



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



Tese de Doutorado

**ESTIMATIVA DO BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE
TERRESTRE UTILIZANDO IMAGENS TM - LANDSAT 5 E MODELO
DE ELEVAÇÃO DIGITAL**

Frederico Tejo Di Pace

Orientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Campina Grande - PB

Outubro de 2004

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

**ESTIMATIVA DO BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE TERRESTRE
UTILIZANDO IMAGENS TM - LANDSAT 5 E MODELO DE ELEVAÇÃO DIGITAL**

FREDERICO TEJO DI PACE

**Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação
em Recursos Naturais da Universidade
Federal de Campina Grande, em cumprimento
às exigências para obtenção do grau de
Doutor.**

Área de Concentração: Água e Solo
Sub-Área: Agrometeorologia

Orientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Campina Grande - Paraíba - Brasil
Outubro/2004

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

D596e Di Pace, Frederico Tejo
2004 Estimativa do balanço de radiação à superfície terrestre utilizando imagens TM
- Landsat 5 e modelo de elevação digital / Frederico Tejo Di Pace . - Campina
Grande: UFCG, 2004.
120 f.: il. Col.

Inclui Bibliografia

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

1- Saldo de radiação 2- Modelo de Elevação Digital 3- Albedo da
superfície 1- Título

CDU 504.32

FREDERICO TEJO DI PACE

**ESTIMATIVA DO BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE TERRESTRE
UTILIZANDO IMAGENS TM - LANDSAT 5 E MODELO DE ELEVAÇÃO DIGITAL**

ORIENTADOR

Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA

CAMPINA GRANDE – PB

Outubro/2004

FREDERICO TEJO DI PACE

ESTIMATIVA DO BALANÇO DE RADIAÇÃO À SUPERFÍCIE TERRESTRE
UTILIZANDO IMAGENS TM - LANDSAT 5 E MODELO DE ELEVAÇÃO DIGITAL

TESE APROVADA EM: 29 / 10 / 2004

BANCA EXAMINADORA:



Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva / Presidente da Banca
Departamento de Ciências Atmosféricas – DCA
Centro de Ciências e Tecnologia – CCT
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG



Prof. Dr. Tantravahi Venkata Ramana Rao / Membro Interno
Departamento de Ciências Atmosféricas - DCA
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal de Campina Grande - UFCG



Prof. Dr. Max Prestes Barbosa / Membro Interno
Departamento de Engenharia Agrícola
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT
Universidade Federal de Campina Grande - UFCG



Prof. Dr. Manoel Toledo da Rocha Filho / Membro Externo
Departamento de Meteorologia - Met
Centro de Ciências Exatas e Naturais - CCEN
Universidade Federal de Alagoas - UFAL



Dr. Luciano José de Oliveira Accioly / Membro Externo
EMBRAPA - UEP - Recife

DEDICATÓRIA

Aos meus pais

Carlos Di Pace Filho (*in memorian*), com todo meu reconhecimento, carinho, saudade e amor.

Doralice Tejo Di Pace (*in memorian*).

A sua ausência é muito dolorida e a saudade infinita.

D. Dora, exemplo de amor, justiça, coragem e de uma inigualável fé. Um exemplo de vida. Obrigado por ser minha mãe. Eu te amo.

A minha esposa Elenice e aos meus filhos Fabiano, Fabrício e Flávia pelo amor, compreensão, dedicação e paciência durante a realização deste curso e em todos os momentos que dividimos juntos. Amo vocês.

OFEREÇO

As minhas irmãs Rosa, Marina, Lili e Lena e ao meu irmão Cau, com muita admiração e carinho.

AGRADECIMENTOS

“A Deus , acima de tudo e de todos, fonte infinita de sabedoria”.

Ao prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva pela orientação, estímulo, paciência e amizade no presente trabalho.

A Universidade Federal de Alagoas (UFAL), através do Departamento de Meteorologia pela oportunidade concedida para a realização deste curso.

A Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES).

Ao prof. Dr. Renilson pelo apoio e incentivo nos momentos difíceis.

A Rui e Marina, Carlos e Josa, aos meus sobrinhos Filipe e Ricardo, as minhas sobrinhas Bruna, Bianca e Kaline. Obrigado pela paciência, apoio e carinho durante a realização deste curso.

As minhas cunhadas Cida e Estelinha pelo incentivo sempre demonstrado.

Aos colegas de turma, Aluisio, Juarez, Hamilton, Amilca, Augusto e Mônica. Agradeço pelo companheirismo e pela boa convivência que tivemos durante o curso.

A Gustavo Tejo pela amizade e a indispensável colaboração na criação da apresentação deste trabalho.

A turma “Brasil Quinhentos Anos”: Cleber, Espínola e Porto, símbolo de descontração e amizade.

Aos novos amigos João, Ferreira, Marcus e principalmente Josecleida, pela amizade, ajuda e colaboração.

Aos professores do Doutorado em Recursos Naturais pelos ensinamentos e amizade concedidos.

E a todos que direta e indiretamente colaboraram na condução e realização do presente trabalho.

RESUMO

O objetivo desta pesquisa foi estimar o saldo de radiação da superfície terrestre, mediante dados de imagens multiespectrais do TM - Landsat 5, introduzindo procedimentos que possibilitem corrigir o albedo superficial (em áreas irrigadas, sequeiro e vegetação nativa) levando em consideração a inclinação e o aspecto da superfície. As imagens utilizadas são compostas por sete bandas espectrais referentes aos dias 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001, na órbita 217 e ponto 67, referente ao Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho. Os cálculos foram realizados com e sem a utilização do Modelo de Elevação Digital (MED). A transmissividade atmosférica e a emissividade da superfície não apresentaram variações significativas, mostrando uniformidade em ambos os métodos. O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) apresentou pequena variação entre os métodos. Os valores do albedo da superfície foram maiores com a utilização do MED, em ambos os anos e apresentaram valores entre 6,9% e 46,4% para 2000; 4,1% e 42,0%, para 2001, com o MED e sem o MED, 6,5% e 37,8%, para 2000 e 4,9% e 40%, para 2001. A temperatura da superfície estimada com o MED, para o dia 04/12/2000 variou de 22,74°C a 35,80°C e apresentando valor um pouco maior do que o estimado sem o MED, que obteve uma variação de 22,18°C a 37,35°C. Já para 2001 a temperatura da superfície foi praticamente a mesma com e sem o MED. A radiação de onda longa incidente ($RL\downarrow$) apresentou diferença de 32 Wm^{-2} em 2000 e 33 Wm^{-2} em 2001 em seus valores, com a aplicação da correção da radiação termal da superfície. Os valores instantâneos do saldo de radiação na superfície dos alvos preestabelecidos utilizando o MED, referente ao dia 04/12/2000 foram de P1 = 431,45 Wm^{-2} com uma inclinação de 7° direcionado para o nordeste; P2 = 543,33 Wm^{-2} , com inclinação de 3° direcionada para o nordeste; P3 = 489,24 Wm^{-2} com inclinação de 14° direcionada para o sudeste e para P4 = 621,72 Wm^{-2} com inclinação de 9° direcionada para o sudeste. Os valores dos mesmos alvos referentes ao mesmo ano, sem a aplicação do MED, foram P1 = 424,81 Wm^{-2} P2 = 583,22 Wm^{-2} , P3 = 546,0 Wm^{-2} e P4 = 719,25 Wm^{-2} . Para o ano 2001, P1 = 312,63 Wm^{-2} com inclinação de 7° direcionada para o nordeste; P2 = 575,21 Wm^{-2} com inclinação de 1° e direção sudeste; P3 = 493,16 Wm^{-2} com inclinação de 2° com direção nordeste e finalmente P4 = 701,31 Wm^{-2} com inclinação de 1° direcionada para o sudeste). E sem a aplicação do MED foram de: P1 = 399,50 Wm^{-2} , P2 = 618,0 Wm^{-2} , P3 = 547,61 Wm^{-2} e P4 = 744,53 Wm^{-2} . Os resultados do saldo de radiação estimados com a aplicação do MED, foram inferiores aos valores estimados sem o MED, mostrando a importância de se levar em consideração os efeitos topográficos na estimativa dos mesmos, já que a maior variação do saldo de radiação é causada pela topografia do local.

Palavras Chave: Saldo de radiação, Modelo de Elevação Digital, Albedo da superfície

ABSTRACT

The objective of this research was the determination of the surface radiation balance, by using images of TM - Landsat 5 and Digital Elevation Model. Two images, generated on December 04, 2000 and October 04, 2001, in the orbit 217 and point 67, were used in the study. The calculations were accomplished with and without the use of the Digital Elevation Model. The atmospheric transmissivity and the surface emissivity did not present significant variations, showing uniformity in both methods. The Normalized Difference Vegetation Index presented small variation among the methods. The albedo values with DEM were larger than the albedo without DEM in both years. They presented values between 6.9% to 46.4% for 2000; 4.1% to 42.0%, for 2001, with DEM and without DEM, 6.5% to 37.8%, for 2000 and 4.9% to 40%, for 2001. The surface temperature with DEM, for the 04/12/2000 varied from 22.74°C to 35.80°C and presenting values a little larger than the one without DEM, which presented variation from 22.18°C to 37.35°C. For 2001 the surface temperature was practically the same with and without DEM. The incident long wave radiation (RL) values presented difference of 32 Wm^{-2} in 2000 and 33 Wm^{-2} in 2001, with the correction of the surface thermal radiance. The instantaneous values of the surface net radiation for selected areas using MED for 04/12/2000 were: at P1, $R_n = 431.45 \text{ Wm}^{-2}$ with an inclination of 7° for northeast; at P2, $R_n = 543.33 \text{ Wm}^{-2}$, with inclination of 3° for northeast; at P3, $R_n = 489.24 \text{ Wm}^{-2}$ with inclination of 14° for southeast and at P4, $R_n = 621.72 \text{ Wm}^{-2}$ with inclination of 9° for southeast. The values of the same areas to the same year, without the application of DEM, were: at P1, $R_n = 424.81 \text{ Wm}^{-2}$; at P2, $R_n = 583.22 \text{ Wm}^{-2}$; at P3, $R_n = 546.0 \text{ Wm}^{-2}$; and at P4, $R_n = 719.25 \text{ Wm}^{-2}$. For 2001 year, at P1 $R_n = 312.63 \text{ Wm}^{-2}$ with inclination of 7° for northeast; at P2, $R_n = 575.21 \text{ Wm}^{-2}$ with inclination of 1° for southeast; at P3, $R_n = 493.16 \text{ Wm}^{-2}$ with inclination of 2° for northeast; and at P4, $R_n = 701.31 \text{ Wm}^{-2}$ with inclination of 1° for the southeast. Without the application of DEM they were: at P1, $R_n = 399.50 \text{ Wm}^{-2}$; at P2, $R_n = 618.0 \text{ Wm}^{-2}$; at P3, $R_n = 547.61 \text{ Wm}^{-2}$; and at P4, $R_n = 744.53 \text{ Wm}^{-2}$. The results of the net radiation corrected with the DEM were smaller than the R_n without such correction, showing the importance of taking in consideration the topographical effects over the incident solar radiation.

Key words: Net radiation, Digital Elevation Model, Surface Albedo.

ÍNDICE

Dedicatória	v
Oferecimento	vi
Agradecimentos	vii
Resumo	viii
Abstract.....	ix
1 - Introdução	01
2 - Considerações Gerais	04
2.1 - Sensoriamento Remoto no Estudo do Uso da Terra	04
2.2 - Satélites da Série Landsat.....	07
2.3 - Algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land).....	12
2.4 - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN)	12
2.5 - Balanço de Radiação na Superfície do Solo.....	14
2.6 - Radiação de Onda Curta.....	16
2.7 - Radiação de Onda Longa da Atmosfera.....	17
2.8 – Saldo de Radiação à Superfície	18
2.9 - Albedo	20
2.10 - Temperatura da Superfície	25
3 - Material e Métodos	35
3.1 - Material	35
3.1.1 - Região de Estudo.....	35
3.1.2 - Imagens de Satélite	35
3.1.3 – Modelo de Elevação Digital (MED).....	37
3.2 - Métodos.....	41
3.2.1 - Calibração Radiométrica – Etapa 1	41
3.2.2 – Reflectância Monocromática – Etapa 2.....	42
3.2.3 - Albedo no Topo da Atmosfera – Etapa 3	44
3.2.4 - Albedo da Superfície – Etapa 4.....	44
3.2.5 - Índices de Vegetação: IVDN, IVAS e IAF – Etapa 5.....	44
3.2.6 – Emissividades – Etapa 6	45

3.2.7 – Temperatura da Superfície – Etapa 7	46
3.2.8 - Radiação de Onda Longa Emitida – Etapa 8.....	46
3.2.9 - Radiação de Onda Curta Incidente – Etapa 9.....	46
3.2.10 - Radiação de Onda Longa Incidente – Etapa 10	47
3.2.11 - Saldo de Radiação – Etapa 11	47
3.3 - Modificações no Balanço com o MED	47
3.3.1 - Calculo do Ângulo Zenital do Sol com MED	47
4 - Resultados e Discussão	49
4.1 - Transmissividade e Emissividade	52
4.2 - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN)	61
4.3 - Albedo	69
4.4 - Temperatura da Superfície (Ts).....	79
4.5 – Radiação de Onda Curta e Onda Longa	86
4.6 - Saldo de Radiação (Rn).....	94
5 – Conclusões e Recomendações	104
5.1 – Conclusões.....	104
5.2 – Recomendações	107
6 - Referências Bibliográficas	108

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 -	Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima - a e máxima - b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA).	36
Tabela 3.2 -	Dados estatísticos da elevação, inclinação e azimute dos pixels criados através do Modelo de Elevação Digital (MED) para a área de estudo.....	41
Tabela 4.1 -	Valores da declinação solar, ângulo zenital, ângulo horário, distância relativa Terra-Sol, a temperatura do ar próximo a superfície na hora da passagem do satélite, para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001	49
Tabela 4.2 -	Valores do ângulo zenital do Sol (Z), Mínimo, Máximo, Médio, Moda e o Desvio Padrão para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, da área em estudo, com o Modelo de Elevação Digital (MED).....	49
Tabela 4.3 -	Valores da emissividade da superfície, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED), para os 04 alvos da superfície da área em estudo, nos dias 04/12/2000 e 04/10/2001.....	52
Tabela 4.4 -	Valores estatísticos da emissividade da superfície (mínimo, máximo, médio, moda e o desvio padrão), para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001 da área em estudo, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).....	53
Tabela 4.5 -	Valores do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN), com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED), para os 04 alvos da superfície da área em estudo, nos dias 04/12/2000 e 04/10/2001.....	62

Tabela 4.6 -	Valores do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN), Mínimo, Máximo, Médio e o Desvio Padrão para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, da área em estudo, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).....	65
Tabela 4.7 -	Valores instantâneos do albedo da superfície com e sem o cálculo do cosseno do ângulo solar incidente ($\cos Z$) usado na correção do albedo para 04 alvos da superfície da área em estudo, para o dia 04/12/2000.....	69
Tabela 4.8 -	Valores instantâneos do albedo da superfície com ou sem o cálculo do cosseno do ângulo solar incidente ($\cos Z$) usado na correção do albedo para 04 alvos da superfície da área em estudo, para o dia 04/10/2001.....	70
Tabela 4.9 -	Valores da altitude, do ângulo de inclinação e do aspecto da superfície, para 04 alvos da superfície, no dia 04/12/2000, com o Modelo de Elevação Digital (MED).....	70
Tabela 4.10 -	Valores da altitude, do ângulo de inclinação e do aspecto da superfície, para 04 alvos da superfície, no dia 04/10/2001, com o Modelo de Elevação Digital (MED).....	70
Tabela 4.11 -	Valores do albedo da superfície (%), mínimo, máximo, médio, moda e o desvio padrão para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, da área em estudo, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).....	71
Tabela 4.12 -	Valores estatísticos da temperatura da superfície (mínimo, máximo, médio, moda e o desvio padrão) para o dia 04/12/2000, com e sem o MED	82
Tabela 4.13 -	Valores estatísticos da temperatura da superfície (mínimo, máximo, médio, moda e o desvio padrão) para o dia 04/1/2001, com e sem o MED	82
Tabela 4.14a -	Valores instantâneos da temperatura da superfície para quatro diferentes alvos para o dia 04/12/2000 com e sem o MED.....	83

Tabela 4.14b-	Valores instantâneos da temperatura da superfície para quatro diferentes alvos para o dia 04/10/2001 com e sem o MED.....	83
Tabela 4.15 -	Valores estatísticos da radiação de onda curta incidente (R_s), mínima, máxima, médio, moda e o desvio padrão para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, com e sem o modelo de Elevação Digital (MED).....	86
Tabela 4.16 -	Resultados do cálculo de R_n com o Modelo de Elevação Digital (MED) no dia 04/12/2000.....	90
Tabela 4.17 -	Resultados do cálculo de R_n sem o Modelo de Elevação Digital (MED) no dia 04/12/2000.....	91
Tabela 4.18 -	Resultados do cálculo de R_n com o Modelo de Elevação Digital (MED) no dia 04/10/2001.....	92
Tabela 4.19 -	Resultados do cálculo de R_n sem o Modelo de Elevação Digital (MED) no dia 04/10/2001.....	93
Tabela 4.20 -	Valores instantâneos do saldo de radiação (W/m^2), para 04 alvos da superfície, no dia 04/12/2000, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).....	94
Tabela 4.21 -	Valores instantâneos do saldo de radiação (W/m^2), para 04 alvos da superfície, no dia 04/10/2001, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).....	94
Tabela 4.22 -	Valores estatísticos do saldo de radiação (W/m^2), mínimo, máximo, médio, moda e o desvio padrão para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).	95

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Características dos Satélites da Série Landsat.....	08
Quadro 2 - Características dos Sistemas Sensores do Landsat.....	09
Quadro 3 - Principais Aplicações de Cada uma das Faixas Espectrais do Landsat 7 ETM ⁺	10
Quadro 4 - Principais Aplicações de Cada uma das Faixas Espectrais do Landsat.....	11

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1a - Representação Esquemática do Balanço de Radiação Durante o Período Diurno	15
Figura 2.1b - Representação Esquemática do Balanço de Radiação Durante o Período Noturno	15
Figura 3.1 - Área selecionada para estudo em composição RGB das bandas 2, 3 e 4, destacando-se o Rio São Francisco parte do Lago de Sobradinho, áreas irrigadas, áreas cultivadas e vegetação nativa (caatinga), obtida em 04/12/2000.....	37
Figura 3.2 - Modelo de Elevação Digital (MED) englobando a área do PISNC (a) e imagem da elevação (m) da área de estudo (b).....	39
Figura 3.3 - Modelo de Elevação Digital (MED): a) inclinação (grau); b) uma imagem do ângulo azimutal da normal de cada pixel (grau).....	40
Figura 3.4 - Fluxograma das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície	43
Figura 4.1 - Landsat 5 – TM em composição falsa cor RGB das bandas 2, 3 e 4 referente à área de estudo, com quatro alvos preestabelecidos, para o dia 04/12/2000	51
Figura 4.2 - Histograma de frequência da transmissividade atmosférica com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) para o dia 04/12/2000 e (b) para o dia 04 de outubro de 2001.	54
Figura 4.3 - Histograma de frequência da emissividade da superfície com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/12/2000	55
Figura 4.3C - Histograma de frequência da imagem da diferença de emissividade da superfície para o dia 04 de dezembro de 2000, com e sem o MED.	56
Figura 4.4 - Histograma de frequência da emissividade da superfície sem o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/10/2001	57
Figura 4.5 - Imagem da emissividade da superfície com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/12/2000.....	59
Figura 4.6 - Imagem da emissividade da superfície com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/10/2001.....	60

Figura 4.7 - Imagem do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/12/2000.	63
Figura 4.8 - Imagem do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/10/2001.	64
Figura 4.9 - Histograma de freqüência do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/12/2000.	66
Figura 4.9C - Histograma de freqüência da imagem da diferença do IVDN para o dia 04 de dezembro de 2000, com e sem o MED.	67
Figura 4.10 - Histograma de freqüência do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) sem Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/10/2001.	68
Figura 4.11 - Imagem do albedo da Superfície com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/12/2000.	73
Figura 4.12 - Imagem do albedo da Superfície com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/10/2001.	74
Figura 4.13 - Histograma de freqüência do Albedo da Superfície com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/12/2000.	75
Figura 4.13C -Histograma de freqüência da imagem da diferença do albedo da para o dia 04/12/2000, com e sem o MED.	76
Figura 4.14 - Histograma de freqüência do Albedo da Superfície com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/10/2001.	77
Figura 4.14C -Histograma de freqüência da imagem da diferença do albedo da para o dia 04/12/2001, com e sem o MED.	78
Figura 4.15 - Imagem da Temperatura da Superfície (T_o) com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/12/2000.	80
Figura 4.16 - Imagem da Temperatura da Superfície (T_o) com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/10/2001.	81
Figura 4.17 - Histograma de freqüência da Temperatura da Superfície com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/12/2000.	84
Figura 4.18 - Histograma de freqüência da Temperatura da Superfície com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/1/2001.	85

Figura 4.19 - Histograma de frequência da radiação de onda curta incidente com o Modelo de Elevação Digital (MED) para o dia 04/12/2000.....	88
Figura 4.20 - Histograma de frequência da radiação de onda curta incidente com o Modelo de Elevação Digital (MED) para o dia 04/10/2001.....	88
Figura 4.21 - Histograma de frequência da radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_{L\uparrow}$) com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/12/2000.	89
Figura 4.22 - Imagem do saldo de radiação de onda curta com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/12/2000.....	98
Figura 4.23 - Imagem do saldo de radiação de onda curta com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/10/2001.....	99
Figura 4.24 - Histograma de frequência do saldo de radiação de onda curta (Wm^{-2}) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.....	100
Figura 4.24C -Histograma de frequência da imagem da diferença do saldo de radiação para o dia 04/12/2000, com e sem o MED.....	101
Figura 4.25 - Histograma de frequência do saldo de radiação de onda curta com o Modelo de Elevação Digital (MED) (a) e sem o MED (b) para o dia 04/10/2001.....	102
Figura 4.25C -Histograma de frequência da imagem da diferença do saldo de radiação para o dia 04/10/2001 com e sem o MED.....	103

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

AVHRR	- Advanced Very High Resolution Radiometer
AVIRIS	- Airborne Visible/ Infrared Imaging, Spectrometer
ERTS-1	- Earth Resources Tecnology Satellite 1
HRV	- High Resolution Visible
IAF	- Índice de Área Foliar
IVAS	- Índice de Vegetação Ajustado ao Solo
IVDN	- Índice de Vegetação da Diferença Normalizada
MED	- Modelo de Elevação Digital
MSS	- Multiespectral Scanner Subsystem
NASA	- National Aeronautics and Space Aministraton
ND	- Números Digitais
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
PAR	- Radiação Fotossinteticamente Ativa
PISNC	- Projeto de Irrigação Senador Nilo Coelho
RBV	- Return Beam Vidicon
RGB	- Red, Gren, Blue
SEBAL	- Surface Energy Balance Algorithm for Land
SITIM	- Sistema de Tratamento Digital de Imagens
SRP	- Saldo de Radiação Planetário
SRS	- Saldo de Radiação na Superfície
TIROS	- Television and Infrared Observation Satellite
TM	- Thematic Mapper
k_{λ_i}	- Irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera
σ	- constante de Stefan-Boltzman.
α	- Albedo da Superfície
γ	- Ângulo de Aspecto da Superfície
ω	- Ângulo Horário
δ	- Declinação do Sol
ϕ	- Latitude

$\rho_{\lambda i}$	- Reflectância monocromática de cada banda (λi)
ϵ_a	- Emissividade atmosférica
ρ_{IV}	- Reflectividade do infravermelho próximo
ϵ_{NB}	- Emissividade Termal
ϵ_o	- Emissividade da Superfície
τ_{sw}	- Transmissividade Atmosférica
α_p	- Albedo Planetário
α_{toa}	- Albedo Planetário Integrado
ρ_V	- Reflectividade do vermelho
d_{T-S}	- Distância relativa Terra-Sol
$L_{\lambda i}$	- Radiância Espectral
$R_{L\uparrow}$	- Radiação de Onda Longa Emitida Pela Superfície
$R_{L\downarrow}$	- Radiação de Onda Longa Incidente
R_n	- Saldo de Radiação
$R_{S\downarrow}$	- Radiação de Onda Curta Incidente
i	- Inclinação do Terreno
S_o	- Constante Solar
T_a	- Temperatura do Ar
T_o	- Temperatura da Superfície Terrestre
UA	- Unidades Astronômicas
Z_i	- Ângulo Zenital do Sol
a	- Ângulo azimutal

1 - INTRODUÇÃO

O Sol é a principal fonte primária de energia disponível aos processos naturais que ocorrem na superfície terrestre. Uma grande quantidade de energia decorrente de reações atômicas que se processam no Sol é emitida para o espaço se propagando em todas as direções, em forma de ondas eletromagnéticas, sem a necessidade de meios materiais, uma vez que o espaço interplanetário é um vácuo.

Do total de energia radiante emitida pelo Sol, apenas uma pequena parte chega à superfície da Terra. A radiação solar quando penetra na atmosfera terrestre, sofre uma série de processos que a modificam, ou seja, parte da energia incidente é absorvida e parte é espalhada. Da radiação espalhada, denominada de radiação difusa, parte retorna para o espaço e parte chega à superfície da Terra. Por outro lado, parte da radiação que incide no topo da atmosfera atinge diretamente a superfície terrestre, sendo denominada de radiação direta. Assim, a soma da radiação direta mais a radiação difusa é denominada de radiação global.

Deste modo, ocorre próximo à superfície um balanço de radiação global que envolve os componentes de onda curta e longa, certos valores são positivos durante o período diurno e negativo à noite, contudo o total diário é sempre positivo, exceto em condições extremas nas altas altitudes (Allen et al., 1998).

O saldo de radiação, como um componente do balanço de energia, é fundamental para os estudos micrometeorológicos dos fluxos verticais de calor latente e de calor sensível entre a superfície vegetada (ou não) e a atmosfera, como também da taxa de armazenamento ou fluxo de calor no solo, e dos fluxos horizontais ou advectivos de calor sensível e latente.

O balanço de energia é, entretanto, uma das noções mais simples quanto ao seu conceito e sua expressão analítica global e por outro lado, é também uma das mais complexas em relação ao detalhamento do funcionamento dos diferentes processos nele embutido. Existe

um expressivo número de instrumentos capazes de medir os componentes do balanço de radiação. Porém, em sua grande maioria estes instrumentos fornecem um valor pontual sobre uma determinada região.

