sensoriamento Remoto**. Uberlândia. Ed. Universidade Federal da Uberlândia, 136p.1990.

SAKTHIVADIVEL, R.; THIRUVENGADACHARI, S.; AMERASINGHE, U.; BASTIAANSEN, W. G. M.; MOLDEN, D. J. Performance evaluation of the Bhakra, India, using remote sensing and GIS techniques, **Research Report 28**, International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka. 22p.1999a.

SALISBURY, F.B. & ROSS, C.W. **Plant Physiology**, 3.ed. Wadsworth Pub. Comp., 340p. 1992.

SANTOS, J.R. **Fitomassa aérea da vegetação de cerrado: estimativa e correlação com dados do sensor "Thematic Mapper" do satélite LANDSAT**. 1998. 156f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1998.

SECKLER, D.; AMERASINGHE, U.; MOLDEN, D.; de SILVA, R.; BARKER, R. World water demand and supply, 1990 to 2025: scenarios and issues. **Research Report 19**, International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka, 40 p. 1998.

SHARMA, M. L. Estimating evapotranspiration. In: _____ **D. Hillel (ed.) Advances in Irrigation**. Academic Press, Inc., New York, 1985, p127-152.

SHUTTLEWORTH, W. J; WALLACE, J. S. Evaporation from sparse crops – An energy combination theory. **Quarterly Journal of Royal Meteorology Society**. 111: 839-855p. 1985.

SHUTTLEWORTH, W. J., GURNEY, R. J., HSU, A. Y., ORMSBY, J.P. FIFE: The variation in energy partitioning at surface flux sites, remote sensing and large scale global processes. **Proceedings of the Baltimore Symposium**. IAIS publication n. 186, IAIS Press, Oxfordshire, p.67-74. 1989.

SELLERS, P. J. Canopy reflectance, Photosynthesis and Transpiration, II. The Role of Biophysics in the Linearity of their interdependence. **Remote Sens. Environ.** v.44, p.103-116, 1993.

SILVA, B. B. da.; RAO, T. V. R.; AZEVEDO, P. V. de. & SOUZA, C. B. Qualificação de estresse hídrico em algodoeiro herbáceo com termometria infravermelho. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v.1, p.45-51, 1995.

SILVA, B. B. da; SLACK, D. C.; KILBY, M. W.; HLA, A. K. Water requirements of table grapes in arid site. **In: 24th, Conference on Agricultural and Forest Meteorology**, Davis, California. Proceedings, American Meteorological Society, p.20-21. 2000.

STEWART, J.B.; WATTS, C.J.; RODRIGUEZ, J.C.; de BRUIN, H.R.; van de BERG, A.R.; GARATUZA-PAYAN, J. Use of satellite data to estimate radiation and evaporation for northwest Mexico. **Agric. Wat. Manage.** v.38, p.181-193, 1999.

TEIXEIRA, A. H. de., AZEVEDO, P. V. de.; SILVA, B.B. da.; SOARES, J. M. Balanço de Energia na cultura da videira, cv. Itália. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.5, p.137-141, 1997.

THIRUVENGADACHARI, S; SAKTHIVADIVEL, R. Satelite Remote Techniques to Aid Irrigation System Performance Assesment: a Case Study in India. **Research Report 9**, International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka, 23p.1997.

VAN de GRIEND, A. A.; M, OWE. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. **International Journal of Remote Sensing** v.14, p.119-131. 1993.

VÁZQUEZ, D.P.; REYES, F.J.O.; ARBODELAS, L.A. A comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR data. New York, **Remote Sensing of Environment**. v.62, p.215-222, 1997.

VIDAL, A.; SAGARDOY, J. A. Use of Remote Sensing Techniques in Irrigation and Drainage. **Water Reports 4**, FAO, Rome, Italy: 202p.1995.

XAVIER, A. C.; SOARES, J. V.; ALMEIDA, A. C.; FREITAS, C. C. Estimativa de LAI de plantações de eucaliptos a partir de dados TM/LANDSAT. (Compact disc). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 9, Santos, 1998. **Anais**. Santos: INPE; SELPER, 1998.

ZHANG, X.; FRIEDL, M.A.; SCHAAF, C.B.; STRAHLER, A.H.; HODGES, J.C.F.; GAO, F.; REED, B.C.; HUETE, A. Monitoring vegetation phenology using MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v.84, p.471-475, 2003.