Devido aos altos custos de experimentos de campo e o Brasil ser um país de dimensões continental, caracterizado por uma carência de estações meteorológicas e existindo, ainda hoje, muitas lacunas a serem preenchidas com informações do saldo de radiação na superfície, o sensoriamento remoto por satélites é, na escala de espaço e tempo, o meio mais objetivo para o monitoramento do sistema superfície-atmosfera

Pela relevância que o assunto apresenta e a importância da utilização destes dados como entrada nos modelos de previsões de clima e de tempo, em escalas regionais e globais, os recentes avanços do sensoriamento remoto via satélite têm fornecido uma alternativa de quantificar os parâmetros biofísicos da superfície terrestre com um fluxo contínuo dos dados de “input” em altas resoluções temporal e espacial para os referidos modelos. Ademais, o sensoriamento remoto por satélites é, na escala de tempo e espaço, o meio mais objetivo para o monitoramento do sistema superfície-atmosfera.

Portanto, o uso de imagens de satélite pode ser um bom caminho para gerenciar e diagnosticar o comportamento de superfícies de alvos conhecidos ou o potencial agrícola de uma região, uma vez que as informações derivadas dessas imagens provêem respostas rápidas e seguras, diretamente vinculadas à avaliação, monitoramento e mapeamento eficientes dessas áreas.

O saldo de radiação constitui a principal fonte de energia a ser repartida nos processos de aquecimento, resfriamento do ar e do solo, evapotranspiração e fotossíntese das plantas, constituindo-se em dado indispensável no balanço de energia e de suma importância no planejamento das atividades agrícolas, meteorologia e gerenciamento de recursos hídricos.

Nos últimos anos têm sido propostos alguns algoritmos para o cálculo do balanço de energia à superfície. Um dos modelos mais recentes é o Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), que leva em consideração a variabilidade espacial de muitas variáveis micrometeorológicas através de funções semi-empíricas, podendo ser aplicado em diversos agrossistemas (Bastiaanssen et al., 1998).

O SEBAL provê estimativa precisa de evapotranspiração de áreas agrícolas relativamente horizontais. Portanto, nos casos em que a topografia da área não é plana e horizontal, há um considerável comprometimento do balanço de radiação e, conseqüentemente, da estimativa da evapotranspiração das culturas e da vegetação natural.

O SEBAL tem sido utilizado em diferentes países e tem proporcionado resultados importantes com vistas à racionalização do uso dos recursos naturais, avaliação da performance de grandes áreas irrigadas, manejo da irrigação e gerenciamento de recursos hídricos (Morse et al., 2000; Bastiaanssen, 2000; Granger, 2000). No entanto, há uma modificação que seguramente resultara em melhoria significativa do balanço de radiação: correção das alterações que a topografia provoca no cômputo do albedo superficial e que tanto impacta o saldo de radiação.

Diante do exposto esta pesquisa se propõe a estimar o saldo de radiação na superfície terrestre cujos componentes são estimados mediante dados obtidos de imagens multiespectrais do TM - Landsat 5, introduzindo procedimentos que possibilitem corrigir o albedo superficial (em áreas irrigadas e cultivadas) levando em consideração a inclinação e o aspecto da superfície.

2 – CONSIDERAÇÕES GERAIS

2.1 – Sensoriamento Remoto no estudo do uso da Terra

O sensoriamento remoto é a ciência e arte de obter informação sobre um objeto, área ou fenômeno através da análise de dados adquiridos por um instrumento que não entra em contato direto com o objeto, área ou fenômeno em investigação (Lillesand e Kiefir, 1979 e 1995).

Os satélites de sensoriamento remoto têm favorecido a realização de levantamentos à distância de variações físicas e químicas da superfície terrestre em áreas extensas e inóspitas, tendo como principais favorecidos os monitoramentos e mapeamentos sazonais da superfície da Terra. Huete (1988) afirma que a composição espectral do fluxo radiante proveniente da superfície da Terra produz informações sobre as propriedades físicas, químicas e biológicas de solos, água e vegetações que caracterizam o sistema terrestre.

Os sensores hiperespectrais, os quais registram grande quantidade de informações em faixas espectrais muito estreitas, aparecem como uma alternativa ao monitoramento e à análise do uso da terra. Os dados hiperespectrais do sensor ótico aerotransportável AVIRIS (Airborne Visible / Infrared Imaging, Spectrometer) integrados com dados de TM - Landsat (orbital) e radiométricos (campo), no visível e infravermelho, têm sido explorados em estudos da vegetação (Huete e Warrick, 1990). De acordo com Collwel (1983), Jensen (1986) e Novo (1989) a visão sinóptica e os aspectos multiespectrais e multitemporal dos sensores orbitais, aliada ao crescente desenvolvimento de sistemas computacionais (hardware e software) de tratamento de imagens, caracterizam o sensoriamento remoto como uma tecnologia indispensável nas análises e estudos dos fenômenos ambientais terrestres.

Devido ao desenvolvimento de sofisticados sistemas sensores, programas de processamento digital de imagens e plataformas de aquisição de imagens multiespectrais, o sensoriamento remoto tem-se voltado para o desenvolvimento da capacidade de aquisição de dados múltiplos e de diferentes técnicas de análise de dados. As técnicas de processamento evoluíram rapidamente em tempos mais recentes, através de sua migração para sistemas de computação digital (Lillesand e Kiefer, 1987).

A década de 80 trouxe a explosão tecnológica dos processadores digitais o que acarretou uma queda acentuada nos custos envolvidos. Esses fatores causaram fortes reflexos na computação gráfica, a qual se baseia o processamento digital de imagens. Em consequência, os sistemas especializados no processamento de imagens de sensoriamento remoto ficaram ao alcance de uma comunidade muito maior de usuários sendo, de um modo geral, fácil encontrá-los nas universidades, instituições públicas e privadas (Crosta, 1992).

No sensoriamento remoto a identificação e distribuição dos objetos ou materiais são feitas pelas suas diversas características espectrais expressas nas várias bandas de um sensor. Entretanto, quanto maior for o número de imagens e bandas, que a complementem, maior será o volume de dados, tornando-se indispensável o uso de técnicas automáticas de análise através de computadores, introduzindo diversas formas de abordagem de dados (Lillesand e Kiefer, 1987). Os sistemas sensores multiespectrais são idealizados para atender a uma multidisciplinaridade de aplicações. Deste modo, exige do usuário e especialista em sensoriamento remoto um mínimo de conhecimento sobre as propriedades físicas e químicas dos diferentes materiais que compõem a superfície do terreno, pois a informação espectral que estará contida em cada elemento de resolução do terreno (pixel), será uma integração do conjunto de propriedades destes materiais (normalmente vegetação, solo, rocha e água), (Slater, 1980).

Para um melhor entendimento do conceito do sensoriamento remoto deve-se levar sempre em consideração que o processo de observação e obtenção de informação está correlacionado a três parâmetros, ou seja, resolução espectral, resolução espacial, resolução temporal e resolução radiométrica. Collwel (1983) afirma que os dados do comportamento espectral de superfícies vegetativas mostram que em estudos relacionados com a diferenciação de solo e vegetação, diferenciação entre vegetação coníferas e decíduas, reflectância da vegetação verde, absorção de clorofila, diferenciação de espécies vegetais, levantamento de biomassa e medidas de umidade de vegetação, predominam a utilização de janelas atmosféricas do visível (0,45 – 0,72 μm) e infravermelho próximo (0,76 – 1,75 μm).

Estudos relacionados com estresse térmico de plantas e mapeamento termal, com a utilização de faixas espectrais do infravermelho termal (8 – 14 μm).

O sensoriamento remoto ampliou a capacidade do homem em adquirir informações sobre os recursos naturais e o meio ambiente, colocando-se como mais uma ferramenta complementar facilitando desta maneira os trabalhos temáticos e de levantamentos. As principais vantagens as quais justificam o uso dos programas de sensoriamento remoto são os estímulos às pesquisas multidisciplinares, informações de áreas de difícil acesso, universalização dos dados e das técnicas de tratamento e análise de dados digitais, facilidade do recobrimento de grandes áreas (visão sinóptica), cobertura repetitiva com mesma hora local, grande quantidade de dados pontuais, sobre uma mesma área; transferência de dados Satélite/Terra em tempo real e o aspecto multiespectral, isto é, a capacidade dos sistemas sensores gerarem produtos em diferentes faixas espectrais, tornando possível o estudo e análise de diferentes elementos, os quais são identificados em determinadas faixas do espectro (Curran, 1985; Novo, 1989).

Huete e Warrick (1990) realizaram estudos sobre a abundância, composição e produtividade de vegetação através de técnicas de sensoriamento remoto, fundamentadas em índice espectral de vegetação da diferença normalizada (IVDN). Bausch (1993) e Liu and Huete (1995) enfatizaram a dificuldade gerada pela influência das componentes de energia radiante refletida pela atmosfera e solo na estimativa de índices espectrais.

Pinto (1983) empregou dados do Landsat/MSS (Multiespectral Scanner Subsystem) para a identificação de áreas com risco de erosão do solo. A partir da correlação de dados de frequência de ravinas (extraídos de fotografias aéreas), com dados de densidade de cobertura vegetal (extraídos de imagens de satélites), compôs uma escala de risco de erosão. Concluiu que os dados do MSS permitiram o levantamento indireto de áreas de risco de erosão, principalmente através da variação do índice de cobertura vegetal. Pontes et al. (1990), empregando imagem TM - Landsat 5, na banda 5, observaram que a alta reflectância está relacionada aos sedimentos paleozóicos e areias coaluviais, com cobertura vegetal e tipo de campo, e que a média e baixa reflectâncias estão relacionadas com aluviões em zona de alta umidade.

Paradela et al. (1990), utilizando imagens TM - Landsat e Spot/HRV, em mapeamento geológico, mostraram que as discriminações litológicas podem ser melhoradas pela combinação da banda pancromática do Spot (elevada resolução espacial), com as bandas do infravermelho do TM, e que a visão estereoscópica das imagens obtidas pelo Spot pode ser combinada com os produtos TM realçados digitalmente, na otimização da interpretação na

escala de detalhes. Formagio et al. (1995) identificaram 14 classes de solo de maior ocorrência e de grande significância pedológica e agrícola do Estado de São Paulo. Através das características multiespectrais destes solos, eles definiram 4 tipos de curvas espectrais. Demattê e Garcia (1995), utilizando dados digitais do TM - Landsat 5 processados pelo SITIM (Sistema de Tratamento Digital de Imagens), na discriminação de solos desenvolvidos a partir de rochas eruptivas no Estado do Paraná, concluíram que a aplicação de técnicas multiespectrais pode trazer informações complementares para o mapeamento de solos, havendo com isso, ganho de tempo e maior precisão na delimitação das unidades de mapeamento.

Santos et al. (1995), com o objetivo de demonstrar a eficiência de produtos orbitais, utilizaram imagens TM - Landsat 5 no mapeamento do uso de terras e da cobertura vegetal da Bacia Hidrográfica do Rio Canduru-Açu, obtiveram resultados satisfatórios com imagens em composição colorida na escala 1:100.000.

2.2 – Satélites da Série Landsat

O primeiro satélite de Sensoriamento Remoto de recursos terrestre não-tripulado 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 carregou a bordo dois tipos de sensores: um sistema de varredura multiespectral, o MSS (Multiespectral Scanner Subsystem) e um sistema de varredura constituído por três câmeras de televisão (Return Beam Vidicon), conhecida por RBV. Após o lançamento do ERTS-1 o programa foi rebatizado como LANDSAT e seis outros satélites foram colocados em órbita da Terra, conforme é mostrado no Quadro 1.

O Landsat 4 foi lançado em julho de 1982 e fez parte da segunda geração dos sistemas passivos de alta resolução. O Landsat 4 foi substituído pelo Landsat 5, que foi lançado em março de 1984 e continua sendo operacional até hoje.

O Landsat 4 e 5 são dotados com dois sistemas de “scanners”: o antigo MSS (Multiespectral Scanner Subsystem), 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 caracterizado por uma resolução espacial de 30 m e de 120 m, no canal térmico (no MSS, 80 m e 240 m) e um intervalo menor entre seus canais. O Landsat 5 tem órbita quase polar e heliosíncrona, numa altitude média de 705,3 km e uma inclinação de 98,3°. Para percorrer sua órbita, o Landsat 5 precisa de 99 minutos, o que significa fazer 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 (256 níveis de cinza).

Em 1999 foi lançado o Landsat 7, que trouxe uma série de benefícios adicionais com a substituição do scanner Thematic Mapper (TM) pelo Enhanced Thematic Mapper Plus, o (ETM⁺) que é um radiômetro de varredura multiespectral de 8 bandas que fornece imagem de alta resolução da superfície da Terra, com as seguintes características:

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

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

O Quadro 1 apresenta um resumo do histórico dos lançamentos da série Landsat e algumas das suas características o qual começou com o lançamento do Landsat 1, em julho de 1972 e com o último lançamento da série, o Landsat 7 o qual foi desativado em junho de 2003 por motivos técnicos.

Quadro 1 - Características dos satélites da série Landsat.

Satélite	Lançamento	Status	Inclinação	Sensor	Altitude (Km)
Landsat 1 (ERTS-1)	Julho de 1972	Inativo	99,9°	MSS e RBV	907
Landsat 2	Janeiro de 1975	Inativo	99,2°	MSS e RBV	908
Landsat 3	Março de 1978	Inativo	99,1°	MSS	915
Landsat 4	Julho de 1982	Inativo	98,3°	MSS e TM	705,3
Landsat 5	Março de 1984	Ativo	98,3°	MSS e TM	705,3
Landsat 6	Outubro de 1993	Inativo	-	Não chegou a operar	
Landsat 7	Abril de 1999	Ativo	98,2°	ETM ⁺	705

Fonte: Lillesand e Kiefer (1995)

O Quadro 2 mostra as características dos sistemas sensores do Landsat 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

Quadro 2 - Características dos sistemas sensores do Landsat.

Satélite	Sensor	Resolução Espacial (m x m)	Resolução Temporal (dias)
Landsat 1	MSS, 3RBV	80	16
Landsat 2	MSS, 3RBV	80	16
Landsat 3	MSS, 2RBV	80 e 240	16
Landsat 4	MSS TM	80 30	16
Landsat 5	MSS TM	80 30	16
Landsat 7	MSS ETM ⁺	80 30 e 15	16

Fonte: Lillesand e Kiefer (1995)

O Quadro 3 apresenta as principais aplicações do satélite ETM⁺ - Landsat 7, em correspondência com seus 8 canais, tendo como destaque o canal 6, que apresenta uma resolução espacial bem melhor que do seu equivalente no TM - Landsat 5 (120 metros), e o canal 8, mais conhecido como banda pancromática, que trás dentre outras utilidades maior diferenciação entre os alvos da superfície terrestre, visto que compreende uma faixa espectral que cobre do azul até o infravermelho próximo. O ETM⁺ - Landsat 7 devido a problemas técnicos, encontra-se fora de operação desde junho de 2003. Por esse motivo não o incluímos nessa pesquisa.

Quadro 3 - Principais aplicações de cada uma das faixas espectrais do ETM⁺ - Landsat 7

Bandas	Largura da Banda	Resolução Espacial	Localização Espectral	Principais Aplicações
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 quantidade de biomassa; para delineamento de corpos de 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	60 m	Infravermelho Termal	Análise e estresse de vegetação, na discriminação de umidade do solo e em aplicações de mapeamento termal.
7	2,08-2,35 μm	30 m	Infravermelho médio	Discrimina mineral e tipos de rochas. Também identifica o teor de umidade.
8	0,52-0,90 μm modo pancromático	15 m	Azul ao Infravermelho próximo	Utilizado para melhor discriminação entre os alvos.

Fonte: Lillesand e Kiefer (1995)

O Quadro 4 apresenta uma descrição das principais aplicações de cada uma das faixas espectrais da série Landsat.

Quadro 4 – Principais aplicações de cada uma das faixas espectrais do Landsat - 5

Bandas	Intervalo Espectral (μm)	Principais características e aplicações das bandas TM do satélite LANDSAT-5
1	(0,45 – 0,52)	Apresenta grande penetração em corpos de água, com elevada transparência, permitindo estudos batimétricos. Sofre absorção pela clorofila e pigmentos fotossintéticos auxiliares (carotenóides). Apresenta sensibilidades a pluma de fumaça oriundas de queimadas ou atividade industrial. Pode apresentar atenuação pela atmosfera.
2	(0,52 – 0,60)	Apresenta grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de quantidade e qualidade. Boa penetração em corpos de água.
3	(0,63 – 0,69)	A vegetação verde, densa e uniforme, apresenta grande absorção, ficando escura, permitindo bom contraste entre áreas ocupadas com vegetação (ex: solo exposto, estradas e áreas urbanas). Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal (ex: campo, cerrado e floresta). Permite o mapeamento da drenagem através da visualização da mata galeria e entalhe dos cursos dos rios em regiões com pouca cobertura vegetal. É a banda mais utilizada para delimitar a mancha urbana, incluindo identificação de novos loteamentos. Permite a identificação de áreas agrícolas.
4	(0,76 – 0,90)	Os corpos de água absorvem muita energia nesta banda e ficam escuras, permitindo o mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos de água. A vegetação verde, densa e uniforme, reflete muita energia nesta banda, aparecendo bem clara nas imagens. Apresenta sensibilidade à rugosidade da copa das florestas (dossel florestal). Serve para mapear áreas ocupadas com vegetação que foram queimadas. Permite a identificação de áreas agrícolas.
5	(1,55 – 1,75)	Apresenta sensibilidade ao teor de umidade das plantas, servindo para observar estresse na vegetação, causando por desequilíbrio hídrico. Esta banda sofre perturbações em caso de ocorrer excesso de chuva antes da obtenção da cena pelo satélite.
6	(10,4 – 12,50)	Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais de rochas, solos, vegetação e água.
7	(2,08 – 2,35)	Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo obter informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia. Esta banda serve para identificar minerais com íons hidroxilas. Potencialmente favorável à discriminação de produtos de alteração hidrotermal.

Fonte: Lillesand e Kiefer (1995)

O satélite da série Landsat apresenta a característica de repetitividade, isto é, observa a mesma área a cada 16 dias. Uma imagem inteira do satélite representa no solo uma área de abrangência de 185 km x 185 km.

A resolução espacial nominal das imagens nas bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 é de 30 m (isto é, cada “pixel” da imagem representa uma área no terreno de 0,09 ha). Para a banda 6, a resolução é de 120 m (cada “pixel” representa 1,44 ha).

O mapeamento temático a partir de cada uma dessas bandas depende ainda de outros fatores, tais como as características do relevo da área em estudo (região plana ou acidentada); época do ano (inverno ou verão); e variações espaciais regionais (Norte, Sudeste, Sul Amazônia, Pantanal).

2.3 - Algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)

Atualmente, o SEBAL é um dos mais destacados algoritmos para estudos de fluxo de calor na superfície que vem sendo utilizado por alguns pesquisadores em várias partes do mundo, tais como: Bastiaanssen et al. (1998), Bastiaanssen (2000), Granger (2000), Moran (1994) e Silva et al. (2002). O SEBAL é um algoritmo desenvolvido por Bastiaanssen (1995) que utiliza imagens de satélites e compreende 25 passos computacionais destinados ao cálculo da evapotranspiração (ET). Possibilita, ainda, estimativas do saldo de radiação, do fluxo de calor no solo e, principalmente, do fluxo de calor sensível, que constitui o cerne do SEBAL. Embora venha sendo mais utilizado com imagens Landsat (Bastiaanssen, 1995; Bastiaanssen et al., 1998, Bastiaanssen, 2000; Allen et al. 2002, Silva et al. 2002; Lopes, 2003); já estão surgindo aplicações com satélites NOAA – 14. O algoritmo é uma ferramenta muito eficaz, que envolve a variabilidade espacial da maioria das variáveis micrometeorológicas, através de funções semi-empíricas, podendo ser aplicado em diversos agrossistemas (Bastiaanssen, 1998).

O SEBAL foi concebido e desenvolvido de modo que a partição dos componentes da energia disponível possa ser estimada com boa precisão, utilizando para isso, um mínimo de informações de campo. Outro destaque, nesse algoritmo, é devido ao fato que o mesmo também trabalha na escala da resolução espacial e temporal dos satélites da série Landsat e outros, se ajustando aos objetivos do trabalho em questão.

2.4 - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN)

Os sensores de radiação infravermelha termal medem a energia emitida pela superfície e atmosfera da Terra. A quantidade de energia emitida depende da temperatura da fonte radiativa. Na imagem do infravermelho, por convenção, tons claros representam áreas frias e tons escuros representam áreas quentes.

Os valores de IVDN oscilam entre -1 e $+1$. Este índice permite identificar a presença de vegetação verde na superfície e caracterizar a sua distribuição espacial, bem como a evolução de seu estado ao longo do tempo, a qual é determinada pelas variações das condições climáticas reinantes. Sua interpretação deve levar em consideração os ciclos fenológicos anuais a fim de se distinguir as oscilações naturais do estado da vegetação, das

mudanças na distribuição espacial resultantes de desmatamentos ou demais formas de intervenção sobre a vegetação.

O IVDN utiliza-se dos canais 3 (faixa do espectro visível, correspondente a cor vermelho) e 4 (faixa do espectro correspondente ao infravermelho próximo) do TM - Landsat 5. A imagem do visível (VIS) é resultado da reflexão da radiação solar pelas nuvens e pela superfície da Terra. O brilho neste tipo de imagem é uma indicação do albedo (a percentagem da radiação solar incidente que é refletida) dos alvos: tons claros representam área de alto albedo e tons mais escuros representam áreas de baixo albedo.

O IVDN é uma importante ferramenta para análise do albedo, pois as duas propriedades estão intimamente relacionadas, ou seja, a região urbana caracteriza-se pelo albedo alto e IVDN baixo; região com vegetação, albedo baixo e IVDN alto; espelhos d'água e solos úmidos, albedos baixos e IVDN negativo.

Smith et al. (1990) desenvolveram mapas de vegetação da fração da cobertura do solo, obtidos pelo satélite Landsat, no deserto da Califórnia. Conjuntamente foram construídas através de mapas, as correlações da fração da vegetação com altitude, temperatura do ar e da superfície, precipitação, evapotranspiração e tipos de solo. Foram subtraídos do mapa de fração da vegetação, separadamente, cada um dos outros mapas da correlação de fração da vegetação, com os fatores acima citados. Analisando os mapas residuais para cada fator, foi concluído que no semi-árido, a vegetação é controlada primariamente pela precipitação e que a temperatura não se mostrou de maior influência na vegetação. Smith et al. (1990) afirmaram que é difícil quantificar com o IVDN a cobertura vegetal quando há menos de 40% da área total com vegetação, dividida com solos e rochas.

Huete et al. (1997) utilizaram medidas no solo e dados obtidos por aviões e satélites Spot e Landsat para saber se o sensoriamento remoto caracterizava a umidade do solo e a influência no IVDN. A água do solo foi determinada gravimetricamente e as medidas remotas (radiômetros) indicaram que a vegetação com solo exposto escuro e molhado apresentaram IVDN maiores, para a mesma quantidade de vegetação, do que em solos lisos e secos. Os menores valores de IVDN foram encontrados em solos arenosos e de albedo elevado. Uma correlação negativa foi encontrada entre a temperatura de superfície (emissividade igual a 0,98) e IVDN. Os autores concluíram que uma cobertura parcial de vegetação em açude pode ter o mesmo IVDN que em solos secos com cobertura total de vegetação. A rugosidade do solo, aração e gradeamento também alteraram as propriedades ópticas do solo.

Correlacionando o IVDN obtido pelo Landsat e a temperatura de superfície (Ts), Smith e Choudhury (1990) concluíram que as regiões agrícolas apresentaram uma correlação

inversa entre IVDN e Ts, mas as florestas não apresentaram uma relação evidente, devido à ausência de solos expostos. A linha de correlação de Ts versus IVDN para florestas foi uma linha abaixo daquela obtida para áreas agrícolas, devido à temperatura das florestas ter sido 4°C mais baixa. Os pontos obtidos para as florestas foram mais aglomerados e não se distribuíram em uma linha, devido a pouca variação da temperatura das florestas em relação aos campos abertos. Para florestas, a reflectância do infravermelho próximo não aumentou com o Índice de Área Foliar (IAF) como aconteceu com as áreas agrícolas porque ocorre o fenômeno da saturação, devido à absorção pelos troncos e sombras. A relação Ts versus IVDN existiu apenas para áreas agrícolas e pastagens. A relação desapareceu quando foi misturada florestas e áreas agrícolas.

Wallace et al. (1993) realizaram um estudo para discriminação remota de campos de cereais inundados, utilizando aviões e dados de TM – Landsat 5. Encontraram diferenças marcantes em culturas em terras secas e inundadas e concluíram que as melhores faixas espectrais para estas discriminações são o infravermelho próximo, por sua reflectância diminuída em áreas inundadas e o infravermelho termal pela diminuição da temperatura radiométrica nas mesmas áreas. Esses resultados indicaram que as plantas saudáveis (não inundadas) têm maior reflectância no infravermelho próximo (maior IVDN) e maior temperatura.

2.5 - Balanço de Radiação na Superfície do Solo

Sabe-se que da radiação solar que chega à superfície da Terra, em média 9% corresponde a radiação ultravioleta, 44% corresponde a radiação visível que é efetivamente utilizada na fotossíntese (radiação fotossinteticamente ativa, PAR), e 47% a radiação infravermelha (Iqbal, 1983). Para as superfícies vegetadas a quantidade de radiação que chega à superfície do solo depende do ângulo de elevação do Sol, do ângulo azimutal solar e das condições atmosféricas, bem como, da estrutura do dossel. As comunidades vegetais interceptam tanto a radiação solar direta como a difusa, e parte dessa radiação pode atingir diretamente o solo abaixo do dossel, penetrando através das aberturas na folhagem. Logo, o conhecimento da radiação que chega a superfície do solo e a que é interceptada pelo dossel, é de total importância para um melhor e eficiente planejamento das atividades agrícolas.

Nas Figuras 2.1(a e b) está esquematizado o balanço de radiação à superfície durante os períodos diurno e noturno, respectivamente. Representa a contabilidade da radiação que entra e sai de uma superfície.

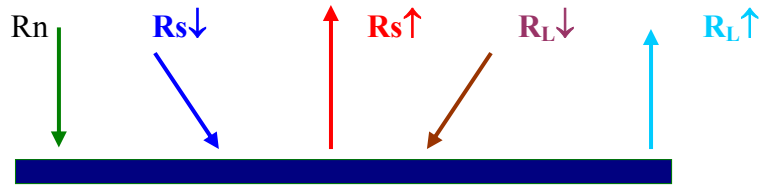


Figura 2.1a – Representação esquemática do balanço de radiação durante o período diurno.

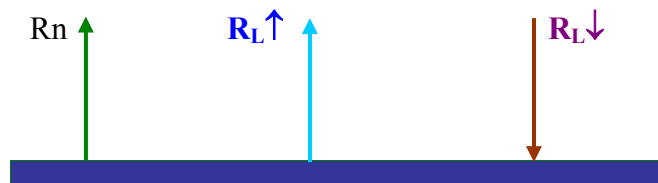


Figura 2.1b – Representação esquemática do balanço de radiação durante o período noturno.

Nesta representação, R_n é o saldo de radiação, $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente, $R_{s\uparrow}$ é a radiação de onda curta refletida, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa incidente na superfície e $R_{L\uparrow}$ representa a radiação de onda longa emitida pela superfície

Durante o dia o balanço de radiação de onda curta predomina sobre o balanço de radiação de onda longa, deste modo temos $(R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}) > (R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow})$. Durante a noite, como $(R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}) = 0$, temos apenas o balanço de radiação de onda longa. Portanto, durante o período diurno R_n é positivo, devido à predominância da radiação de ondas curtas, pois a superfície recebe mais radiação do que perde. Durante a noite, como a superfície perde mais calor por irradiação do que recebe, R_n é negativo.

As plantas respondem instantaneamente a radiação solar incidente e valores altos de radiação podem ser prejudiciais às plantas. A radiação absorvida é uma das principais variáveis responsáveis pelo aquecimento das plantas, juntamente com a radiação térmica do solo e da atmosfera. Uma pequena fração da radiação absorvida resulta da reflexão pelo solo.

Leitão (1989) afirma que a radiação incidente quando integrada para períodos longos, pode influenciar cumulativamente na utilização de água, armazenamento de açúcar e crescimento das plantas, bem como influenciar diretamente a temperatura das plantas que por sua vez governa as taxas de processos bioquímicos.

O balanço de radiação à superfície é dado pela soma entre os saldos de radiação de onda curta e onda longa, definida pela seguinte expressão:

$$R_n = K^* + L^* = (R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}) + (R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}) \quad (01)$$

onde: R_n - é o saldo de radiação, em MJ.m^{-2} ;

K^* - é o saldo de radiação de onda curta incidente, em MJ.m^{-2} ;

L^* - é o saldo de radiação de onda longa, em MJ.m^{-2} ;

$R_{s\downarrow}$ - é a radiação de onda curta incidente, em MJ.m^{-2} ;

$R_{s\uparrow}$ - representa a radiação de onda curta refletida, em MJ.m^{-2} ;

$R_{L\downarrow}$ - é a radiação de onda longa incidente na superfície proveniente da atmosfera (MJ.m^{-2})

$R_{L\uparrow}$ - representa a radiação de onda longa proveniente da atmosfera refletida pela superfície mais à radiação de onda longa emitida pela superfície, ambas em MJ.m^{-2} .

Na maioria das vezes, o saldo de radiação é obtido a partir de medidas instrumentais, através de saldo radiômetros ou de estimativas através de métodos empíricos. A utilização de valores estimados deve-se a dificuldades para se medir a radiação de onda longa. Logo, equações têm sido desenvolvidas no sentido de estimar o saldo de radiação.

Estudos desenvolvidos em comunidades vegetais têm demonstrado a existência de uma correlação bastante elevada entre saldo de radiação e a radiação global incidente, independente do comprimento do período de tempo (Leitão, 1994).

2.6 - Radiação de Onda Curta

A radiação de onda curta compreende os comprimentos de onda na faixa de 0,15 a 4,0 μm . Na prática, as medidas de onda curta na superfície são representadas por medidas de radiação global, que compreende duas componentes: radiação direta e radiação difusa. Para medida da radiação global utilizam-se piranômetros, normalmente de padrão secundário. Com o auxílio de uma faixa sombreada sobre o piranômetro, para evitar que a radiação direta atinja o radiômetro, obtém-se a radiação difusa. Com os dados de radiação global e difusa, determina-se a radiação direta, por diferença.

Davies and Mckay (1989), ao analisarem 12 modelos que estimam a radiação solar em superfícies horizontais, desde os mais simples, até aqueles mais complexos, que levam em consideração o fator de turbidez de Linke e o espalhamento óptico de Rayleigh, concluíram que os modelos que levam em consideração a cobertura de nuvens apresentaram as melhores estimativas e que estes podem ser usados com sucesso mesmo quando as informações sobre a camada de nuvens não são completas. Porém, muitas críticas têm sido feitas com relação à precisão destes modelos, especialmente àqueles que estimam a radiação global em função da

razão de insolação. Entre os fatores que contribuem para a imprecisão destes modelos destacam-se a falta de padronização das fitas heliográficas e a demora para ocorrer à queima, quando estas absorvem umidade, podendo resultar em erros significativos nas observações com heliógrafos.

2.7 - Radiação de Onda Longa da Atmosfera

A radiação de onda longa da atmosfera é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida, pois os instrumentos disponíveis não possibilitam medições com precisão satisfatória. Entretanto, esta variável é obtida indiretamente através da equação do balanço de radiação, quando os demais termos são medidos ou estimados através de vários modelos.

Os métodos mais precisos para calcular a radiação de onda longa da atmosfera em dias de céu claro, são baseados em dados do perfil de umidade e de temperatura do ar próximo à superfície (Leitão,1994). Como estes dados raramente estão disponíveis, modelos mais simples têm sido desenvolvidos baseados na lei de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \epsilon_{ac} \sigma T_a^4 \quad (05)$$

onde ϵ_{ac} é a emissividade da atmosfera para dias de céu claro; σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$); e T_a a temperatura do ar próximo a superfície.

Daremos ênfase a algumas equações que estimam a radiação de onda longa da atmosfera para dias de céu claro, ou seja:

$$R_{L\downarrow} = \theta T_a^6 \quad (06)$$

onde θ é uma constante igual a $4,9927 \times 10^{-13} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-6}$

$$R_{L\downarrow} = \sigma T_a^4 \{1 - 0,261 \text{ EXP} [-7,77 \times 10^{-4} (273 - T_a)^2]\} \quad (07)$$

$$R_{L\downarrow} = \sigma T_a^4 (0,44 + 0,08 \sqrt{e}) \quad (08)$$

equação apresentada por Brunt (1932), citado por Leitão, 1989, onde e é a pressão parcial do vapor d'água em mb.

A equação (09), proposta por Satterlund (1979), citado por Leitão 1989, é uma das mais usadas, porém suas constantes devem ser ajustadas ao local de sua utilização. A equação de Brunt mostrou-se a melhor para a área em estudo (Juazeiro – BA) (Leitão, 1989).

$$R_{L\downarrow} = \sigma T_a^4 \{1,04 [1 - \text{EXP} (-e^{Ta/2016})]\} \quad (09)$$

2.8 – Saldo de Radiação à Superfície

O balanço de radiação à superfície representa a contabilidade da radiação que chega e sai da superfície na forma de ondas longas e ondas curtas, onde são considerados positivos os fluxos em direção a superfície e negativos os que saem da mesma. Seu conhecimento (diário, semanal, mensal) é fundamental para estimar as perdas de água por superfícies vegetadas, como também é um parâmetro de muita importância no planejamento das atividades agrícolas. Próximo à superfície, o saldo de radiação é convertido em outras formas de energia, associadas às variações espaciais e temporais de vários parâmetros meteorológicos.

Recentemente, alguns autores desenvolveram técnicas para determinação do saldo de radiação na superfície através de estimativas dos componentes do balanço de radiação. Eles utilizam técnicas de obtenção de dados de imagens de satélites ambientais (ou meteorológicos) com o objetivo de abranger grandes áreas e avaliar os componentes dos balanços de radiação e energia, tomando como base informações obtidas pelos sensores a bordo destes satélites.

Gruber (1978) determinou o saldo de radiação em escala planetária, entre junho de 1974 e maio de 1975, a partir de dados coletados por radiômetro de varredura instalado nos satélites da série NOAA, que usam os canais do visível (0,5 a 0,7 μm), para a determinação da radiação refletida e do canal infravermelho (10,5 a 12,5 μm) para obter a radiação emitida. Seus resultados revelaram que o saldo varia com a latitude segundo as estações do ano.

Pinker e Corio (1984) utilizaram informações do canal infravermelho do satélite NOAA-5 e relacionaram as variáveis do balanço de radiação planetário com o saldo de radiação da superfície na região central dos Estados Unidos (EUA). Obtiveram a relação entre o saldo de radiação e a radiação infravermelha emergente no topo da atmosfera, com o saldo de radiação na superfície, encontrando um coeficiente de correlação múltipla de 0,76.

Moran et al. (1989), usando dados do TM – Landsat 5, estimaram a densidade de fluxo de calor latente e saldo de radiação e fizeram comparações com estimativas da razão de Bowen sobre campo cultivados com algodão maduro, trigo e alfafa, obtendo uma boa correlação.

A partir do balanço de radiação no topo da atmosfera pode-se inferir o balanço de radiação na superfície utilizando dados de imagens de satélites. Utilizando esta técnica, Pinker e Tarpley (1988) fizeram um estudo sobre a região de Toronto, no Canadá, durante a estação do verão e obtiveram para a média diária, uma excelente correlação (com um coeficiente de correlação de 0,90) entre o saldo de radiação planetário (SRP) e o saldo de radiação na

superfície (SRS). Mais tarde, usando a mesma técnica, Calvet e Viswanadham (1992) analisaram dados da floresta Amazônica, para determinados horários de imagens do satélite GOES, e mostraram que o saldo de radiação na superfície (SRS) pode ser inferido do saldo de radiação planetário (SRP), como também apenas do componente da radiação de onda longa descendente. Os autores encontraram um coeficiente de correlação de 0,85 entre o SRS e SRP.

Nos trabalhos de Pinker e Crio (1984), a diferença entre o saldo de radiação no topo da atmosfera e na superfície, estimados com dados de satélites, é devida às características das nuvens. Os autores concluíram que para avaliar a correlação entre SRS e SRP com dados de satélites, deve-se levar em consideração os tipos de sistemas que agem na região durante o período das imagens, como também, a estação do ano de ocorrência. Logo se observa que a cobertura de nuvens é um grande problema para verificação do balanço de fluxos radiativos.

Bastos e Pontes (1996) fizeram análises preliminares dos componentes do balanço de radiação, a partir das estimativas de variáveis meteorológicas via satélite (tais como, radiação solar global na superfície, albedo da superfície e temperatura de superfície). Os autores apresentaram comparações dos valores estimados via satélite com os valores calculados e medidos em campo, encontrando diferenças relativas na ordem de 10% para os componentes estudados.

Bastiaanssen et al. (1998) e Kustas Norman (1996) elaboraram algoritmos destinados à estimativa dos fluxos de calor sensível e latente baseados em imagens obtidas por satélites Landsat 5 e NOAA.

Bastiaanssen et al. (1998) utilizaram o algoritmo SEBAL para estimar o saldo de radiação sobre a bacia do Rio Heife (China), em áreas de deserto e oásis e compararam seus resultados com medidas realizadas em superfície. Verificaram que os valores do saldo de radiação estimados pelos dados de satélite foram superiores aos medidos no campo, para as duas áreas estudadas.

Com a utilização do algoritmo SEBAL, pode-se obter diferentes parâmetros biofísicos de uma região utilizando-se imagens do TM - Landsat 5, o qual possui uma resolução espacial de 30 m x 30 m, e algumas medições complementares em poucos pontos da área a ser estudada.

Silva et al. (2002) determinaram o saldo de radiação, o balanço de onda curta e onda longa no perímetro irrigado Senador Nilo Coelho, usando imagens do TM - Landsat 5. Os autores utilizaram o algoritmo SEBAL para calcular os componentes do balanço de energia (R_n , G , LE , e H). Para a determinação do saldo de radiação os autores usaram o método

proposto por Bastiaanssen (1995) e concluíram que o saldo de radiação de grandes áreas, como perímetros irrigados, pode ser obtido através da aplicação de leis de radiação eletromagnética e imagens de satélite, com um reduzido número de dados de superfície, e utilização de um software capaz de fazer operações com as imagens dos diversos canais do TM - Landsat 5.

2.9 – Albedo

O albedo é obtido pela razão entre a irradiância refletida e a irradiância incidente, e que pode ser determinado para cada faixa espectral, tal como: global (0,3 a 3,0 μm), PAR (0,4 a 0,7 μm) e infravermelha (0,7 a 3,0 μm), o que implica nas determinações de albedo da radiação de onda curta do dossel da cultura (r_c), albedo PAR (r_p), albedo infravermelho próximo (r_i) e albedo de onda curta da superfície do solo (r_s).

O albedo da superfície varia bastante, dependendo do tipo e condições de superfície, indo desde valores tão baixos como 5% (para oceanos sob condições de vento leve), a tão altos quanto 90% (para neve seca e fresca). O albedo mais comum é o de uma superfície da água, que depende do ângulo zenital, nebulosidade, velocidade do vento e impurezas da água. O albedo do oceano para um dia de céu claro aumenta drasticamente quando o ângulo de elevação se aproxima de 0°.

O albedo de superfícies vegetadas depende da textura do solo e das condições fisiológicas da copa da planta. Copas compostas de folhas com geometria complexa e muitos espaços vazios, têm albedo que pode ser menor que o de uma superfície vegetada com plantas de único tipo de folha. O albedo de um solo seco é significativamente maior que de um solo úmido, enquanto uma superfície lisa tem albedo maior que uma superfície rugosa (Hartmann, 1994). Esta alta variabilidade da superfície tem um efeito marcante na absorção de radiação solar, o que também afeta bastante a temperatura da superfície do solo.

Sabe-se que pela anisotropia da superfície e da atmosfera (quando são integradas isotropicamente), existem diferenças significativas entre as reflectâncias obtidas através de sensoriamento remoto (para um determinado ângulo de visada) e as medidas no hemisfério. Kimes e Sellers (1993) compararam estimativas de reflectâncias hemisféricas com medidas obtidas no nadir e fora deles, encontrando erros maiores que 45%.

Laszlo et al. (1988), trabalhando com dados dos canais 1 e 2 do satélite NOAA – AVHRR, calcularam o albedo planetário com o código de transferência radiativa ATRAD para vários tipos de superfície, ou seja, deserto, oceano, superfície vegetada, neve e nuvem.

Para o cálculo do albedo de superfície foi usado o modelo de Briegleb et al. (1986), (citado por Laszlo et al. 1993) e a refletividade foi calculada em função da direção do Sol e do comprimento de onda. A comparação do albedo planetário global mostrou concordância com o albedo do canal 1 (0,58 – 0,64 μm) nos aspectos gerais e na localização dos valores altos e baixos. Para as superfícies vegetadas e desertas, a simulação mostra erros maiores no canal 2 (0,84 – 0,87 μm). Os autores mostraram também que uma combinação dos canais 1 e 2 reduzem o erro em aproximadamente 50% para a vegetação, oceano e neve.

Gutman (1988) e Gutman et al. (1989), com os dados do AVHRR do satélite NOAA, empregaram a relação de Wydick et al. (1987) para obtenção do albedo. O albedo foi calculado com médias mensais dos mapas de cada dia do ciclo de 9 dias, ciclo este em que o ângulo zenital de visada começando -55° (retroespalhamento) e vai até $+55^\circ$ (posição adiante do Sol) e volta ao mesmo ângulo do início do ciclo. Depois, obtiveram os mapas médios mensais totais dos mapas de cada dia do ciclo de 9 dias, supondo que isto aproxima o valor médio do albedo hemisférico. A média mensal foi feita considerando como pesos os cossenos dos ângulos zenitais de visada que são diferentes para cada dia do ciclo de 9 dias. O albedo planetário resultante (“broadband”) teve o mesmo perfil do albedo do infravermelho próximo, uma vez que no algoritmo de Wydick o peso deste é quase o dobro do albedo visível.

Ceballos e Bastos (1988) apresentaram valores de reflectância planetária (R_p) para uma região próxima de Campina Grande PB. Os resultados provêm de duas imagens TM - Landsat 5, de junho e dezembro de 1984, nas faixas espectrais do visível e infravermelho solar, e descrevem reflectâncias típicas de diversos elementos da paisagem (solo, vegetação, açude de Boqueirão e cúmulos esparsos). Os níveis de cinza da superfície exibem bastante homogeneidade espacial em cada banda. Os autores concluíram que o processamento de imagens Landsat mediante SITIM (Sistema Interativo de Tratamento de Imagens) permite avaliar reflectâncias (R_p) de forma confiável; a variedade de bandas disponível permitiu, em princípio, tirar conclusões acerca do fluxo de radiação emergente em mesoescala. Para situações sem nuvens, pode ser incluída a atenuação pelo vapor de água atmosférico, desde que as bandas do Landsat se situem fora dos intervalos dos espectros de absorção.

Diabaté et al. (1989), usando dados do satélite Meteosat, determinaram o brilho aparente do solo ou albedo para a região oeste da África encontrando baixos valores para a água, médios para a vegetação e altos para regiões desérticas. Os mapas de brilho aparente do solo, com pixels de 5 km, foram normalizados em relação à radiação solar, ou seja, foram divididos pelo cosseno do ângulo zenital solar como também utilizados para mostrar as áreas do Sahel, para melhor utilização da precipitação, ou seja, as áreas que são caracterizadas pelos

menores valores do albedo. Segundo os autores a conversão do albedo medido em banda estreita para banda larga (0,3 – 2,5 μm), depende do tipo de superfície e das hipóteses feitas sobre a sua dependência com o solo, da sua magnitude, do comprimento de onda da radiação dispersada e do conteúdo de vapor de água.

Dickinson et al. (1990) afirmam que o albedo da superfície da Terra é um parâmetro importante para os modelos climáticos. Nos modelos de Circulação Geral da Atmosfera, o albedo de superfície é colocado como representação adequada dos processos de realimentação. Estes processos são função do comprimento de onda, ângulo solar e da razão da irradiação difusa-direta. Muitos satélites medem em faixas espectrais de pouco interesse para os modelos de Circulação Geral e a maioria destes modelos admitem erros de 5 a 15% no albedo.

Segundo Moran et al. (1990), o albedo tem uma dependência forte com a geometria, a estrutura das plantas e os tipos de solo. A quantidade de radiação dispersada em direção ao nadir aumenta com o ângulo de elevação solar, pois a radiação penetra na cobertura vegetal. Logo, devemos considerar que o albedo também varia com o ângulo de visada do satélite e com a capacidade de absorção das plantas, devido à ação dos cloroplastos. Tudo isto deve ser levado em consideração quando forem feitas correlações com diferentes satélites.

Saunders (1990) desenvolveu um método para calcular o albedo de superfície em banda larga partindo das radiâncias medidas nos canais visível e infravermelho próximo, utilizando o satélite AVHRR – NOAA 9, para uma resolução de 15 km. Neste método a espessura óptica é estimada separadamente em termos de aerossóis e gases, e o cálculo do espalhamento do tipo Rayleigh é feito para os gases da atmosfera. Para ângulos fora do nadir são acrescidos 20% na espessura óptica total. Foram calculados os pesos para integrar “split windows” (bandas estreitas separadas) em “broad band” (bandas largas), sendo encontrados aproximadamente em 50% os pesos para cada canal (1 e 2) para as reflectâncias bidirecionais da superfície. As reflectâncias bidirecionais são modeladas para superfície Lambertiana (espalha igualmente em todas as direções) e têm que ser integradas para todo o hemisfério superior. O valor do albedo não é sensível às incertezas nos valores dos pesos, sendo que os pesos foram calculados com o modelo de Slingo e Schreckar (1982), citados em Saunders (1990). Neste método os pesos são estimados diretamente como as frações das radiâncias solares no topo da atmosfera integradas do menor comprimento de onda do espectro solar até o valor médio dos dois canais (canais 1 e 2 do AVHRR-NOAA) e deste até o final do espectro, em relação a radiância solar integrada em toda a faixa solar.

Medidas de albedo feitas por Ranson et al. (1991) com radiômetros montados a 2 m do solo, nas faixas 1,30 – 1,50 μm , 1,80 – 2,08 μm , 2,35 – 3,0 μm , integradas em todo o hemisfério, apresentaram vários resultados, descritos a seguir. Para um ângulo zenital solar de 67°, a vegetação vista pelo nadir, continha mais sombras lançadas pelas folhas e o fator de reflectância foi baixo. Para ângulos zenitais de visadas maiores na posição de retroespalhamento (Sol à costa), domina a luz refletida pelas folhas eretas e solo. Os albedos para solos nus e vegetação esparsa, foram menores ao meio dia e aumentaram do meio dia para o fim da tarde, em 48%. O albedo medido para a grama foi de 24% ao nascer do Sol, 20% ao meio dia e no final da tarde de 30%. O uso de vários ângulos fora do nadir foi considerado necessários para obter-se 3% de desvio com relação a medidas de albedo feitas com piranômetros. Ranson et al. (1991) afirmam que o albedo de ondas curtas é um parâmetro de interesse para a climatologia da superfície e estudos de mudanças climáticas globais.

Starks et al. (1991) afirmam que a anisotropia das superfícies natural, medida apenas do nadir, não dá informações suficientes para caracterizar o albedo. Deve-se ter o conhecimento da distribuição espectral da radiação solar global para calcular os pesos de cada comprimento de onda no cálculo do albedo pelo qual poderá integrar as reflectâncias em toda faixa espectral. Quando o ângulo dos sensores está em posição de retroespalhamento e são próximos ao Sol, são considerados como “hot spot” para cobertura vegetal. Neste caso as reflectâncias bidirecionais são maiores que para outros na faixa visível, levando a uma super estimativa do albedo quando da integração das reflectâncias em cada ângulo medido (Starks et al., 1991).

Kimes et al. (1993) utilizaram dados remotos corrigidos atmosférica e geometricamente com a espessura óptica associada aos aerossóis medidas simultaneamente à passagem do satélite (NOAA-9), com o espalhamento Rayleigh computado, utilizando a pressão do ar à superfície e com o valor da espessura óptica do ozônio retirado dos dados climatológicos. Esses dados são aplicados ao sistema VEG para obtenção do albedo de superfície após serem também discriminados de nuvens. Observou-se neste trabalho que para o solo nu e vegetação esparsa, a reflectância decresce assim que o ângulo de visada se move da posição de retroespalhada (Sol atrás do sensor) para a posição adiante do Sol.

Kimes e Holben (1992) também utilizaram o procedimento de múltiplas técnicas denominado VEG, com dados remotos do NOAA-9, corrigidos atmosféricamente, para extrair a reflectância hemisférica em regiões homogêneas definidas pelo tamanho das partículas do solo. Em vegetações densas os erros foram de apenas 3%. Para vegetação esparsa, com um ângulo solar de 40%, ocorreram erros de 10%. Foi encontrado também, que de uma maneira

geral para vários tipos de superfícies de solos nus e vegetação esparsa, que o fator de reflectância na faixa de 0,58 – 0,68 μm decresce quando o ângulo de visada vai da posição de retroespalhamento para a direção adiante do Sol.

Kimes et al. (1993) verificaram que a maior variação na reflectância, ocorreu para grandes ângulos de zênite solar, para solos nus e pastagem com pouca cobertura foliar; o fator de reflectâncias (razão da reflectância no nadir e fora do nadir) tem efeito muito grande em toda a faixa espectral para vegetação pouco desenvolvida, com poucas folhas, em contraste, o efeito foi pequeno para vegetação bem desenvolvida. Quanto mais o ângulo zenital solar aumenta, aumenta mais o contraste entre solo nu e solo com vegetação, devido ao efeito do sombreamento. Devemos notar que as reflectâncias obtidas em um determinado ângulo de visada, utilizando sensoriamento remoto, pela anisotropia da superfície e da atmosfera quando integradas isotopicamente não correspondem ao valor do albedo medido no hemisfério superior, problema esse que afeta diretamente a confecção de mapas de albedo e de índices de vegetação.

Bastable et al. (1993) fizeram medidas de albedo em uma clareira no solo e em torre acima da floresta amazônica (Reserva Ducke) e encontraram albedos, sistematicamente ao meio dia, maiores e mais variáveis na clareira ($15,7 \pm 0,8\%$) do que na floresta ($12 \pm 0,5\%$), devido a dependência do albedo com a altura e a densidade da vegetação.

O procedimento ideal para determinar o albedo de superfície através de medidas de satélites seria aplicar a correção radiométrica/atmosférica para a radiância de cada canal, e depois corrigir a anisotropia da superfície integrando-o no intervalo de comprimento de onda desejado (Kassar, 1995).

Lima (1995) adaptou um modelo de correção atmosférica que filtra o efeito da composição molecular (ar) e aerossóis em imagens de satélite, transformando a detectada pelo sensor em reflectância à superfície. O modelo foi aplicado a imagens TM – Landsat 5 de duas cenas no Estado da Paraíba: uma no litoral (João Pessoa) e outra no sertão (São Gonçalo). O autor calculou as reflectâncias planetárias sobre alvos típicos (água, vegetação, solo) no espectro solar, usando as bandas 1, 5 e 7. A ordem de grandeza da profundidade óptica de aerossóis foi avaliada a partir de dados pireliométricos e piranométricos da região. O modelo foi discutido através de testes de sensibilidade e comparação com resultados já publicados, que evidenciaram um comportamento confiável do modelo diante das variações de profundidade óptica e os tipos de aerossóis. Da aplicação do método às imagens Landsat observou-se que as correções podem atingir uma fração considerável dos valores das

respectivas reflectâncias planetárias nos canais 1, 2 e 3. O método é simples e pode ser aplicado sistematicamente a imagens TM - Landsat 5.

Experimentos de campo determinando a “verdade terrestre” (reflectância superficial e carga de aerossóis) permitiriam a aplicação de correção atmosférica a áreas mais amplas. Por outro lado, conhecendo-se pares (R_s , R_p) confiáveis sobre alvos determinados, podem ser realizados estudos de características de aerossol regional, como sugeridos por vários autores, dentre eles, Gilabert et al. (1994) usado para imagens TM - Landsat 5.

Silva et al. (2002) determinaram o albedo superficial corrigido e o albedo estimado através da análise multiespectral de imagens do TM - Landsat 5 (nos canais 1, 2, 3, 4 e 7), de acordo com o método proposto por Bastiaanssen (1995). Concluíram que os valores do albedo para os alvos estudados foram semelhantes aos valores do albedo calculados com dados de superfície. No entanto, atestam que embora os valores do albedo para os alvos estudados estejam de acordo com dados de outras pesquisas, a sua determinação depende da obtenção de valores de superfície em pontos georreferenciados e identificação possível na imagem. Foram encontrados para os alvos considerados: solo exposto, campo cultivado (uva), água do Rio São Francisco (próximo à barragem de Sobradinho) e uma extensa área cultivada, os valores de 35%, 15%, 6% e 10% respectivamente.

2.10 – Temperatura de Superfície (T_o)

A temperatura do ar é a variável meteorológica mais medida e de grande importância no monitoramento de vários fenômenos climatológicos, tais como monitoramento de secas, detecção de queimadas, monitoramento da superfície do mar, detecção e monitoramento do estresse hídrico de culturas e estudos de mudanças climáticas, dentre outras aplicações. A estimativa da temperatura da superfície terrestre (T_o) é uma tarefa complicada, devido à complexidade de separar os efeitos atmosféricos e as emissividades dos efeitos da temperatura de superfície, nas medições de radiância.

Quando se utiliza o sensoriamento remoto para obter a temperatura da superfície, deve-se considerar os problemas resultantes dos efeitos de absorção atmosférica e da emissividade da superfície, ao nível de cada pixel da imagem. Para a correção desses efeitos, têm sido propostos diferentes algoritmos para obtenção de valores de T_o mais confiáveis.

Imagens do TM - Landsat têm sido ao longo dos anos extensivamente estudadas por vários pesquisadores (Kaneko and Hino 1996; Lo, 1997; Caselles et al., 1998, entre outros). Qin et al. (2001), pesquisando a palavra chave “Landsat” em resumos de arquivos científicos,

no período de 1980 a 1999, encontraram 1043 artigos escritos na língua inglesa relacionados com tal palavra. Contudo, quando os autores selecionaram esses artigos, verificaram que apenas 73 deles mencionavam a palavra temperatura e entre eles somente 35 tratavam do estudo da Temperatura da Superfície da Terra (T_o), significando que a banda do TM6 (10,45 – 12,50 μm) ainda é pouco explorada.

O canal termal do TM - Landsat tem boa resolução espacial, especialmente quando se trata de estudos relacionados a T_o . Algumas pesquisas realizadas neste canal usam somente a temperatura de brilho no nível do satélite, ou apenas o simples valor do número digital (ND). Isto se deve possivelmente: a baixa frequência da passagem do satélite; a falta de calibração para TST a bordo do satélite; a falta de algoritmo próprio e de fácil uso para determinar a TST, a partir de uma única banda termal.

Muitos estudos têm sugerido que a emissividade da superfície pode ser a maior fonte de erro no cálculo de T_o (Becker, 1987). Entretanto, não existe um método plenamente satisfatório. Cita-se a seguir alguns trabalhos de pesquisadores realizados na área.

O método multicanal “split window”, sugerido por Anding e Kauth (1970) e colocado em sua forma clássica por Prabhakara et al. (1974) tem como objetivo estimar a temperatura da superfície terrestre usando as temperaturas de brilho dos canais 4 e 5 do AVHRR. Este método depende somente da emissividade da superfície e não do estado atmosférico. Se existem valores confiáveis de emissividade, o método mostra-se eficiente para localidades relativamente secas. O maior problema é justamente a estimativa da emissividade. Para a estimativa da temperatura da superfície do mar, este método é bastante acurado, pois a emissividade do mar pode ser considerada constante e igual a 1 (Becker and Li, 1990).

No método multicanal desenvolvido por Price (1984), foram utilizados os canais termais 4 e 5 do AVHRR/NOAA, e aplicada à lei de Planck como função da temperatura radiométrica da superfície. Neste caso foi desprezado o efeito dos aerossóis e considerada apenas a absorção e reemissão da radiação pelo vapor de água. Na integração e expansão da equação de transferência radiativa, foram consideradas apenas temperaturas do ar próximo à superfície (diferenças de 10 – 20 $^{\circ}\text{C}$) e isto só é verdade quando o absorvedor está concentrado na baixa atmosfera.

Seguin et al. (1989) estimaram a temperatura de superfície em Sahel com dois satélites diferentes, aplicando a técnica “split-window” para os canais termais do sistema AVHRR–NOAA 11 (imagem das 14 h 30 min.) e a técnica “mono-window” para o canal termal do satélite geostacionário Meteosat (imagem das 13 h 30 min.). Os autores concluíram que o método mono-window subestima a temperatura de superfície em 8 $^{\circ}\text{C}$, sendo 1 $^{\circ}\text{C}$ devido à

diferença de horário da passagem e $\pm 4^{\circ}\text{C}$ pela imprecisão do método multiespectral aplicado aos dados do satélite NOAA.

Medidas realizadas por Hipps (1989), demonstraram que para a temperatura medida por um radiômetro, deve-se descontar a emissividade aparente, devida a radiação espalhada pela atmosfera e refletida no instrumento. A emissividade da cultura da Artemísia medida foi de 0,97 e a do solo foi de 0,93.

Cooper and Asrar (1991) testaram algoritmos que utilizam o método multiespectral para os satélites NOAA desenvolvidos por Price (1984) e Singh (1988), comparados com medidas de radiômetros à superfície. Concluíram que o algoritmo de McClain foi o único que teve resultados consistentes para as quatro datas do estudo. Porém, houve uma incerteza na temperatura, para grama alta, de $\pm 1^{\circ}\text{C}$, devido à emissividade utilizada de 0,98. Segundo o mesmo autor, a incerteza na emissividade pode ser compensada parcialmente pela radiação emitida de cima para baixo pelo vapor d'água atmosférico.

Desjardins et al. (1990) fizeram comparações das temperaturas de superfícies determinadas com dados da banda termal do Landsat-5, e em canais equivalentes a bordo de uma aeronave. Foi aplicado, em ambos os casos, o código de transferência radiativa LOWTRAN-6 para calcular a correção atmosférica. Os dados obtidos com avião foram melhores do que com satélite, com uma variação de temperatura de 0,26 até 2,05°C. Os resultados caracterizaram a necessidade da correção atmosférica para obter temperaturas de superfícies remotamente.

Becker e Li (1990) aplicaram o método de “Local Split – Window” com seus coeficientes dependendo das emissividades espectrais e não das condições atmosféricas. Este procedimento só funciona em regiões secas, pois o vapor de água afeta a linearidade do método “Local Split – Window”. Para corrigir este efeito (não linear), desenvolveram vários coeficientes para diferentes condições atmosféricas e obtiveram coeficientes para quatro classes de condições atmosféricas para o método “Local Split – Window” baseados em dados de 60 perfis atmosféricos, com a temperatura da superfície terrestre variando de 250 a 320 K e o conteúdo de água líquida de 0,15 a 6,71cm (estes parâmetros cobrem a maioria das condições atmosféricas do globo).

Schmugge et al. (1991) mostraram que superfícies densamente vegetadas e superfícies de água apresentam pouca variação na emissividade, enquanto o solo nu apresenta considerável variação. A emissividade medida para dois tipos de solos em laboratório, variou

de 0,85 para a faixa espectral de 8 – 9 μm e 0,95 para 10 – 12 μm . Os autores fizeram medidas utilizando radiômetro “Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS)”, a bordo de aviões.

De acordo com Labed and Stoll (1991), se faz necessário ter um conhecimento da radiância espectral termal, principalmente da radiação refletida pela atmosfera, para se obter com melhor precisão a temperatura de superfícies. Os autores fizeram medidas de emissividade para dois tipos de rochas, em vários comprimentos de onda, e conseguiram medir a temperatura dessas superfícies com precisão menor que 1 K.

Sobrino et al. (1991) desenvolveram um modelo que permite correlacionar a temperatura de superfície com a temperatura medida por sensores infravermelhos. Os autores concluíram que as diferenças nas temperaturas de superfície medidas e estimadas por satélite podem chegar a 7°C para uma atmosfera tropical. Estas diferenças são menores para o caso de uma atmosfera mais seca. No modelo multispectral desenvolvido por Sobrino et al. (1991) para o NOAA 11, foram levadas em consideração a emissividade da superfície e a do infravermelho termal emitido pela atmosfera na direção da superfície. Foram utilizados valores da diferença de emissividade do canal 4 (ϵ_4) e 5 de -0,01 a 0,001, com ϵ_4 variando de 0,940 a 0,990, bem como também foram feitas simulações do vapor de água através do código LOWTRAN – 7.

Sobrino and Caselles (1991) usaram os coeficientes de Becker e Li (1990), para estimar a temperatura de superfícies cultivadas uniformes, a partir de dados do satélite AVHRR - NOAA 9. Os autores utilizaram as emissividades medidas em laboratório, obtidas no campo em bandas largas (8-14 μm), para diversos tipos de plantas. Eles fizeram correções atmosféricas para avaliar as diferenças de temperatura e de emissividade, entre as culturas e os solos. As menores temperaturas radiométricas (nos canais 4 e 5) foram encontradas para as culturas.

O método do Canal Infravermelho Termal de Ottlé e Madjar (1992), utiliza a radiância medida pelo satélite numa só “janela atmosférica” que é corrigida da contaminação atmosférica, utilizando um modelo de transferência radiativa o qual a descrição do estado da atmosfera é fornecida por um perfilador remoto a bordo de um satélite (dados climatológicos ou radiosondagens). Afirmam que vários autores usaram este método, utilizando pressão, temperatura e umidade relativa, medida à superfície, obtendo um erro médio quadrático de 1° C em comparação com medidas locais de temperatura na superfície do mar.

Os resultados das comparações feitas por Ottlé e Vidal-Madjar (1992) mostraram a superioridade do método multicanal, conjugado com o modelo de transferência radiativa

sobre o método do canal simples. Com o método multicanal foram usados dados de radiossondagens e do perfilador remoto HIRS (NOAA). Conclui-se que o perfilador não tem precisão suficiente para substituir a radiossondagem. Mas se não se tem possibilidade de obter radiossondagem simultânea à passagem do satélite, recomenda-se o uso do perfilador remoto, o qual tem uma área representativa de 50 km x 50 km. Nesse trabalho notou-se que o ângulo de visada tem pouca influência nos coeficientes da correlação. Estes coeficientes têm somente um valor local e o efeito mais forte é o da emissividade. O perfilador não mostrou qualquer melhoramento nos algoritmos por causa da sua baixa resolução espacial e vertical. A radiossondagem deve ser lançada simultaneamente para obter-se uma descrição representativa da atmosfera.

Segundo Choudhury (1992), a variação do ângulo solar para os satélites NOAA, devido ao arrastamento do satélite pela atmosfera, atrasando a passagem do mesmo, leva a variações nas medidas, principalmente para a temperatura de superfície, notadamente sobre desertos e solos nus. De acordo com o autor a mudança do tempo de observação para o NOAA dificulta seriamente o uso da temperatura de superfície para avaliar as mudanças na superfície. Foi observado pelo autor que em desertos, houve diferenças de temperaturas entre os anos de 1984 e 1982, sendo a temperatura no ano de 1984 bem maior que a do ano de 1982.

Guoquan e Zhangzhi (1992) desenvolveram um método que apresentou uma boa correlação entre a emissividade e a reflectância com o Índice de Área Foliar (IAF). Quando o IAF aumentava, a emissividade também aumentava até alcançar um valor constante. De acordo com o método, para valores de IAF maior ou igual a 2, a emissividade se torna constante e igual a 0,98.

O modelo de Paw (1992) acopla parametrizações complexas de turbulência, energia e ângulos de visadas com possibilidades de ver uma determinada camada entre 20 camadas de folhas, com informações sobre a inclinação das folhas. A variação obtida da temperatura sensoriada com a variação do azimute do sensor e com baixos valores de Índice de Área Foliar ($IAF < 2$), foi menor que a variação da temperatura com a mudança dos ângulos zenitais solares (5 K). Vegetações com baixos Índices de Área Foliar apresentaram uma grande variabilidade da temperatura com o ângulo do sensor. Para o IAF maior que 2, a variabilidade da temperatura com a mudança do ângulo do azimute sensor, foi mínima (1 k).

Para obter-se a temperatura de superfície utilizando a radiometria do infravermelho termal a partir do espaço, deve-se conhecer a emissividade radiométrica da superfície

terrestre, que é desconhecida, diferente da unidade e varia espectralmente e que também varia com a rugosidade do solo entre outros parâmetros físicos.

Para superfícies vegetadas Ottlé e Stoll (1993), observaram que a emissividade teve uma variação menor que 10%. Os autores mostraram que se as observações do vapor de água e dióxido de carbono forem corrigidas corretamente, as diferenças das temperaturas de superfícies, calculadas separadamente pelos canais 4 e 5, dependem da emissividade de cada canal. As comparações da variação da diferença das temperaturas com a emissividade fizeram os autores concluir que, para as superfícies continentais, as diferenças podem atingir até 4 K, sofrendo uma diminuição para as áreas de floresta enquanto que para os oceanos as diferenças foram praticamente nulas.

Existem diferenças na medição da temperatura de superfície no oceano e continente devido à emissividade, já que a emissividade do oceano é aproximadamente unitária e possui pequena variabilidade, e a emissividade da superfície continental não é uniforme e nem unitária. Griend e Owe (1993), citando Fuchs e Tanner (1968), afirmou que eles encontraram para a emissividade do solo nu, valores que variavam entre 0,98 e 0,94, quando o solo diminui o conteúdo de água de 8,4% para 0,7%. A emissividade dos lagos naturais é de 0,97 e a da água pura é de 1,0 (Malatt 1967, citado em Griend e Owe, 1993).

A temperatura de solos nus pode variar em alguns graus em dezenas de metros e entre áreas plantadas e não plantadas a variação é maior (Price, 1993). A radiação emitida termicamente por qualquer superfície depende da temperatura da superfície, da emissividade da superfície, sendo que esta última representa a eficiência da superfície em transmitir a energia radiante gerada no solo. A temperatura do ar não é boa indicadora da temperatura de superfície, porque em algumas superfícies com baixa evaporação (vegetação “estressada”), a temperatura de superfície excede em vários casos em 7°C a temperatura do ar (Price, 1984).

Gorman e Gregor (1994) observaram que sobre a Nova Zelândia, na faixa do espectro térmico, o período de passagem dos satélites NOAA 7 e 9, corresponde ao período de pouca mudança na temperatura de superfície. O máximo da temperatura de superfície, segundo os autores, ocorre das 15 às 16 horas. A mudança da temperatura de superfície medida em diferentes horários é devido ao arrastamento do satélite pela atmosfera, que pode atrasar a passagem em até 2,5 horas e o “phasing” que faz o tempo de passagem variar em ± 51 minutos, depende do tipo de superfície e varia de local para local. As principais conclusões dos autores sobre estudos climatológicos para os satélites NOAA 7 e 9, são de que para o canal visível o principal problema é o ângulo de elevação solar alto no verão e baixo no

inverno, e que existe um pequeno gradiente de temperatura máximo diária de superfície quando se usam os canais térmicos.

Reuter et al. (1994) desenvolveram um algoritmo para um canal termal do satélite NOAA 11 (canal 4). O algoritmo foi construído com uma correlação estatística entre a temperatura de superfície obtida pelo satélite e a simulada pelo código LOWTRAN com os perfis de temperatura e umidade obtida de radiossondagens em 53 estações meteorológicas da Europa. Para correção atmosférica, a emissividade da superfície continental foi assumida como 0,975. O desvio devido à imprecisão da emissividade ($0,975 \pm 0,024$) foi estimado em 0,3K porém, foi pequeno comparado com o desvio de 3K estimado como resultante dos efeitos atmosféricos e de visadas fora do nadir. Na janela de 10 – 12 μ m a emissividade varia de 0,7 para quartzo até 0,993 para a água, mas na escala do AVHRR para superfícies naturais, a variabilidade da emissividade é bem menor, porque áreas com baixas emissividades são raras e não são muito extensas. Segundo os mesmos autores, os algoritmos que utilizam dois canais termais como o de Becker e Li (1990) necessitam da emissividade espectral para cada canal, quantidades que são difíceis de serem medidas, mesmo para pequenas áreas e não estão disponíveis para todo tipo de superfície. Os autores concluíram que quando se conhece a emissividade, a temperatura da superfície tem a mesma precisão que a calculada com dois canais (4 e 5).

Coll et al. (1994) propuseram uma equação para estimar a temperatura de superfície com faixas espectrais separadas. A equação depende das temperaturas radiométricas dos canais 4 e 5 do AVHRR – NOAA 9 e de dois coeficientes, os quais são função da transmitância atmosférica e do efeito da emissividade de superfície, nos mesmos canais. Utilizando o código de transferência radiativa LOWTRAN-7 e perfis de temperatura e umidade, medidos na atmosfera seca e clara, observaram que as transmitâncias dos canais 4 e 5 foram aproximadamente iguais. As diferenças das emissividades da superfície podem ser estimadas, segundo os autores, através das diferenças nas temperaturas dos canais. Nesse trabalho, as estimativas das emissividades nos canais 4 e 5 foram determinadas a partir das medidas feitas no campo para a faixa espectral equivalente a do canal 4, devido ao fato de que a temperatura de superfície corrigida é muito sensível à emissividade neste canal. Observou-se que o efeito da emissividade, ou seja, a variação da emissividade, decresce com o aumento da umidade atmosférica devido à influência da radiação refletida pela atmosfera na direção da superfície, fenômeno considerado no algoritmo desenvolvido pelos autores.

Schneider e Mauser (1996), processando imagens termais do TM – Landsat 5 para a superfície do lago, elaboraram um algoritmo específico para reduzir o ruído do sensor e

discutiram a calibração e a correção atmosférica. O impacto atmosférico da radiação termal medida foi atenuado usando o modelo LOWTRAN-7, com dados de radiossonda. Comparando medidas de verdade de solo com 21 imagens de satélite, adquiridas entre 1987 e 1994, observaram uma margem de erro de 0,53 K. Uma sistemática superestimação ou subestimação do Landsat não foram encontradas. O efeito da emissividade na precisão da derivação da temperatura da superfície foi discutido, como também os efeitos do uso de dados de perfis atmosféricos.

Sospedra et al. (1998) propuseram calcular a temperatura a partir do TM - Landsat, usando a lei de Planck com um adequado e efetivo comprimento de onda, da mesma forma que usado pelo Planet (1988), citado por Sospedra et al. (1998), para o sensor AVHRR. Os autores desenvolveram um algoritmo para obter esses parâmetros efetivos para qualquer faixa de onda e qualquer intervalo de temperatura, podendo dessa forma ser aplicado para qualquer instrumento. O método resolve a equação de Planck para comprimento de onda usando a expansão de Taylor; isso minimiza o erro na determinação da temperatura. O algoritmo tem sido testado tomando como referência os parâmetros efetivos dados pelo NOAA/NESDIS para o AVHRR, obtendo uma boa correspondência entre os métodos.

O método tem sido aplicado para o TM – Landsat 5, banda 6 para obter um parâmetro efetivo para o intervalo de 240-325 K, permitindo uma estimativa da temperatura com erro menor do que 0,1 K. Um termo de correção pode ser adicionado, o que reduz o erro para 0,01K; porém, nesse caso será necessário usar quatro parâmetros. Outra possibilidade é usar dois intervalos diferentes (240-280 K e 280- 325 K).

França e Cracknell (1994) aplicaram o método “Split Window” utilizando dados do AVHRR – NOAA 11, para a região Nordeste brasileiro e encontrando bons resultados quando compararam a temperatura da superfície vegetada estimada com o satélite e com a observada no local, mostrando que a diferença máxima observada entre as duas medidas, foi menor do que 1°C para uma atmosfera úmida.

Haakstad et al. (1994) mostraram a importância dos dados do TM - Landsat 5 no estudo da temperatura do mar, com vistas a detectar padrões das correntes marítimas à superfície.

Vázquez et al. (1997) compararam diferentes algoritmos destinados ao cálculo de T_o e concluíram que o algoritmo de Ulivieri et al. (1994) foi o que apresentou maior precisão, enquanto o de Price (1984) foi o menos preciso, apresentando, portanto, os maiores erros nas estimativas dos valores reais. Os autores constataram, também, que o algoritmo proposto por Kerr et al. (1992) (citado por Vázquez et al. 1997), que considera a determinação da

emissividade em função do IVDN, produziu valores de T_o muito próximos daqueles obtidos com o algoritmo de Ulivieri et al. (1994).

Qin et al. (2001) desenvolveram um algoritmo mono-window para estudos relacionados com a obtenção da temperatura da superfície da Terra (T_o) usando dados do TM - Landsat 5, que apresentou bom resultado apesar de haver necessidade de calibração atmosférica para muitas aplicações. A derivação do algoritmo foi baseada na radiância térmica e na linearização da equação de Planck. Quando existem perfis da atmosfera no local da passagem do satélite, o cálculo da temperatura média da atmosfera é fácil e pode ser feito através da equação proposta por Sobrinho and Caselles (1991). Os resultados da análise de sensibilidade do algoritmo indicam que o erro de estimativa da T_o (δT), devido ao erro na emissividade do solo é muito menor que o erro da estimativa da temperatura da superfície da Terra devido ao erro da transmitância atmosférica. Os resultados da validação indicam que o algoritmo é capaz de proporcionar uma boa precisão na estimativa da T_o com dados do TM6. A diferença entre T_o assumida e a obtida é menor que $0,4^\circ\text{C}$ para a maioria dos casos. O algoritmo foi aplicado para uma região de fronteira entre Israel e Egito. Os resultados observados mostraram que existe uma diferença de cerca de 2°C entre os dois lados da fronteira, com temperaturas mais altas no lado de Israel, devido à cobertura da crosta biogênica.

Segundo Quaidrari et al. (2002) uma das vantagens do método Split-Window deve-se ao mesmo fundamentar-se no fato de que a atenuação atmosférica que ocorre na banda espectral centrada em $12,0\ \mu\text{m}$, é maior do que aquela que ocorre na banda espectral centrada em $11,0\ \mu\text{m}$.

A temperatura da superfície terrestre é uma importante variável em estudo de trocas de energia entre a superfície e a atmosfera, variabilidade climática (Valor e Casselles, 1996). O sensoriamento remoto apresenta a grande vantagem de propiciar estimativas da temperatura da superfície em uma escala regional ou global (Dash et al., 2002). Neste sentido, vários autores buscam desenvolver métodos que propiciem estimativas confiáveis da T_o (Qin et al., 2001).

A radiância que o sensor de um satélite registra, emerge da superfície e ao atravessar a atmosfera sofre modificações em diferentes intervalos espectrais. A temperatura de brilho (T_b), correspondente a radiância registrada pelo sensor do satélite, é calculada pela inversão da função de Planck. Existem vários algoritmos para estimar a temperatura da superfície da terra através da temperatura de brilho; no entanto, faz-se necessário conhecer alguns parâmetros da superfície e do perfil atmosférico. Segundo Wan (1999), um bom algoritmo

para determinar a temperatura de superfície depende, dentre outros fatores, de uma exata avaliação dos efeitos da atmosfera, de uma emissividade média da superfície com boa exatidão, da qualidade do infravermelho termal incluindo a estabilidade da função resposta espectral e boa resolução radiométrica. A radiância espectral $L_a(\lambda, \mu)$ (λ = comprimento de onda, $\mu = \cos(\theta)$, θ = ângulo de incidência) no infravermelho no topo da atmosfera é composta pela emitância térmica da superfície da terra $[B(T_s)]$ mais a radiância térmica $[B(T_a)]$ produzida pela atmosfera. Para calcular $B(T_a)$ é preciso conhecer a temperatura média do ar e a quantidade de vapor d'água na atmosfera.

O sensor de um satélite, a uma altura $z(\text{km})$, observa a superfície da terra de diferentes posições, podendo estimar a temperatura de brilho associada ao ângulo zenital (θ). No entanto, fazendo uma correção atmosférica é possível estimar a temperatura da superfície com independência geométrica (Dash et al., 2002).

Como fica evidenciado, há necessidade de mais estudos voltados à correção dos efeitos produzidos pela atmosfera nos dados de radiância monocromática detectada pela TM - Landsat 5 e outros sensores, como o MODIS – Terra e AVHRR – NOAA. Ao mesmo tempo, há que ser considerado em estudos do balanço radiativo, que a inclinação do pixel e sua orientação produzem grande influência no cálculo da reflectividade e, por conseguinte, no albedo, índices de vegetação e emissividade.

Nesse sentido, o presente estudo oferece uma contribuição no aprimoramento do cômputo do balanço de radiação, a componente chave do SEBAL.

3 – MATERIAL E MÉTODOS

3.1 – MATERIAL

3.1.1 - Região de Estudo

A região de estudo deste trabalho compreende o Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho (PISNC) e áreas de vegetação nativa conforme Figura 3.1. O PISNC localiza-se à margem esquerda do Rio São Francisco, no Nordeste brasileiro, estendendo-se da Barragem de Sobradinho, localizada no município de Casa Nova-BA, até o município de Petrolina-PE, com uma área de 23.000 ha.

Segundo a classificação climática de Koeppen, a região estudada apresenta clima tipo BSW_h, semi-árido, onde a estação chuvosa está compreendida entre os meses de dezembro a abril, com precipitação média anual em torno de 530,0 mm, irregularmente distribuída. A temperatura máxima é em torno de 40,0°C a 41,9°C e a temperatura mínima em torno de 22,1°C a 22,5°C para os meses de outubro a dezembro, com temperatura média anual de 26,5°C. A umidade relativa do ar para os meses de outubro e dezembro situa-se entre 48% e 54%, respectivamente e a evaporação do tanque Classe A ultrapassa os 3000 mm/ano, resultante de uma grande oferta de radiação solar e umidade relativa reduzida (Reddy e Amorim Neto, 1993). O perímetro se encontra em fase final de ocupação e seus principais cultivos são abacate, abóbora, acerola, coco, banana, goiaba, manga, limão, milho, entre outros. Os sistemas de irrigação mais praticados são: aspersão, gotejamento e microaspersão. O clima quente e seco, aliado às técnicas de irrigação, permite a obtenção de ciclos sucessivos de produção, colheitas em qualquer época do ano e produtividade acima da média nacional (CODEVASF, 2003).

3.1.2 - Imagens de Satélite

Para o estudo foram utilizadas duas imagens obtidas pelo TM - Landsat 5, que foram adquiridas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) de São José dos Campos

– SP e são compostas por sete bandas espectrais, cujas características estão presentes na Tabela 3.1. Nesta tabela também estão incluídas a irradiância solar monocromática (K_{λ_i}) das bandas reflectivas (bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7), incidente sobre uma superfície normal à direção dos raios solares no topo da atmosfera terrestre, à distância de uma Unidade Astronômica (UA) do Sol.

Essas imagens correspondem à passagem do TM - Landsat 5 sobre a referida área às 9 h 30 min. (tempo solar) dos dias 04 de dezembro de 2000 (dia 338 no calendário Juliano) e 04 de outubro de 2001 (dia 277 no calendário Juliano), na órbita 217 e ponto 67. Esta cena foi recortada com o software ERDAS Imagine 8.5, que resultou no retângulo com as seguintes coordenadas: canto superior esquerdo (longitude 40° 47' 3,68" Oeste e latitude 09° 20' 0,07" Sul), canto superior direito (longitude 40° 32' 55,87" Oeste e latitude 09° 20' 04" Sul), canto inferior esquerdo (longitude 40° 47' 5,49" Oeste e latitude 09° 25' 53,64" Sul), canto inferior direito (longitude 40° 32' 57,44" Oeste e latitude 09° 25' 57,66" Sul). A Figura 3.1 representa a área de estudo na composição RGB, ou seja, na combinação das bandas 2, 3 e 4 do TM - Landsat 5.

O sensor TM mede a radiância espectral dos alvos e os armazena na forma de níveis de cinza, ou intensidade do pixel, ou ainda 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 uma resolução espacial de 120m x 120m na banda 6. Dessa forma, para a visualização e realização de operações matemáticas intra e inter bandas, recortes, classificação, realce e outras tarefas, foi utilizado o já mencionado software.

Tabela 3.1 - Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima - a e máxima - b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA).

Descrição das Bandas	Comprimento de onda (μm)	Coeficientes de calibração ($\text{Wm}^{-2} \text{ster}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$)		K_{λ_i} ($\text{W/ m}^2/ \mu\text{m}$)
		a	b	
Banda 1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,765	178,941	1957
Banda 2 (verde)	0,52 – 0,60	-3,576	379,055	1829
Banda 3 (vermelho)	0,63 – 0,69	-1,502	255,695	1557
Banda 4 (infravermelho próximo)	0,76 – 0,90	-1,763	242,303	1047
Banda 5 (infravermelho médio)	1,55 – 1,75	-0,411	30,178	219,3
Banda 6 (infravermelho termal)	10,4 – 12,5	1,238	15,600	-
Banda 7 (infravermelho médio)	2,08 – 2,35	-0,137	13,156	74,52

Os valores dos coeficientes de calibração radiométrica apresentados nos diversos trabalhos que utilizam o TM - Landsat 5 são os sugeridos por Markham and Baker (1987). Neste presente trabalho, porém, utilizou-se os valores sugeridos por Allen et al. (2002) para imagens obtidas a partir do ano 2000.

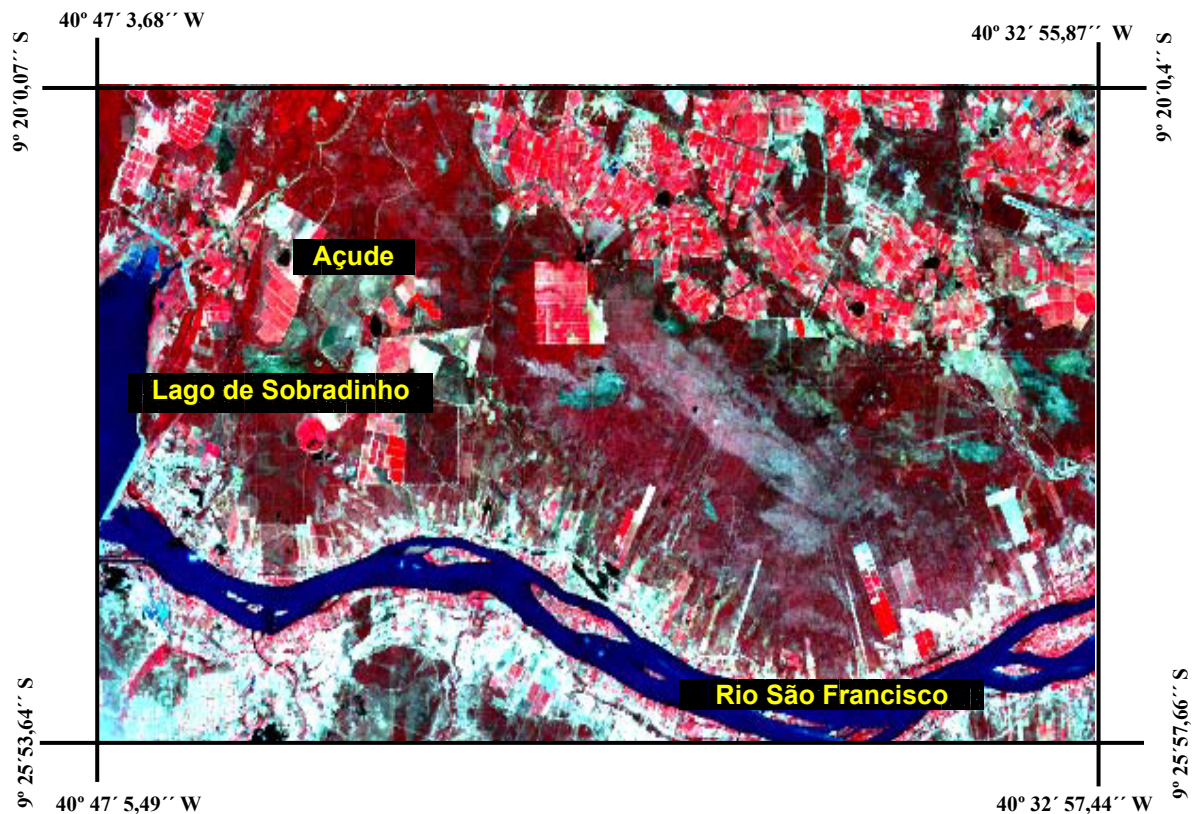


Figura 3.1 – Área selecionada para estudo em composição RGB das bandas 2, 3 e 4, destacando-se o Rio São Francisco, parte do Lago de Sobradinho, áreas irrigadas, áreas cultivadas e a vegetação nativa (Caatinga), obtida em 04/12/2000.

3.1.3 – Modelo de Elevação Digital (MED)

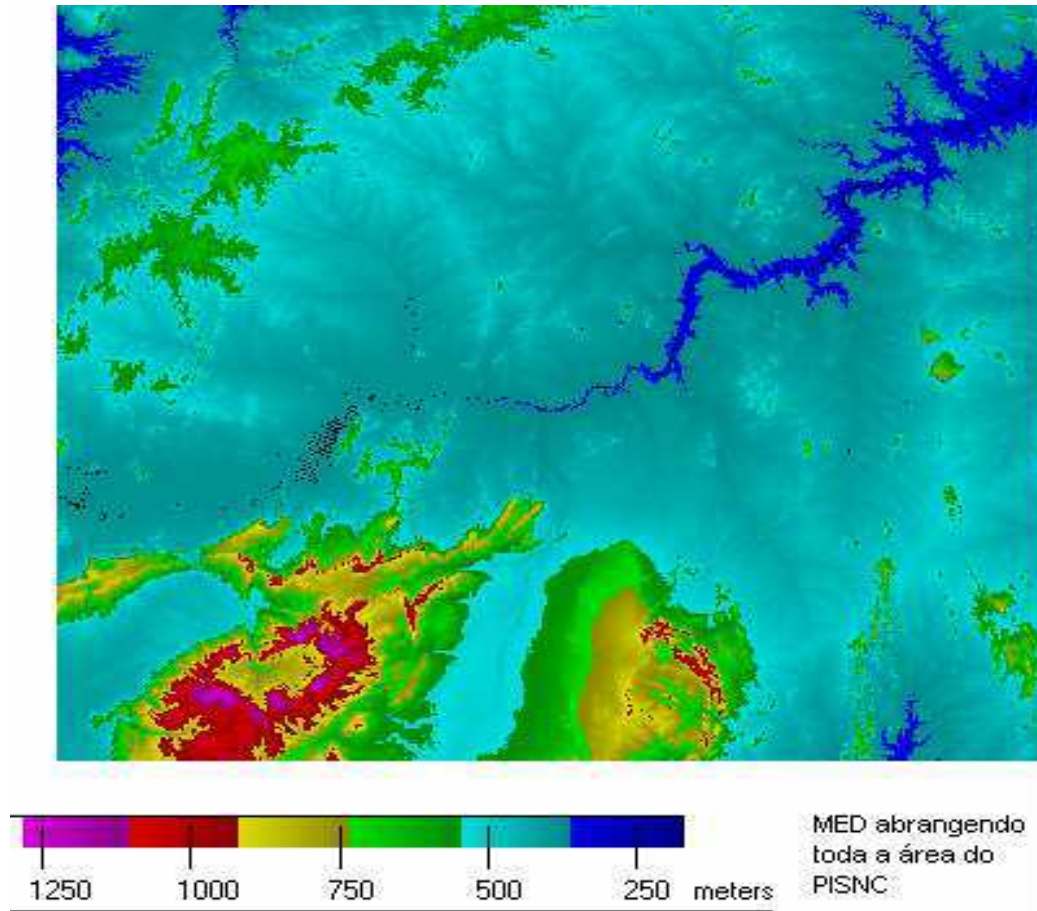
Collins (1978) define um modelo digital do terreno (MDT) como um vetor de números que representam a distribuição espacial de um conjunto de propriedades do terreno. Quando trabalhamos com apenas uma propriedade, como a elevação, o termo Modelo de Elevação Digital (MED) é utilizado. Logo o Modelo Digital do Terreno (MDT) pode, então, ser visto como um modelo mais geral, contendo um Modelo de Elevação Digital (MED).

O Modelo de Elevação Digital utilizado foi adquirido junto a ENGESAT Imagens de Satélites S/C Ltda, com resolução espacial de 28 m, com as seguintes coordenadas: canto

superior esquerdo (longitude $41^{\circ} 51' 7,10''$ Oeste e latitude $08^{\circ} 16' 3,46''$ Sul), canto superior direito (longitude $39^{\circ} 24' 14,91''$ Oeste e latitude $08^{\circ} 16' 39,37''$ Sul), canto inferior esquerdo (longitude $41^{\circ} 52' 13,37''$ Oeste e latitude $10^{\circ} 30' 34,85''$ Sul), canto inferior direito (longitude $39^{\circ} 24' 24,32''$ Oeste e latitude $10^{\circ} 31' 20,68''$ Sul). A Figura 3.2a representa o Modelo de Elevação Digital, englobando a área do Projeto de Irrigação Senador Nilo Coelho.

Com as mesmas coordenadas do recorte da área em estudo, fez-se o recorte do MED. A partir desse Modelo de Elevação Digital foram criadas uma imagem da elevação – z (Figura 3.2b), uma imagem da Declividade (Figura 3.3a) e uma imagem ângulo azimutal da normal de cada pixel (Figura 3.3b), utilizando o software ERDAS Imagine v.8.5.

a)



b)

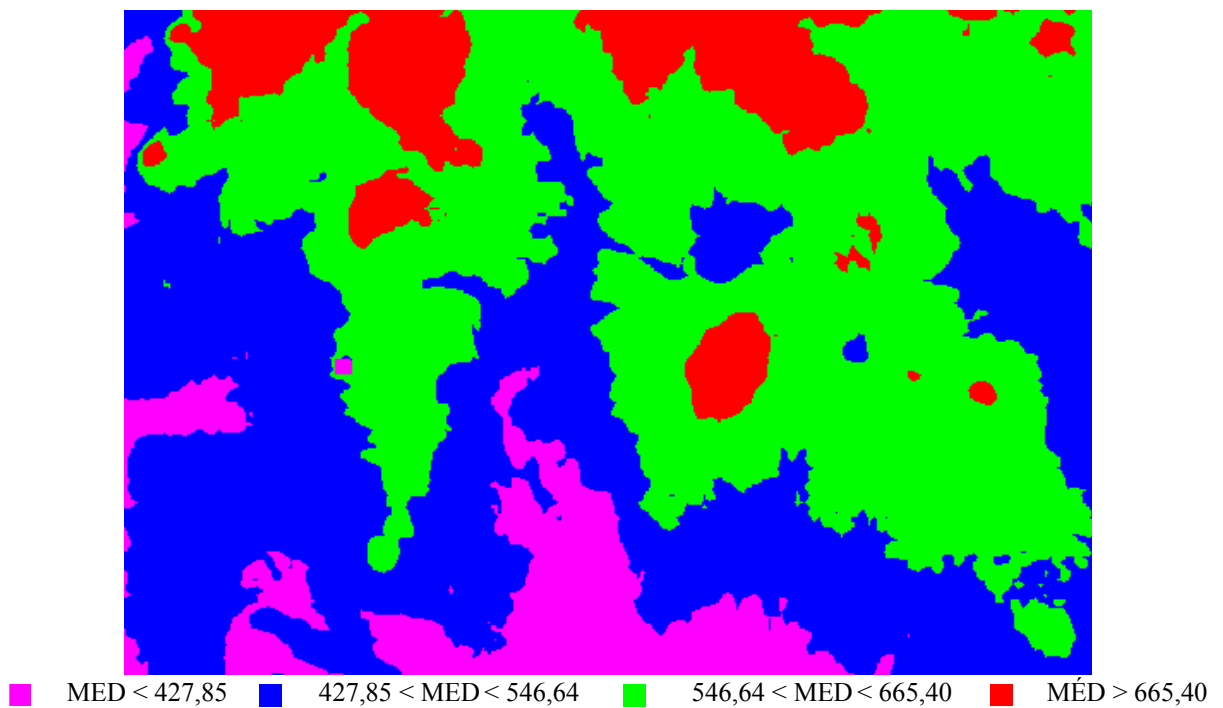


Figura 3.2 – Modelo de Elevação Digital (MED) englobando a área do PISNC (a) e imagem da elevação (m) da área de estudo (b).

a)



b)

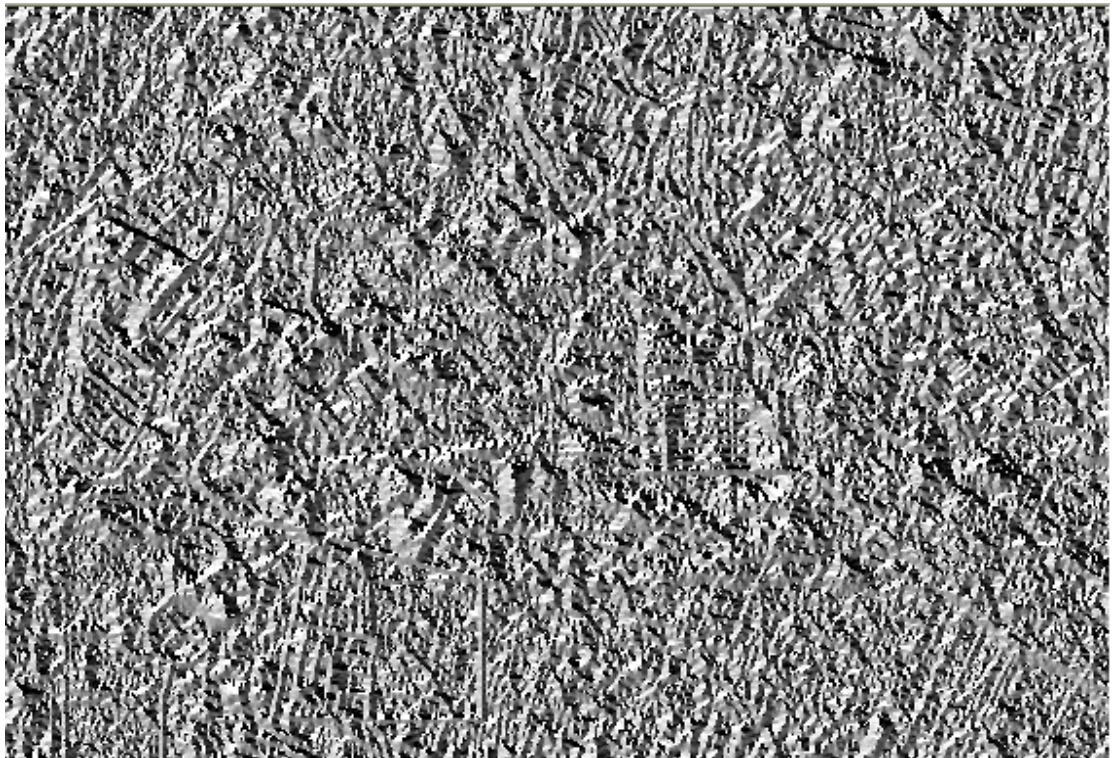


Figura 3.3 – Modelo de Elevação Digital (MED): a) inclinação (grau); b) uma imagem do ângulo azimutal da normal de cada pixel (grau).

A Tabela 3.2 apresenta algumas estatísticas da elevação, inclinação e azimute dos pixels criados com o Modelo de Elevação Digital (MED) para a área da estudo.

Tabela 3.2 – Dados estatísticos da Elevação inclinação e azimute dos pixels criados através do Modelo de Elevação Digital para a área de estudo.

	Mínima	Máxima	Média	Desvio Padrão
Elevação (metros)	311	786	521,4	96,69
Inclinação (graus)	0	62	5,5	9,0
Azimute da normal da superfície (graus)	0	359,6	176,6	106,4

3.2 - MÉTODOS

Para o processamento das imagens foram desenvolvidos modelos através da ferramenta Model Maker do ERDAS Imagine 8.5. Para proporcionar uma melhor compreensão das diversas etapas do processamento das imagens e modelos elaborados, foi elaborado o fluxograma representado na Figura 3.4 com todas as etapas de obtenção do balanço de radiação à superfície.

3.2.1 - Calibração radiométrica – Etapa 1

A primeira variável a ser obtida é o saldo de radiação à superfície (R_n). Para tanto, são efetuadas 11 etapas implementadas com a ferramenta Model Maker do software ERDAS Imagine 8.5. A Etapa 1 constituiu-se do cômputo da radiância espectral de cada banda (L_{λ_i}), ou seja, efetivação da Calibração Radiométrica, em que o número digital (ND) de cada pixel da imagem é convertido em radiância espectral monocromática. 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 nível do satélite Landsat (705 Km), para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7. Para a banda 6, essa radiância representa a energia emitida por cada pixel. A obtenção da radiância de cada banda é feita segundo a equação de Markham and Baker (1987):

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

onde a e b são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$) conforme Tabela 3.1, ND é a intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 255) e i corresponde as bandas (1, 2, ... e 7) do satélite TM - Landsat 5.

3.2.2 – Reflectância monocromática– Etapa 2

A Etapa 2 compreende o cômputo da reflectância monocromática de cada banda (ρ_{λ_i}), definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletida e o fluxo de radiação solar incidente que é obtida segundo a equação (Allen et al., 2002):

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

onde L_{λ_i} 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 e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (em unidade astronômica – UA), dada por (Iqbal, 1983):

$$\left(\frac{r}{r_0}\right)^2 = 1,000110 + 0,034221 \cos \Gamma + 0,001280 \sin \Gamma + 0,000719 \cos 2 \Gamma + 0,000077 \sin 2 \Gamma \quad (3.3)$$

onde $\Gamma = 2 \pi(D-1) / 365$ (rad) e D é a ordem de dia do ano.

Para 04 de dezembro de 2000 d_r foi igual a 0,98 e para 04 de outubro de 2001 foi igual a 1,00. O ângulo zenital solar é informado no cabeçalho das imagens adquiridas, ou seja: para DJ = 338 tem-se $Z = 31,30^\circ$ e para DJ = 277 tem-se $Z = 30,03^\circ$.

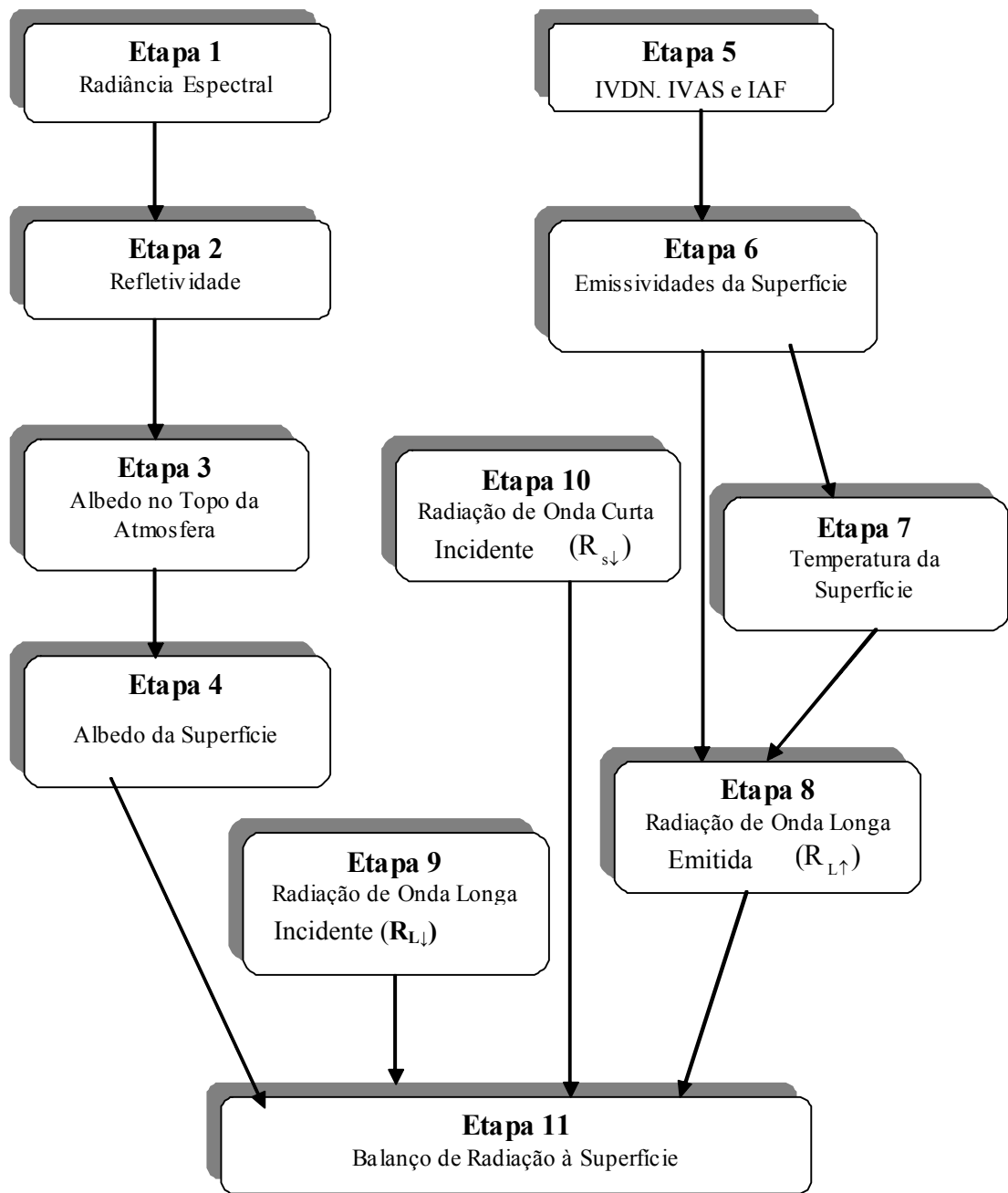


Figura 3.4 – Fluxograma das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície.

3.2.3 – Albedo no Topo da Atmosfera - Etapa 3

A Etapa 3 representa o cômputo do albedo no topo da atmosfera (α_{toa}), isto é, o albedo não ajustado a transmissividade atmosférica, que é obtida pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas:

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (3.4)$$

onde 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.

3.2.4 – Albedo da Superfície – Etapa 4

Na Etapa 4 obtém-se o albedo da superfície (α) ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos pela equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (3.5)$$

onde α_{toa} é o albedo planetário, α_p é a radiação solar refletida pela atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, mas para o modelo SEBAL é recomendado o uso do valor de 0,03, com base em Bastiaanssen (2000) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica, que para condições de céu claro, pode ser obtida por (Allen et al., 2002):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2.10^{-5} z \quad (3.6)$$

onde z é a altitude de cada pixel (m). Para efeito de simplificação, foi utilizado $z = 376$ m que representa a altitude da cidade de Petrolina – PE, sendo admitido que na área estuda a mesma era constante para todos os pixels, obtendo-se $\tau_{sw} = 0,75752$.

3.2.5 – Índices de Vegetação: IVDN, IVAS e IAF – Etapa 5

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) é obtido através da razão entre a diferença das refletividades do Infravermelho próximo (ρ_{IV}) e do vermelho (ρ_V) e a soma das mesmas (Allen et al. 2002):

$$IVDN = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (3.7)$$

onde ρ_{IV} e ρ_V correspondem, respectivamente, as bandas 4 e 3 do TM - Landsat 5. O IVDN é um indicador sensível da quantidade e da condição da vegetação verde. Seus valores variam

de -1 a +1 e para superfícies com alguma vegetação o IVDN varia de 0 a +1, já para a água e nuvens o IVDN geralmente é menor que zero.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (IVAS) que é um índice que busca amenizar os efeitos do “background” do solo, foi utilizada a expressão (Huete, 1988):

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (3.8)$$

onde L é constante, neste estudo, utilizou-se $L = 0,5$, que é o valor mais freqüente na literatura (Accioly et al., 2002; Boegh et al., 2002).

O Índice de Área Foliar (IAF) é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. O IAF é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem sendo o mesmo computado pela seguinte equação empírica obtida por Allen et al., (2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (3.9)$$

3.2.6 – Emissividades – Etapa 6

Para a obtenção da temperatura da superfície, foi utilizada a equação de Planck invertida, válida para um corpo negro. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal ϵ_{NB} . Por sua vez, quando do cômputo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, há de ser considerada a emissividade de banda larga ϵ_0 (6 – 14 μm). Segundo Allen et al. (2002), as emissividades ϵ_{NB} e ϵ_0 podem ser obtidas, para $IVDN > 0$ e $IAF < 3$, por:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331 IAF \quad (3.10a)$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 IAF \quad (3.10b)$$

Para pixels com $IAF \geq 3$, $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$. Para corpos de água ($IVDN < 0$), no caso da área de estudo a água da lago de Sobradinho e do leito do rio São Francisco, foram utilizados os valores de $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_0 = 0,985$, conforme Allen et al. (2002).

3.2.7 – Temperatura da Superfície – Etapa 7

Para a obtenção da temperatura da superfície (T_0) foram utilizados a radiância espectral da banda termal $L_{\lambda,6}$ e a emissividade ϵ_{NB} obtida na etapa anterior. Dessa forma, obteve-se a temperatura da superfície (K) pela seguinte expressão (Morse et al., 2000; Allen et al., 2002):

$$T_0 = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB}K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (3.11)$$

Onde K_1 e K_2 são constantes iguais a $607,76 \text{ Wm}^2\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $1260,56 \text{ K}$, respectivamente

3.2.8 – Radiação de Onda Longa Emitida – Etapa 8

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

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (3.12)$$

onde ϵ_0 é a emissividade de cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_s é a temperatura da superfície (K).

3.2.9 – Radiação de onda curta incidente – Etapa 9

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

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (3.13)$$

onde S é a constante solar (1367 Wm^{-2}), Z é ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica. $R_{s\downarrow}$ foi considerado constante em toda a área de estudo e dessa forma foram obtidos para as imagens de 04/12/2000 e de 04/10/2001 os seguintes valores: $867,3 \text{ Wm}^{-2}$ e $896,5 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente.

3.2.10 – Radiação de onda longa incidente – Etapa 10

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

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (3.14)$$

onde ε_a é a emissividade atmosférica obtida por: $\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln\tau_{sw})^{0,09}$ (Bastiaanssen, 1995; Allen et al., 2002), σ é a constante de Stefan-Boltzman e T_a é a temperatura do ar (K). Para 04 de dezembro de 2000 obteve-se $T_a = 301,7$ K e para 04 de outubro de 2001 obteve-se $T_a = 302,9$ K. Esses valores foram obtidos na Estação Meteorológica localizada no município de Petrolina – PE, às 10h.

3.2.11 – Saldo de radiação – Etapa 11

O saldo de radiação à superfície R_n (Wm^{-2}) foi computado utilizando-se a seguinte equação do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o) R_{L\downarrow} \quad (3.15)$$

onde $R_{s\downarrow}$ é a radiação de ondas curtas incidente, α é o albedo corrigido de cada pixel, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ε_o é a emissividade de cada pixel.

3.3 – Modificações no Balanço de Radiação com o MED

Uma vez concluídas todas as etapas de 1 a 11, e gerados os mapas de R_n , são introduzidas novas etapas computacionais visando corrigir os efeitos que a altitude, inclinação e aspecto de cada pixel causam na reflectância monocromática, com impactos previsíveis nos índices de vegetação, albedo e mesmo na emissividade.

3.3.1 – Cálculo do ângulo zenital do Sol com MED

O SEBAL proporciona estimativas precisas da evapotranspiração de áreas agrícolas e de bacias hidrográficas, para superfícies relativamente planas. No entanto, quando as áreas

apresentam acentuadas inclinações, o ângulo zenital do Sol relativo à normal de cada pixel pode diferir substancialmente daquele de superfície horizontal. Como resultado, há substanciais diferenças no cálculo da reflectividade monocromática e em todos os parâmetros derivados da mesma.

O Modelo de Elevação Digital possui três importantes informações acerca da área de estudo: elevação, inclinação e orientação (ou ângulo azimutal da normal à superfície de cada pixel). Com base nessas informações é calculado o ângulo zenital do Sol relativo a cada pixel e, na seqüência, analisada a interferência que o mesmo provoca no Rn.

Ao considerar-se superfícies planas com inclinação i em relação ao Plano do Horizonte local, e azimute da normal da superfície a , o ângulo zenital do Sol (Z_i) referente à essa normal, é dado por (Iqbal, 1983):

$$\cos Z_i = \frac{\sin(\delta) [\sin(\phi) \cos(\delta) - \cos(\phi) \sin(i) \cos(a)] + \cos(\delta) \cos(h)}{[\cos(\phi) \cos(i) + \sin(\phi) \sin(S) \cos(a)] + \cos(\delta) \sin(i) \sin(a) \sin(h)} \quad (3.16)$$

em que δ é a declinação do Sol, ϕ é a latitude do pixel (positiva no Hemisfério Norte e negativo no Hemisfério Sul.), h é o ângulo horário (positivo antes do meio-dia e negativo após o mesmo). Deve ser observado que $a = 0$ corresponde ao azimute Sul, e o mesmo é positivo contado a partir dessa direção e no sentido anti-horário.

Com o ângulo zenital obtido acima, foram recalculados as reflectâncias monocromáticas (Etapa 2), os albedos planetário (Etapa 3) e da superfície (Etapa 4), além dos índices de vegetação (Etapa 5), emissividade (Etapa 6), radiação solar incidente (Etapa 9) e o saldo de radiação (Etapa 11).

4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Tabela 4.1 apresenta valores da declinação solar, ângulo zenital (sem o MED), ângulo horário, distância relativa Terra-Sol e a temperatura do ar próximo à superfície na hora da passagem do TM - Landsat 5 para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001

Tabela 4.1 – Valores da declinação solar, ângulo zenital, ângulo horário, distância relativa Terra-Sol, a temperatura do ar próximo à superfície na hora da passagem do satélite para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001.

Parâmetros / dias	04/12/2000	04/10/2001
Declinação solar (δ) Graus	- 22,19°	- 4,11°
Ângulo zenital (Z) Graus	31,30°	33,02°
Ângulo horário (ω) Graus	33°	33°
Distância relativa Terra-Sol d_{T-S} (UA)	1,0301	0,9994
Temperatura do ar próximo a superfície T_0 (K)	301,75	302,95

A Tabela 4.2 apresenta dados estatísticos do ângulo zenital do Sol usado na correção do albedo (equação 3.16) para os dias 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001.

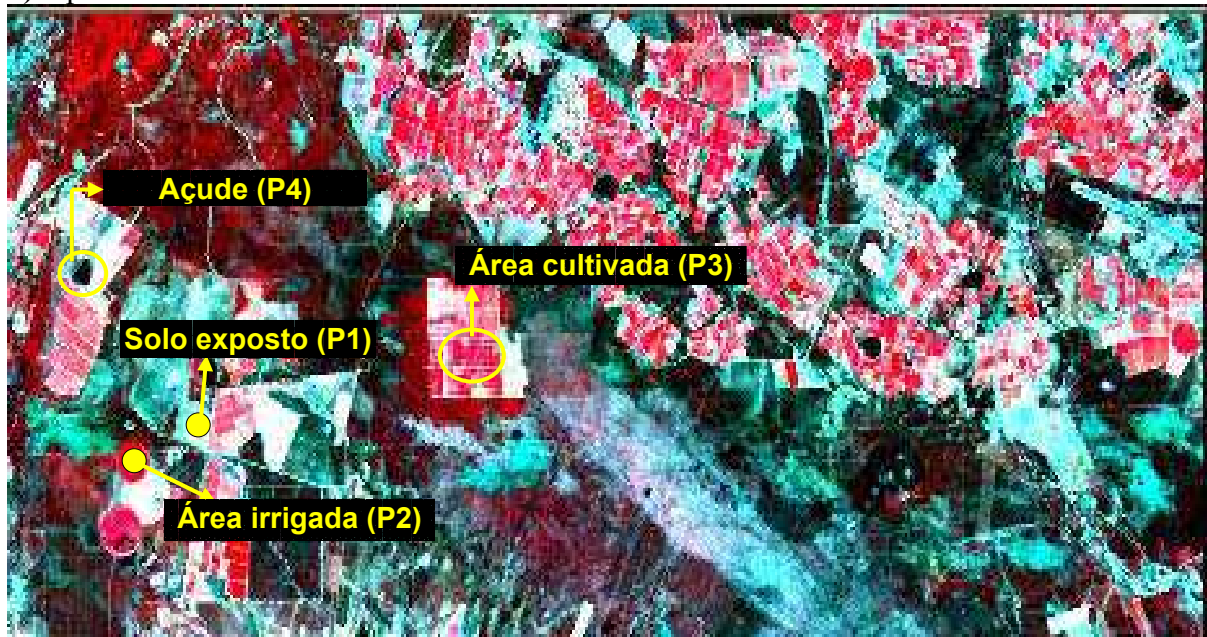
Tabela 4.2 – Valores do ângulo Zenital do Sol (Z), Mínimo, Máximo, Médio, Moda e o Desvio Padrão para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, da área total de estudo, com o Modelo de Elevação Digital (MED).

Ângulo Zenital (graus)	Mínimo	Máximo	Médio	Moda	Desvio Padrão
04/12/2000	31,99	54,47	46,94	47,89	3,97
04/10/2001	32,18	55,11	47,27	47,85	3,49

A Figura 4.1(a, b) representa a composição falsa cor RGB das bandas 2, 3 e 4 referente à área de estudo, com quatro “Pixels” preestabelecidos, do TM - Landsat 5, representativos das seguintes áreas: com solo exposto, com vegetação irrigada, cultivada e área com espelho de água (açude), representadas por P1, P2, P3 e P4, respectivamente, para os dias 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001, respectivamente, através das quais se efetuaram os cálculos inerentes ao estudo. De um modo geral, observa-se uma variedade de tons, cores e geometria (retângulos, círculos entre outros).

A coloração avermelhada representa na imagem as áreas com vegetação de grande porte sob prática de irrigação. Analisando as áreas avermelhadas, observa-se uma mudança na resposta espectral dos respectivos alvos. Essas áreas aparecem em tonalidades diferentes, ou seja, na imagem do dia 04/12/2000 predomina uma tonalidade vermelha claro, enquanto na imagem do dia 04/10/2001 predomina a tonalidade vermelha escuro. Essa observação é devido ao fato de que no instante do imageamento, as áreas irrigadas para o dia 04/12/2000 estavam com cultivos mais recentes do que na imagem para o dia 04/10/2001. As áreas em tons esverdeados representam a vegetação nativa e as que apresentam tonalidades em azul claro, passando para branco, são de áreas de solo exposto e estão situadas, em grande parte, às margens do Rio São Francisco e em áreas de atividades agrícolas as quais estão sendo preparadas para a implantação de uma nova cultura.

a) – para o dia 04/12/2000.



b) – para o dia 04/10/2001

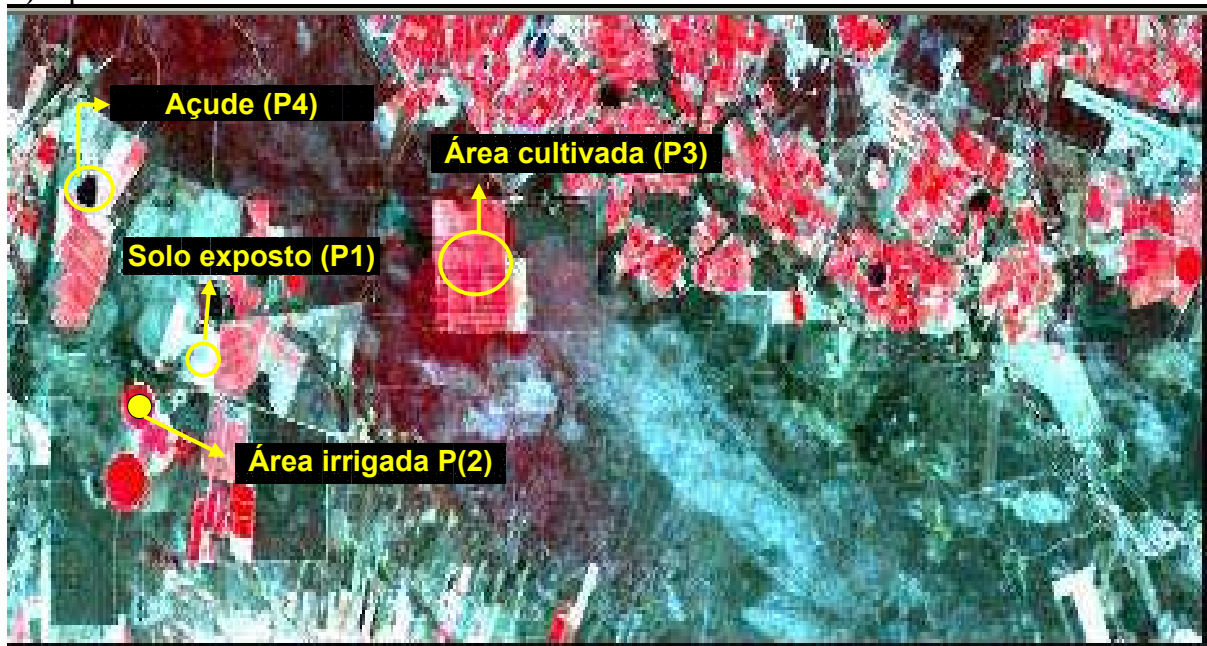


Figura 4.1 – Imagem TM - Landsat 5 em composição falsa cor RGB das bandas 2, 3 e 4 referente à área de estudo, com quatro alvos preestabelecidos, para os dias a)04/12/2000 e b) 04/10/2001.

4.1 – Transmissividade e Emissividade

A transmissividade estimada com base na altitude de Petrolina foi de 0,75 (considerado constante para toda a área) e a estimada com o MED obteve os valores mínimos, máximos e médios de aproximadamente: 0,756, 0,766 e 0,760 (Figura 4.2), respectivamente, em ambos os dias estudados. A Figura 4.2 (a e b) representa os histogramas da transmissividade atmosférica dos dias 04/12/2000 e 04/10/2001, com a aplicação do Modelo de Elevação Digital, respectivamente, cuja linha vertical vermelha representa a média dos valores estimados, ou seja, 0,76 aproximadamente em ambos os dias estudados. Portanto, não houve variação na estimativa da transmissividade atmosférica entre os métodos.

A Tabela 4.3 apresenta valores instantâneos da emissividade da superfície de quatro alvos selecionados com e sem o MED para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001.

Nos alvos P1, os valores da emissividade da superfície ficaram em torno de 0,971 e 0,974, para o dia 04/12/2000, com e sem o MED, respectivamente e 0,974 para o dia 04/10/2001, em ambos os métodos. Para os alvos P2 obteve-se 0,98 em ambos os dias, com a aplicação do MED e 0,99 e 0,98 para os anos de 2000 e 2001, respectivamente, sem a aplicação do MED. No alvo de áreas cultivadas (P3) a emissividade ficou em torno de 0,973 para o ano 2000 com o MED e 0,980 nos anos 2000 e 2001, com e sem o MED, respectivamente. Já para o alvo P4 obteve-se 0,970 e 0,985 nos anos 2000 e 2001, com a aplicação do MED, respectivamente e 0,99 nos anos 2000 e 2001, em ambos os métodos, (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 – Valores da emissividade da superfície, com e sem o Modelo de Elevação Digital, para os 04 alvos da superfície da área em estudo, nos dias 04/12/2000 e 04/10/2001.

Emissividade da Superfície	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5,02" S)	Açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
com o MED – 2000	0,971	0,980	0,973	0,970
sem o MED – 2000	0,974	0,990	0,980	0,990
com o MED – 2001	0,974	0,980	0,980	0,985
sem o MED – 2001	0,974	0,980	0,980	0,990

As Figuras 4.3 e 4.4 representam os histogramas da emissividade da superfície dos dias 04/12/2000, com e sem o MED e 04/10/2001 com e sem o MED, respectivamente. A

média dos valores estimados é representada pela linha vermelha. A Tabela 4.4 apresenta valores mínimos, máximos, médios, moda e desvio padrão da emissividade da superfície para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, com e sem a aplicação do MED.

Os valores mínimos para as imagens dos anos 2000 foram de 0,970 e 0,972 com e sem o MED, respectivamente e para o ano 2001 foi de 0,972, em ambos os métodos. Os valores máximos sofreram uma pequena variação nas imagens do ano 2000 e 2001, com a aplicação do MED, com valores iguais a 0,976 e 0,982 e sem o MED não houve variação, com valor igual a 0,990. A moda foi igual a 0,970 e 0,975 com e sem o MED, respectivamente, para o dia 04/12/2000 e 0,973 para o dia 04/10/2001, em ambos os métodos. A imagem do ano 2000 obteve valores médios de 0,972 com o MED e 0,975 sem o MED e para a de 2001 a média foi de 0,974 em ambos os métodos. A moda apresentou valores iguais a 0,970 e 0,975 para 2000 com e sem o MED, respectivamente e para 2001 0,973 em ambos os métodos.

Tabela 4.4 – Valores estatísticos da emissividade da superfície (mínimo, máximo, médio, moda e o desvio padrão) para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, da área total de estudo com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).

Emissividade da Superfície	Mínimo	Máximo	Média	Moda	Desvio Padrão
Com o MED - 2000	0,970	0,976	0,972	0,970	0,001
Sem o MED - 2000	0,972	0,990	0,975	0,975	0,002
Com o MED - 2001	0,972	0,982	0,974	0,973	0,001
Sem o MED - 2001	0,972	0,990	0,974	0,973	0,002

A Figura 4.3C representa o histograma da imagem da diferença da emissividade para o dia 04/12/2000, com e sem o MED. Analisando a figura temos que o valor mínimo da diferença foi de 0,0018 e o máximo 0,0062, com um valor médio de 0,003 caracterizando uma pequena variação entre os métodos.

As Figuras 4.5 e 4.6 representam as imagens da emissividade da superfície (ϵ_0) dos dias 04/12/2000 e 04/10/2001 com e sem a aplicação do MED, respectivamente. Analisando as referidas imagens, temos que as áreas com tonalidades rosa representam valores de emissividade inferiores a 0,974 para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001 em ambos os métodos. As áreas com tonalidades vermelhas representam os maiores valores de emissividade, ou seja, maiores que 0,976 para os dois anos estudados, com e sem o MED correspondendo às áreas irrigadas e cultivadas.

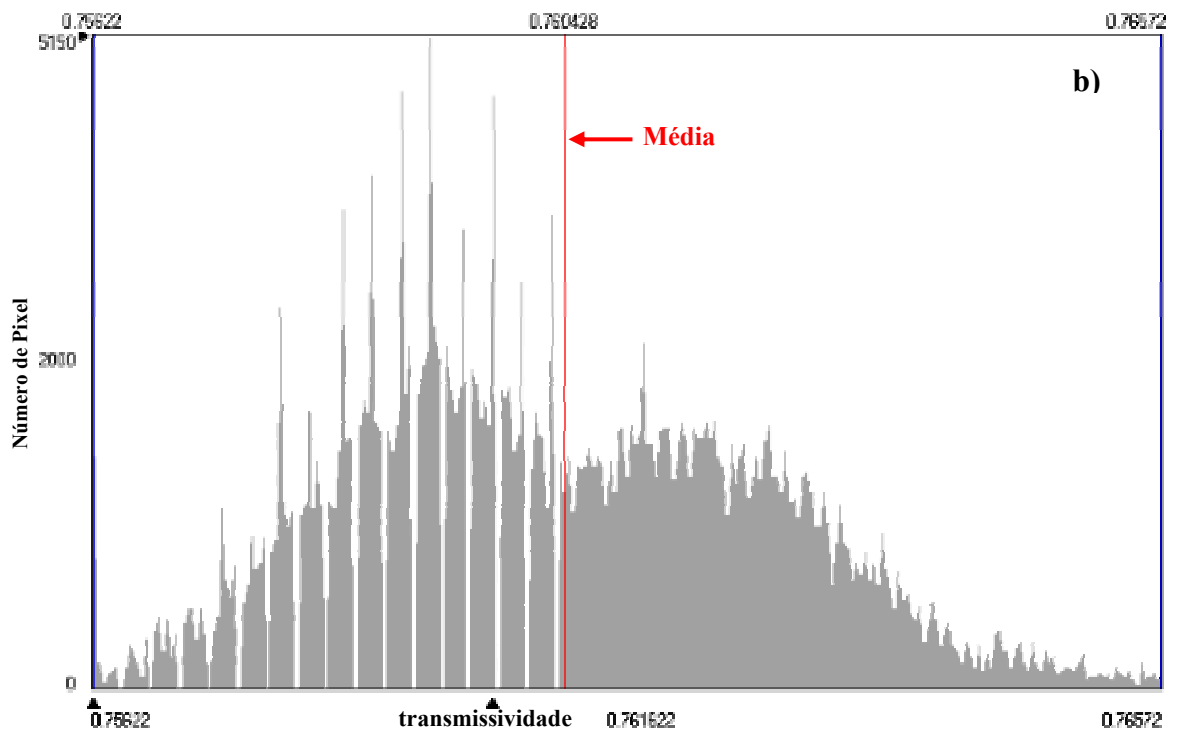
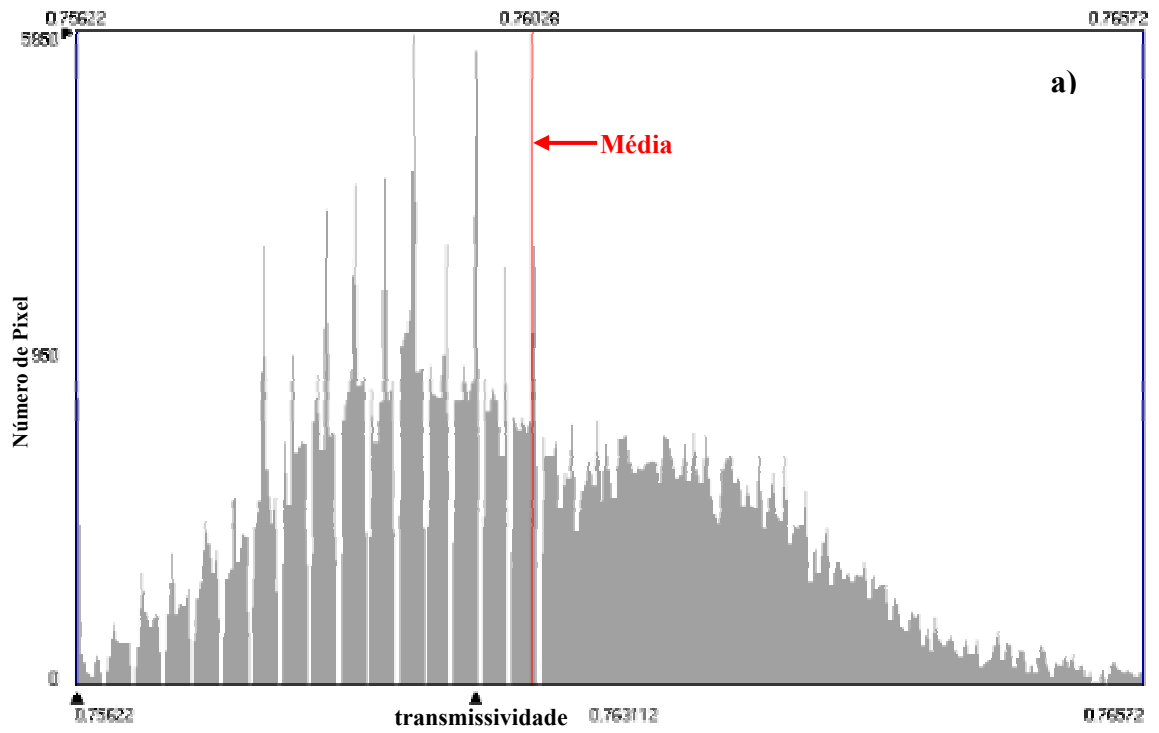


Figura 4.2 – Histograma da freqüência da transmissividade atmosférica com o Modelo de Elevação Digital (a) para o dia 04/12/2000 e (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

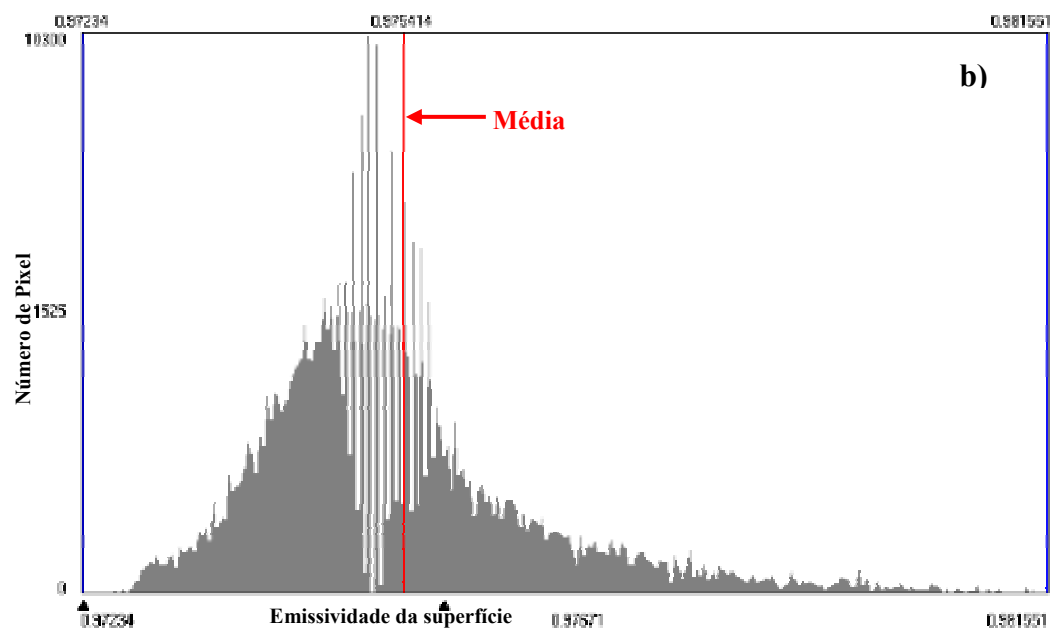
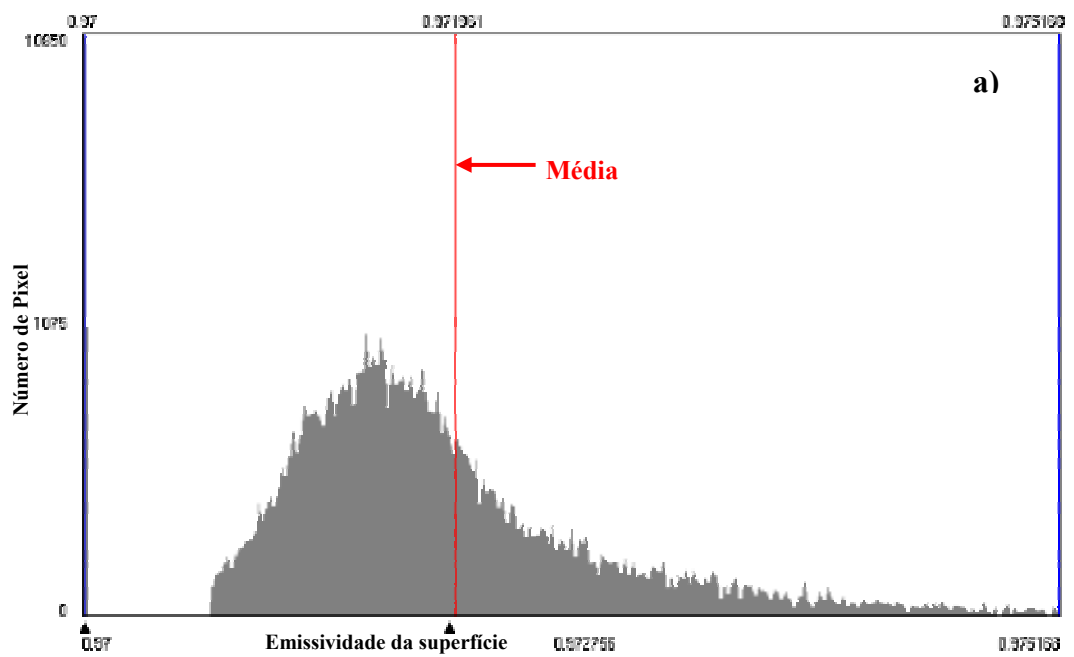


Figura 4.3 – Histograma de frequência da emissividade da superfície com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

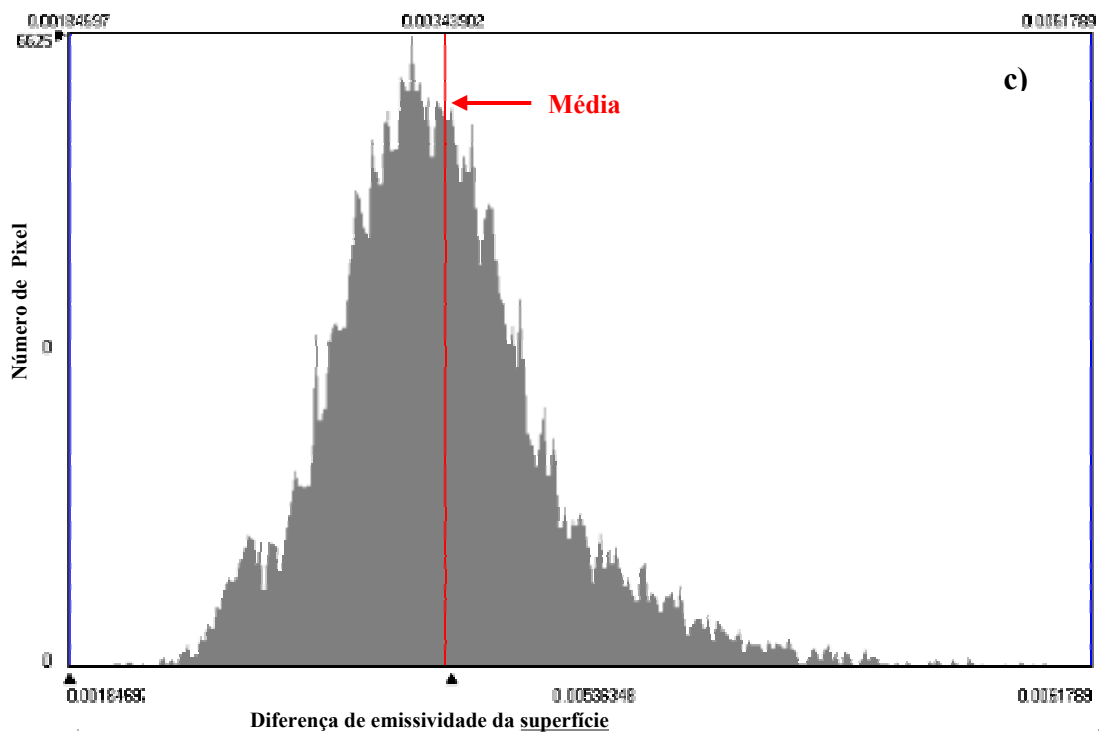


Figura 4.3C – Histograma de frequência da imagem da diferença de emissividade da superfície para o dia 04 de dezembro de 2000, com e sem o MED.

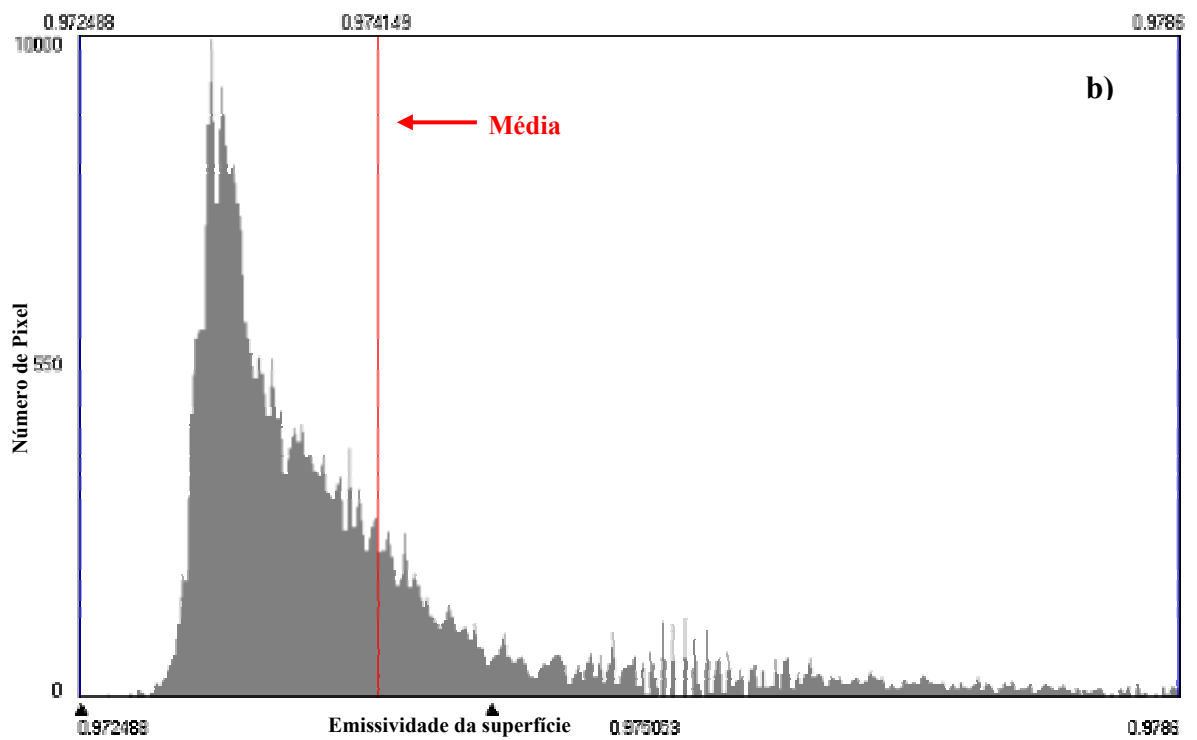
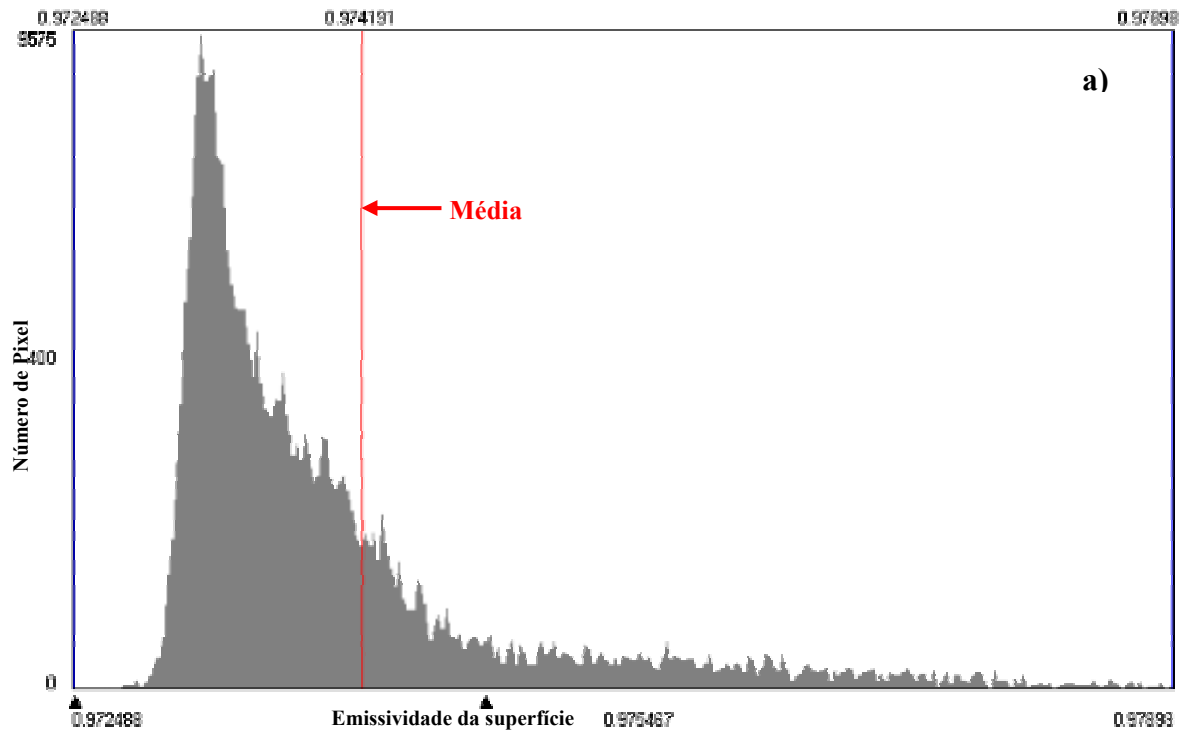


Figura 4.4 – Histograma de frequência da emissividade da superfície com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

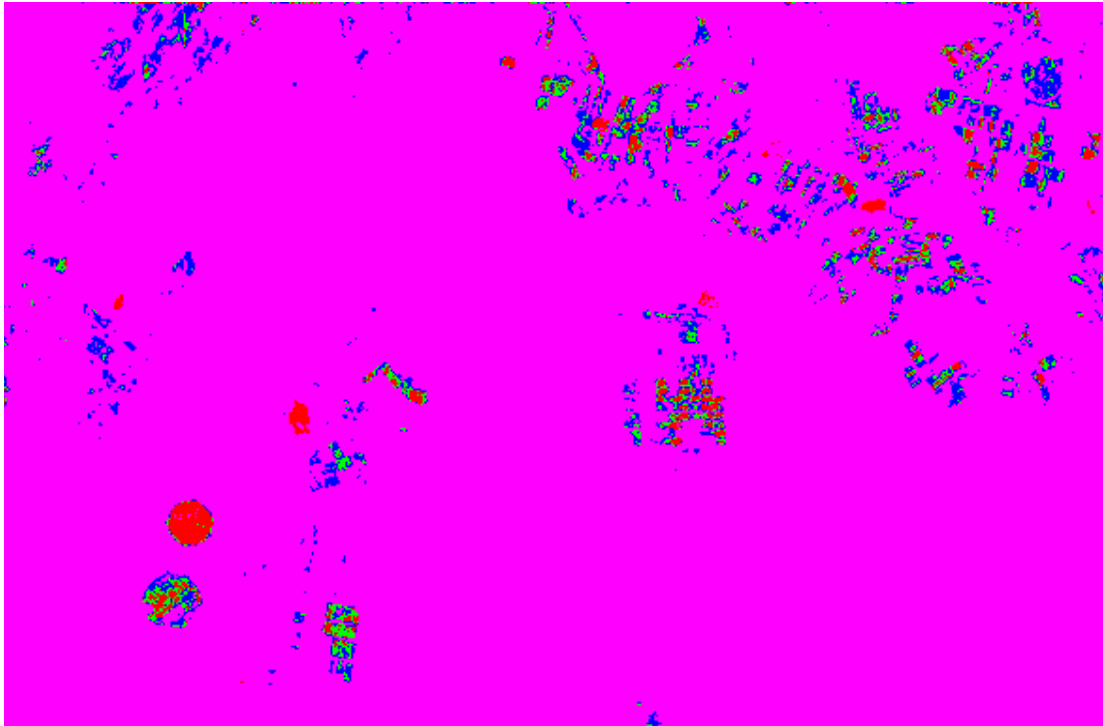
As áreas com tons azuis e verdes apresentam valores intermediários de emissividade correspondente às áreas de solo exposto e vegetação nativa. Observa-se nas áreas com tonalidade azulada, intervalos de 0,974 a 0,975 para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, em ambos os métodos. Já a área com tonalidade esverdeada apresentam intervalos de 0,975 a 0,976 para os dias dos anos estudados, em ambos os métodos. A Figura 4.5a, com o MED, se caracteriza com um grande número de pixels inferiores a 0,974, por isso a diferença da tonalidade rosa entre os métodos. Já para a Figura 4.6 nota-se pequenas diferenças entre as imagens com e sem o MED corroborando com nossa análise.

Becker (1987) e Quaidrari et al. (2002) sugerem que a emissividade da superfície pode ser a causa de erros na estimativa de temperatura da superfície através de imagens de satélite. Quaidrari et al., (2002) afirmaram ainda que a emissividade de áreas vegetadas fica próxima a 0,98 e com uma variação de 0,92 a 0,96, para solos expostos. Nas áreas de solo nu esses valores variam entre 0,91 e 0,93. Morse et al., (2001) e Allen et al., (2002), utilizando o SEBAL em Idaho nos Estados Unidos arbitraram um limite inferior para a emissividade de solos descobertos, de 0,965.

Bastiaanssen (2000) encontrou valores de emissividade iguais a 0,93 para pixels secos e 1,0 para pixel úmido, na Bacia do Lago de Gediz, na Turquia, com a aplicação do SEBAL. Valores compatíveis foram encontrados nessa pesquisa para área cultivada e açude, ou seja, 0,99 nos anos 2000 e 2001, com a aplicação do MED e 0,98 e 0,97 sem o MED, respectivamente para açude e para área cultivada 0,97 e 0,98 nos anos 2000 e 2001 com o MED, respectivamente e 0,98 nos anos 2000 e 2001, sem o MED.

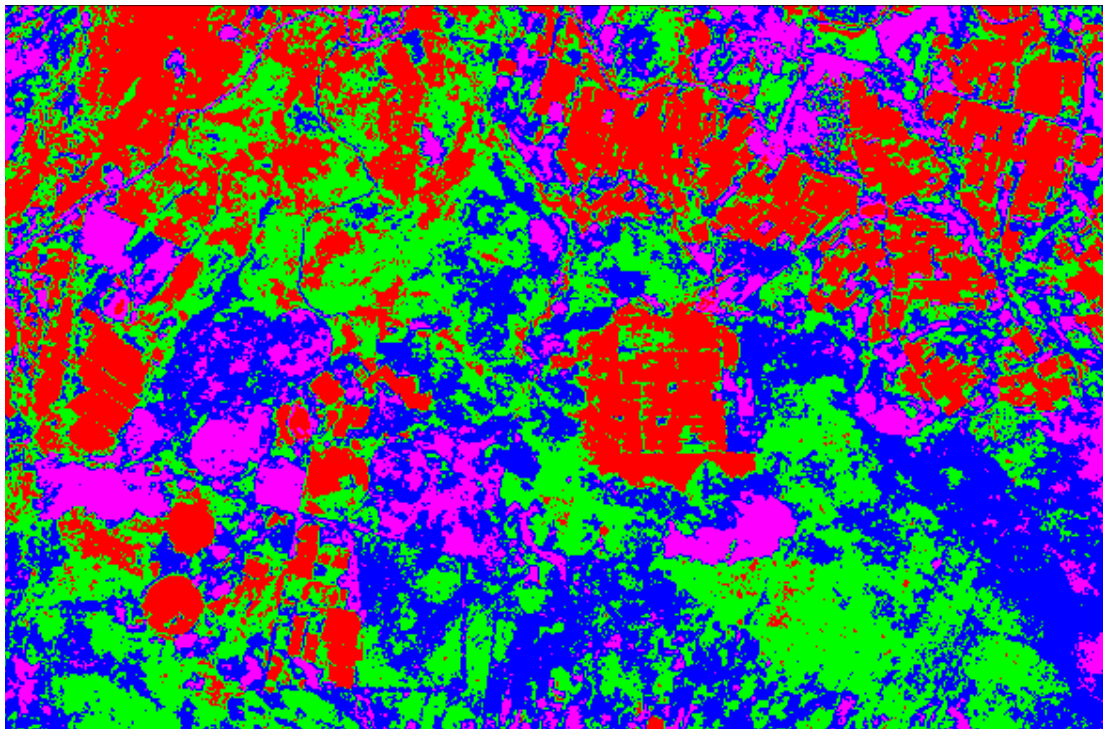
Concluindo a análise dos valores estatísticos da emissividade da superfície, referente à área total de estudo (Tabela 4.4 e Figuras 4.3, 4.3 C, 4.5 e 4.6) e os valores correspondentes aos alvos estudados, tem-se que: a emissividade da superfície apresentou uma pequena variação entre os métodos; os valores estimados da emissividade da superfície em ambos os métodos, estão de acordo com os valores encontrados pelos pesquisadores acima citados.

a)



■ $\epsilon_0 < 0,974$ ■ $0,974 < \epsilon_0 < 0,975$ ■ $0,975 < \epsilon_0 < 0,976$ ■ $\epsilon_0 > 0,976$

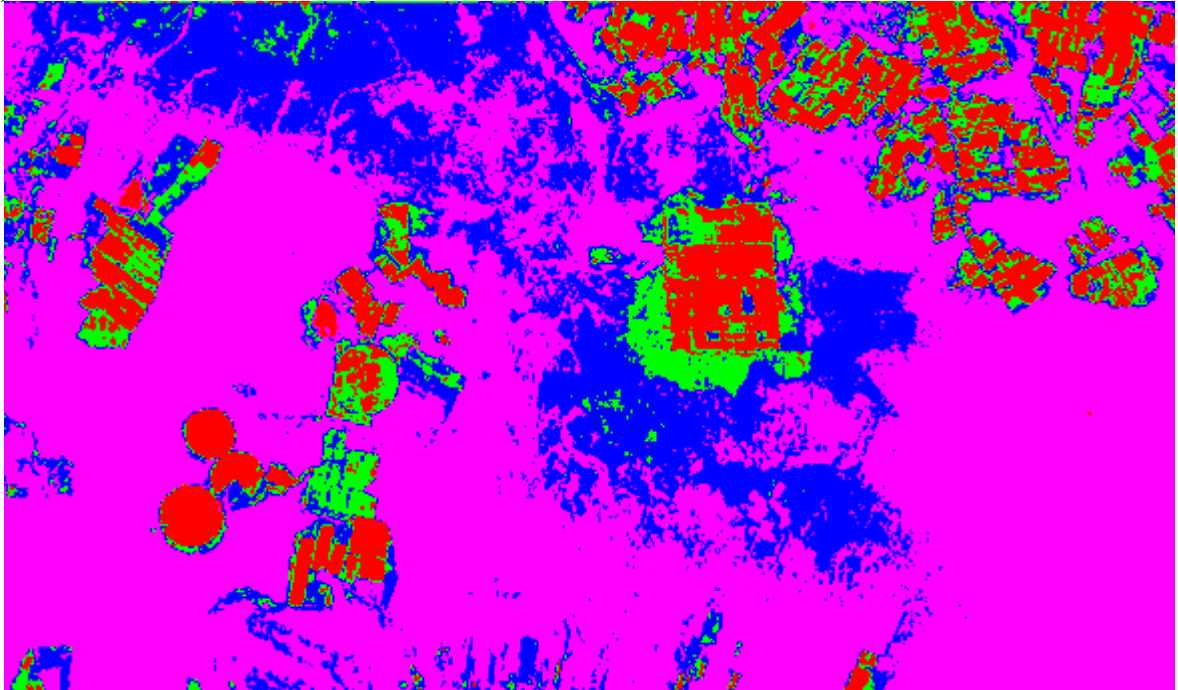
b)



■ $\epsilon_0 < 0,974$ ■ $0,974 < \epsilon_0 < 0,975$ ■ $0,975 < \epsilon_0 < 0,976$ ■ $\epsilon_0 > 0,976$

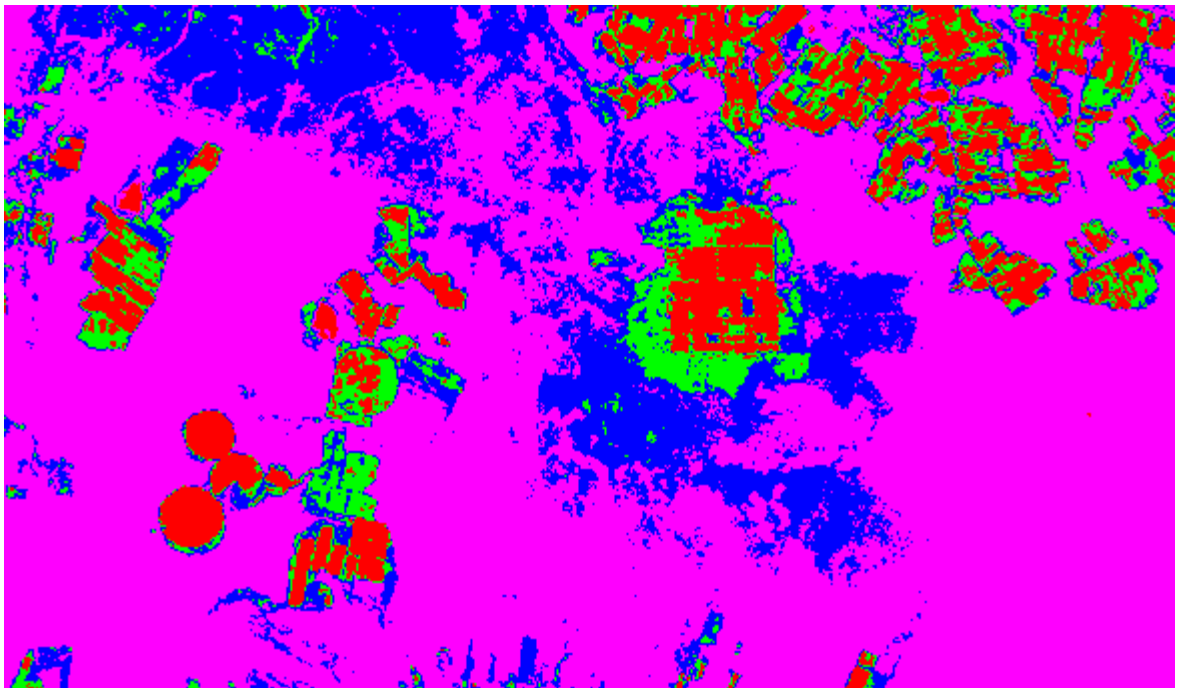
Figura 4.5 – Imagem da emissividade da superfície (ϵ_0) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

a)



■ $\epsilon_0 < 0,974$ ■ $0,974 < \epsilon_0 < 0,975$ ■ $0,975 < \epsilon_0 < 0,976$ ■ $\epsilon_0 > 0,976$

b)



■ $\epsilon_0 < 0,974$ ■ $0,974 < \epsilon_0 < 0,975$ ■ $0,975 < \epsilon_0 < 0,976$ ■ $\epsilon_0 > 0,976$

Figura 4.6 – Imagem da emissividade da superfície (ϵ_0) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

4.2 - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN)

A Tabela 4.5 apresenta valores instantâneos do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) de quatro alvos selecionados com e sem o MED para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001.

Para o alvo P1 no dia 04/12/2000, foram encontrados valores instantâneos do IVDN iguais a 0,198 com o MED e 0,196 sem o MED. Para o alvo P2, os valores foram de 0,779 com o MED e 0,774 sem o MED. Para o alvo P3 e P4, obtivemos os seguintes valores: P3, valores iguais a 0,494 e 0,492 com e sem o MED, respectivamente, e para o alvo P4 valores iguais a - 0,094 e - 0,096 com e sem o MED, respectivamente. Portanto, esses resultados mostram que não houve variações no IVDN com e sem o MED para o dia e ano em questão.

Para o dia 04/10/2001 com e sem o MED, respectivamente, tem-se os seguintes valores do IVDN: para o alvo P1 tem-se 0,152 com o MED e 0,152 sem o MED; P2, 0,639 com o MED e 0,639 sem o MED e para o alvo P3 obtive-se 0,492 com o MED e 0,492 sem o MED e finalmente para o alvo P4, os valores foram de - 0,047 com o MED e - 0,037 sem o MED. Esses resultados mostram que para o dia e ano em questão, não houve variações nos valores instantâneos do IVDN estimados com e sem a aplicação do MED com exceção do alvo P4.

Analisando o alvo P1 referente à Tabela 4.5, notamos que houve uma variação de 4,6% entre os alvos com o MED e 4,0% entre os alvos sem o MED. De um modo geral, os valores do IVDN na imagem de 2000 são maiores que na imagem de 2001 em ambos os métodos. Os valores dos alvos P1 e P3, em ambos os dias estudados, não sofreram grandes variações, não havendo mudanças significativas de um ano para o outro. O mesmo não acontece com o alvo P2 onde houve uma variação de aproximadamente 0,14 entre o ano de 2000 e 2001. E finalmente no alvo P4 também ocorreu uma grande variação entre os anos. Observamos uma pequena variação no IVDN para a área irrigada, ou seja, 0,779 e 0,774, com e sem o MED para o ano 2000 e 0,639 e 0,639, com e sem o MED para o ano 2001 respectivamente e nas áreas cultivadas obtivemos 0,494 para 2000 e 0,468 para 2001, ambos com o MED e sem o MED obtivemos 0,492 para os dois anos.

Bastiaanssen (2000) utilizou o Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) na estimativa dos fluxos de calor sensível e latente, em áreas irrigadas da bacia do Gediz (Turquia) e analisando valores instantâneos de Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) em um pixel seco e um úmido, encontrou valores iguais a 0,22 e - 0,017 para cada pixel, respectivamente. Silva et al. (2002), também trabalhando com o SEBAL, encontrou

valores para alvos de área cultivada com fruteira, solo exposto e água de 0,71, 0,18 e -0,05, respectivamente. Huete and Tucker (1991) observaram que em solo exposto o IVDN varia de 0,05 a 0,30. Valores próximos aos obtidos por este trabalho.

Tabela 4.5 – Valores do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN), com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED), para os 04 alvos da superfície da área em estudo, nos dias 04/12/2000 e 04/10/2001.

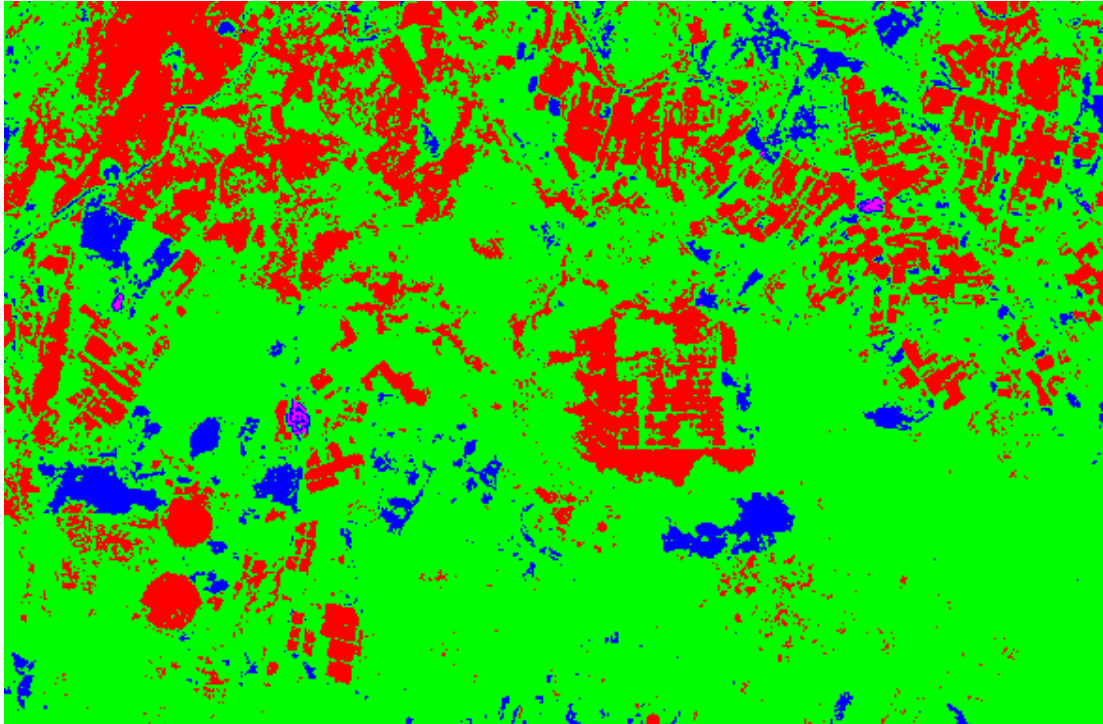
Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN)	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5,02" S)	Açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
com o MED – 2000	0,198	0,779	0,494	- 0,094
sem o MED – 2000	0,196	0,774	0,492	- 0,096
com o MED – 2001	0,152	0,639	0,492	-0,047
sem o MED – 2001	0,152	0,639	0,492	- 0,037

As Figuras 4.7 e 4.8 representam as imagens do IVDN para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001 com e sem a aplicação do Modelo de Elevação Digital (MED). Observando as referidas imagens, observa-se que as áreas com tonalidade rosa representam valores do IVDN inferiores a -0,097 no dia 04/12/2000 e 0,148 para o dia 04/10/2001 com e sem a aplicação do MED. As áreas com a tonalidade vermelha representam os valores superiores a 0,493 para o dia 04/12/2000 e 0,516 para o dia 04/10/2001, em ambos os métodos, correspondendo às áreas irrigadas e cultivadas. Os valores negativos do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) correspondem a alguns açudes e solos úmidos.

As áreas com tons azuis e verdes apresentam valores intermediários de IVDN correspondentes às áreas de solo exposto e vegetação nativa. Observa-se nas áreas com tonalidade azulada, intervalos de -0,09 a 0,200 para o dia 04/12/2000 e 0,148 a 0,331, com e sem o MED. Já a área com tonalidade esverdeada apresentam intervalos de: 0,200 a 0,493 para o ano 2000 com e sem o MED e 0,331 a 0,515 para o ano 2001 em ambos os métodos.

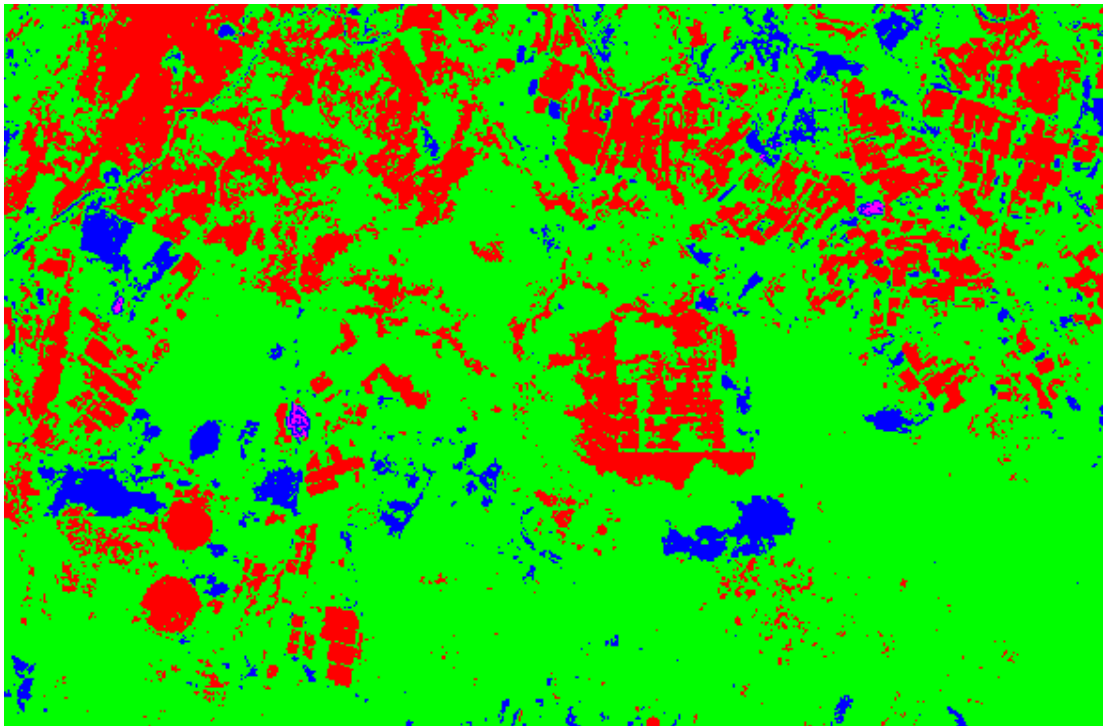
Observa-se nas imagens do IVDN, para o dia 04/12/2000, uma maior quantidade de áreas com tons avermelhados, indicando que não houve variação na densidade de vegetação em 2000.

a)



■ IVDN < -0,097 ■ -0,097 < IVDN < 0,200 ■ 0,200 < IVDN < 0,493 ■ IVDN > 0,493

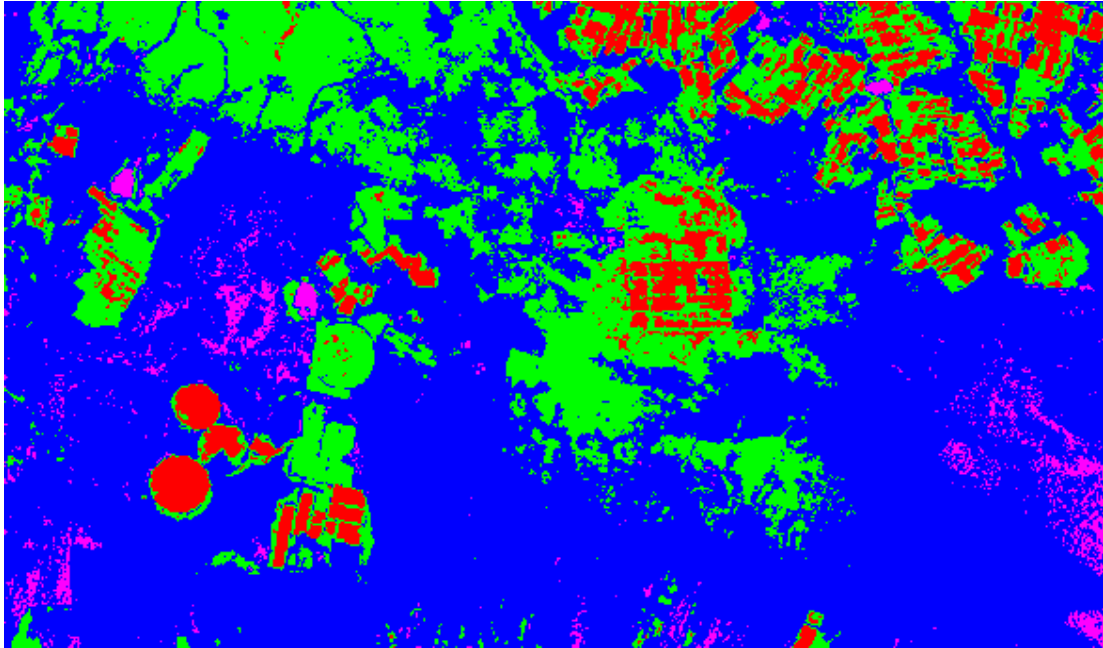
b)



■ IVDN < -0,097 ■ -0,097 < IVDN < 0,200 ■ 0,200 < IVDN < 0,493 ■ IVDN > 0,493

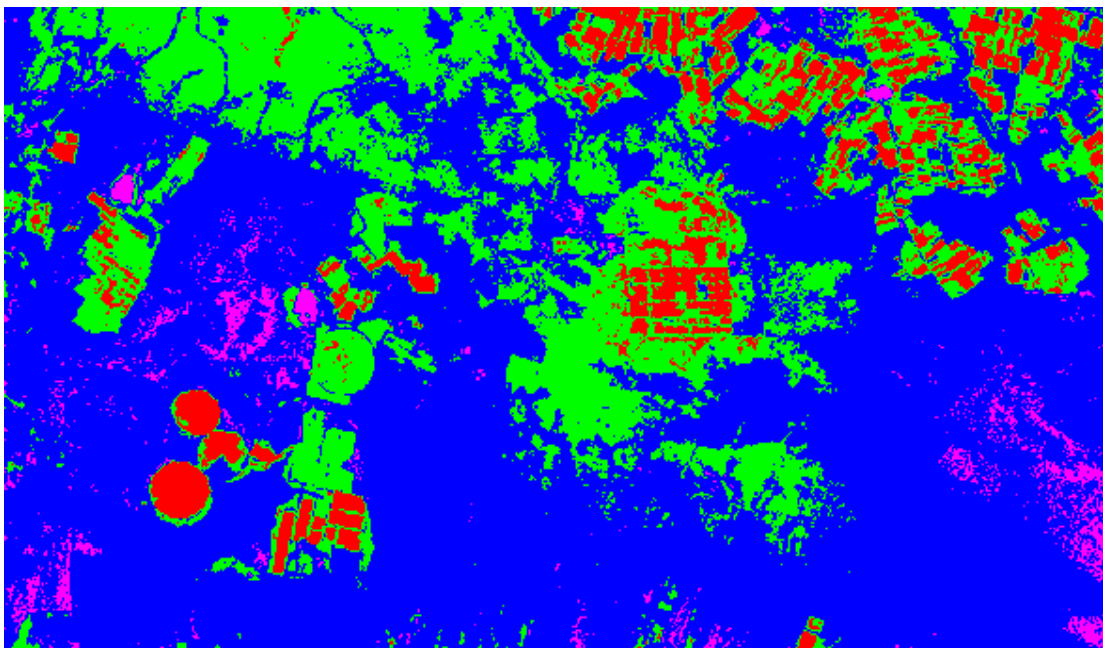
Figura 4.7 – Imagem do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

a)



■ IVDN < 0,148 ■ 0,148 < IVDN < 0,331 ■ 0,331 < IVDN < 0,516 ■ IVDN > 0,516

b)



■ IVDN < 0,148 ■ 0,148 < IVDN < 0,331 ■ 0,331 < IVDN < 0,516 ■ IVDN > 0,516

Figura 4.8 – Imagem do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

A Tabela 4.6 apresenta valores mínimos, máximos, médios, moda e do desvio padrão do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada para os dias 04/10/2000 e 04/10/2001, com e sem a aplicação do Modelo de Elevação Digital da área total de estudo, correspondente as Figuras 4.9 e 4.10 as quais representam os histogramas de frequência do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada, com e sem o MED para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, respectivamente.

Os valores mínimos do IVDN para a imagem do ano 2000 foram menores em ambos os métodos (com ou sem o MED) em relação à imagem do ano 2001. Os valores máximos foram praticamente os mesmos nas imagens estudadas, com e sem o MED. A imagem do ano 2000, apresenta valores médios superiores à imagem de 2001, sendo que os valores médios com a aplicação do MED, em ambas as imagens, foram maiores. A moda apresentou valores 0,464, 0,437 para 2000 e 0,196, 0,197 para 2001 com e sem o MED, respectivamente. Os desvios padrões apresentaram os mesmos valores para a imagem do ano 2000 (0,122) com e sem o MED; entretanto, na imagem 2001 houve uma variação nos resultados com o MED (0,128) e sem o MED (0,129), onde observa-se uma maior variabilidade nos dados.

Tabela 4.6 – Valores do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN), Mínimo, Máximo, Médio, Moda e o Desvio Padrão para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, da área total de estudo, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).

Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN)	Mínimo	Máximo	Média	Moda	Desvio Padrão
Com o MED – 2000	- 0,381	0,791	0,394	0,464	0,122
Sem o MED – 2000	- 0,383	0,790	0,392	0,437	0,122
Com o MED – 2001	- 0,045	0,736	0,283	0,196	0,128
Sem o MED – 2001	- 0,037	0,704	0,283	0,197	0,129

A Figura 4.9C representa o histograma de frequência da imagem da diferença do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada para o dia 04 de dezembro de 2000, com e sem o MED. Analisando a figura vê-se que o valor mínimo da diferença foi de 0,0077 e o máximo 0,0023, com um valor médio de 0,002 caracterizando uma pequena variação entre os métodos. Já para o dia 04/10/2001 não houve variação entre os métodos. Concluindo a análise dos valores estatísticos do IVDN referente à área total de estudo e de acordo com as Figuras 4.7, 4.8, 4.9, 4.9C e 4.10 e os valores correspondentes aos alvos estudados, tem-se que o IVDN não apresentou variação significativa entre os métodos. Os valores estimados dos alvos estudados são aproximadamente semelhantes àqueles pesquisados pelos autores citados.

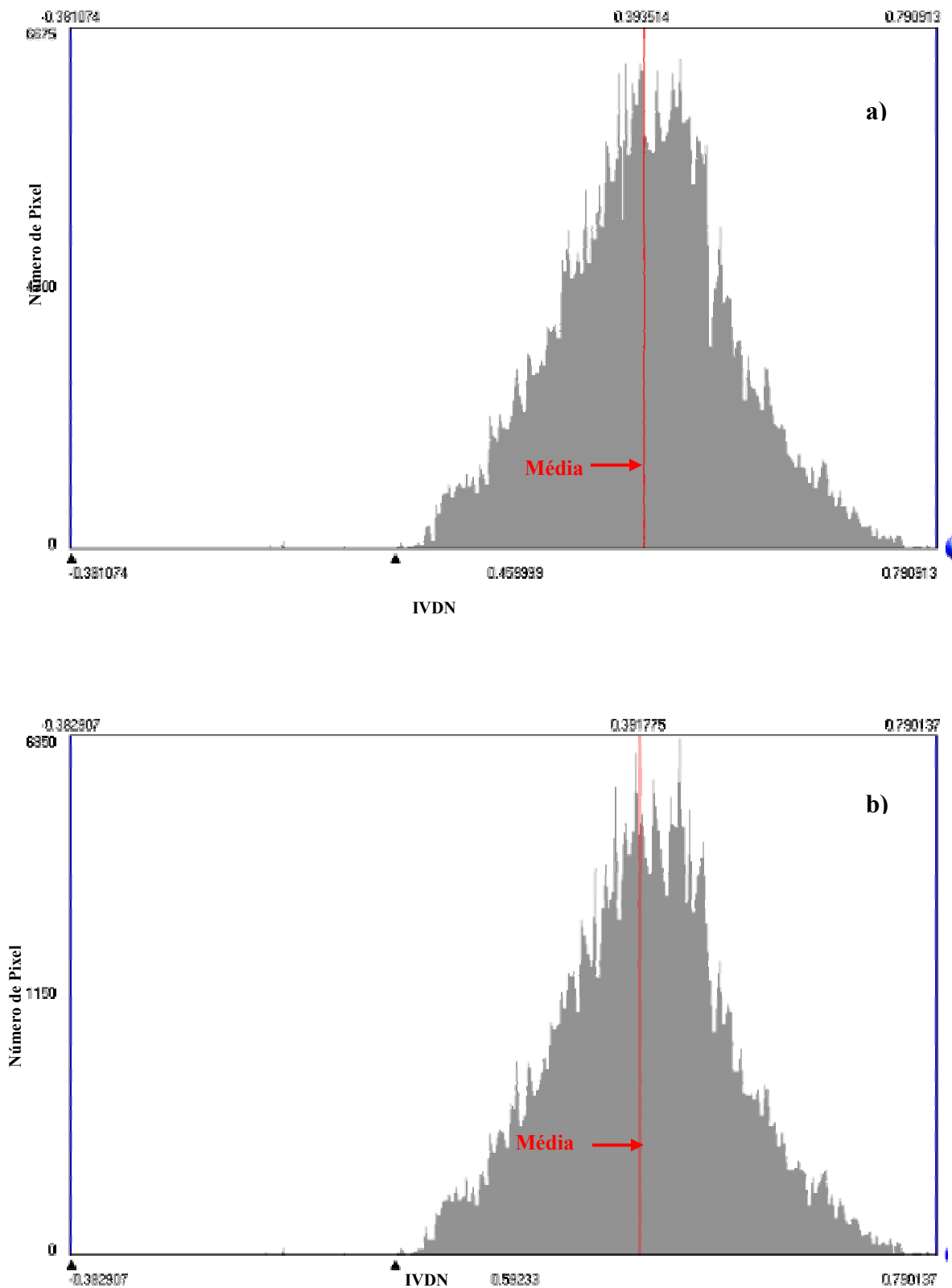


Figura 4.9 - Histograma de frequência do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

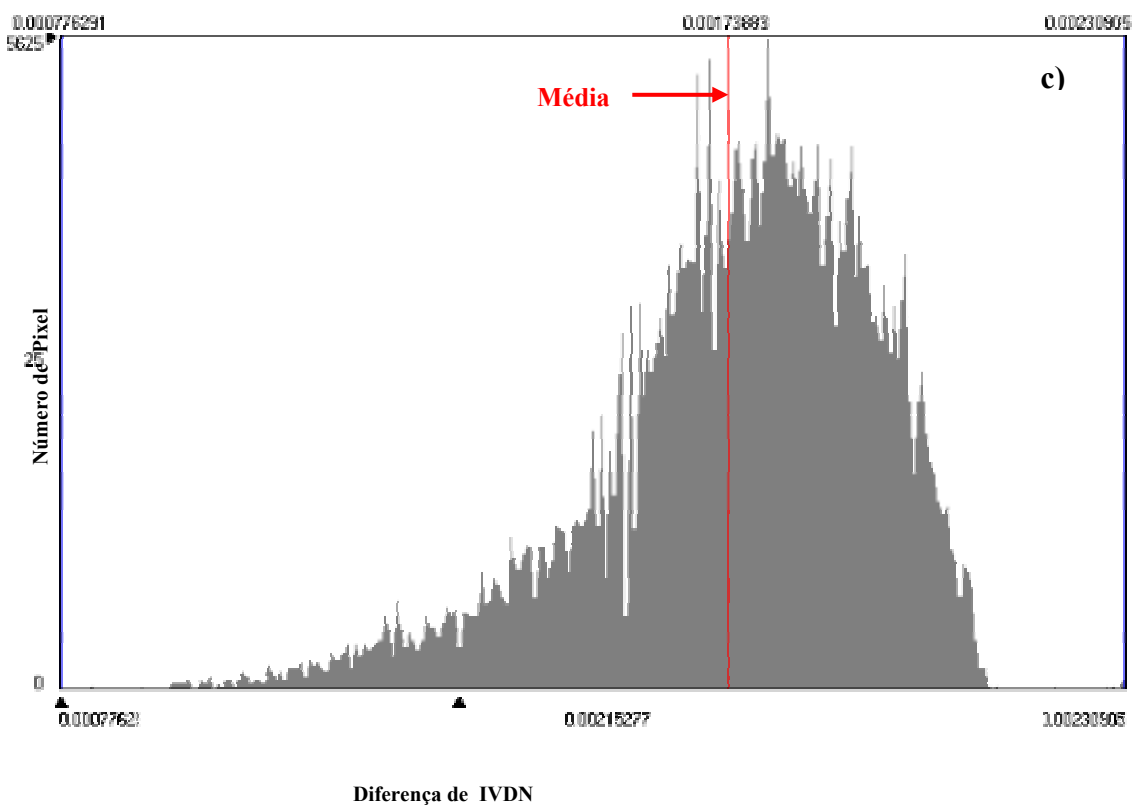


Figura 4.9C – Histograma de frequência da imagem da diferença do IVDN para o dia 04 de dezembro de 2000, com e sem o MED.

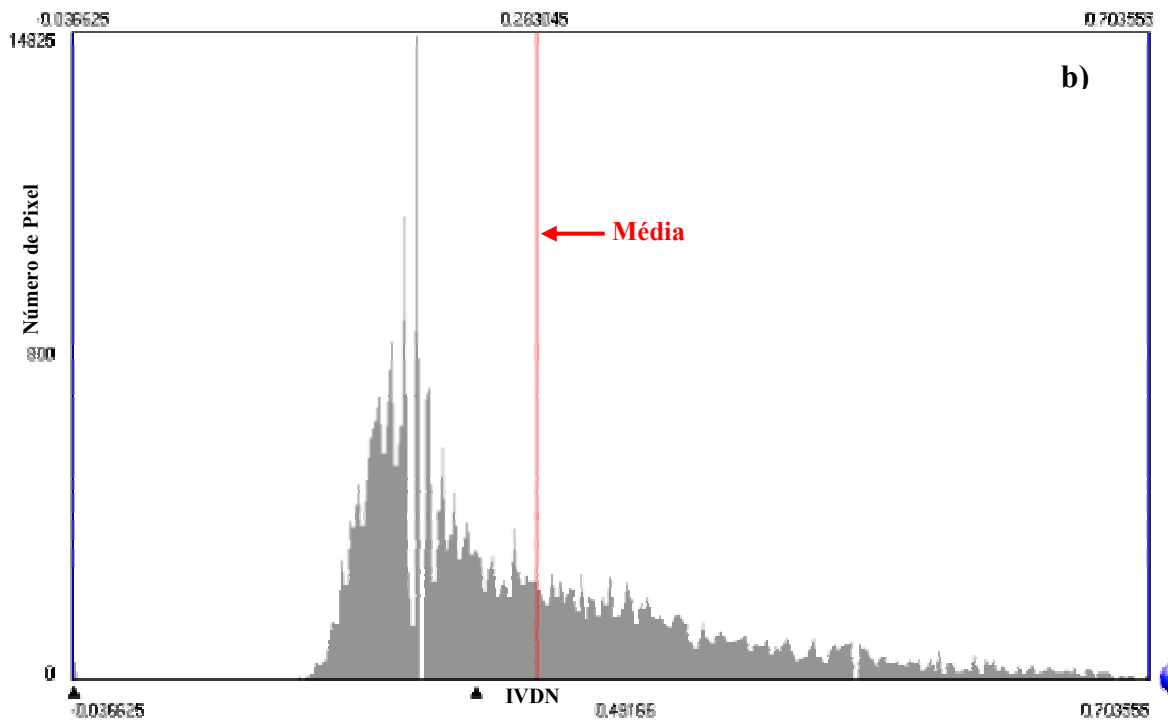
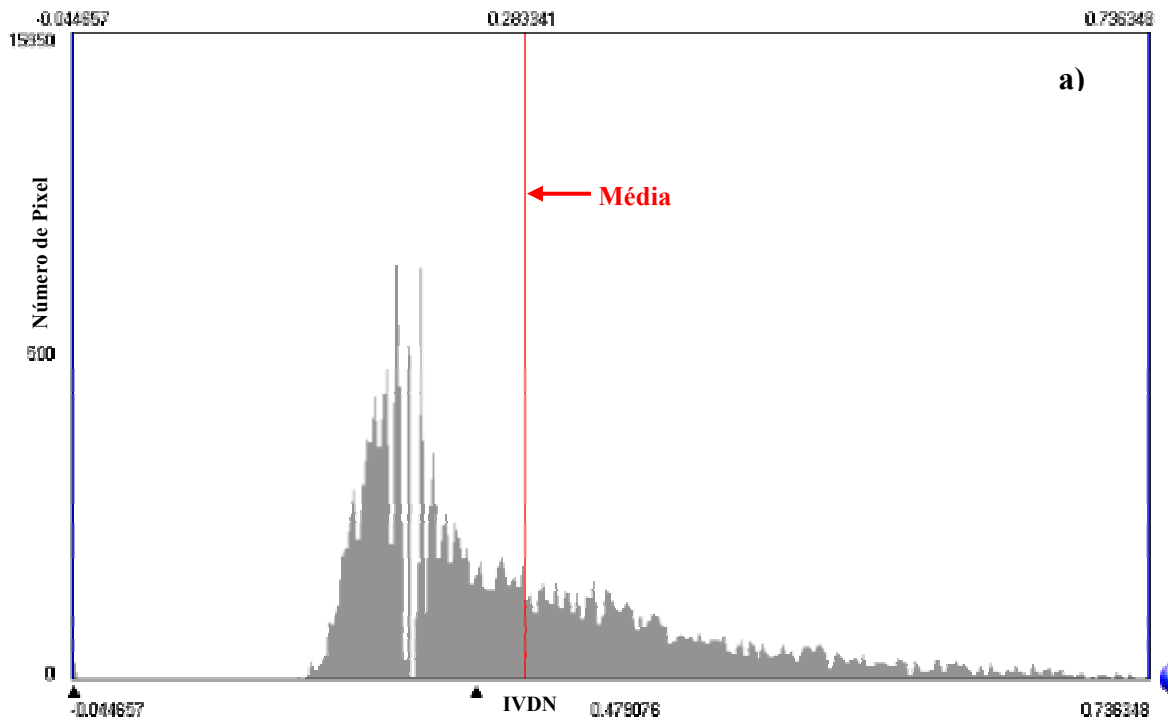


Figura 4.10 - Histograma de frequência do Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

4.3 - Albedo

As Tabelas 4.7 e 4.8 apresentam valores instantâneos do albedo da superfície com e sem o cálculo do cosseno do ângulo solar incidente ($\cos Z$) usado na correção do albedo, para quatro alvos (pixels) da superfície da área em estudo, referentes aos dias 04/12/2000 e 04/10/2001.

Tabela 4.7 – Valores instantâneos do albedo da superfície, com e sem o Modelo de Elevação Digital, para os 04 alvos da superfície da área em estudo da área em estudo, para o dia 04/12/2000.

Albedo da Superfície (%)	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5.02" S)	açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
com o MED 2000	36,0	23,0	25,0	8,0
sem o MED 2000	35,0	21,6	23,0	7,0

Os valores encontrados para o albedo dos alvos referente ao ano 2000 (Tabela 4.7) foram: 36% com uma inclinação de 7° direcionado para o nordeste em P1; 23%, com inclinação de 3° direcionada para o nordeste em P2; 25% com inclinação de 14° direcionada para o sudeste em P3 e 8,0%, com inclinação de 9° direcionada para o sudeste em P4 com o MED. Os valores dos mesmos alvos referentes ao mesmo ano, sem a aplicação do MED, foram: P1 = 35%, P2 = 21,6%, P3 = 23% e P4 = 7%.

O albedo dos alvos referente ao ano 2001 (Tabela 4.8) foi de: 39,4% com inclinação de 7° direcionada para o nordeste em P1; 18,2% com inclinação de 1° e direção sudeste em P2; 23,3% com inclinação de 2° com direção nordeste em P3 e finalmente 5% com inclinação de 1° direcionada para o sudeste em P4 com o MED. Os valores dos mesmos alvos referentes ao mesmo ano, sem a aplicação do MED foram de: P1 = 36,7%, P2 = 18%, P3 = 22,6% e P4 = 5,7%.

Os valores mencionados do albedo para o solo exposto (P1, para os anos de 2000 e 2001, com e sem o MED) estão, em primeira análise, dentro da faixa esperada, visto que, áreas com solo exposto apresentam maior refletividade do que solos com vegetação, em razão da pouca capacidade de retenção de umidade bem como do tipo de solo. Na área em estudo, em geral, são solos com textura arenosa com alta capacidade de infiltração de água e baixa capacidade de retenção de água (Quaguilia et al., 1989).

Tabela 4.8 – Valores instantâneos do albedo da superfície, com e sem o Modelo de Elevação Digital, para os 04 alvos da superfície da área em estudo da área em estudo, para o dia 04/10/2001.

Albedo da Superfície (%)	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5.02" S)	açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
com o MED 2001	39,4	18,2	23,3	5,8
sem o MED 2001	36,7	18,0	22,6	5,7

As Tabelas 4.9 e 4.10 apresentam valores do ângulo da inclinação e da direção desta inclinação observada pelo aspecto da superfície, para os quatro alvos estudados neste trabalho. O albedo com a aplicação do ângulo zenital do Sol é analisado observando esses parâmetros.

Tabela 4.9 – Valores da altitude, do ângulo de inclinação e do aspecto da superfície, para 04 alvos da superfície, no dia 04/12/2000, com o Modelo de Elevação Digital (MED).

Parâmetros	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5.02" S)	açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
Inclinação (graus)	7,0	3,0	14,0	9,0
Aspecto da superfície (graus)	250	248	343	167

Tabela 4.10 – Valores da altitude, do ângulo de inclinação e do aspecto da superfície, para 04 alvos da superfície, no dia 04/10/2001, com o Modelo de Elevação Digital (MED).

Parâmetros	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5.02" S)	açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
Inclinação (graus)	7,0	1,0	2,0	1,0
Aspecto da superfície (graus)	212	303	240	303

As Figuras 4.11 e 4.12 representam as imagens do albedo da superfície com e sem a aplicação do Modelo de Elevação Digital (MED) dos dias em estudo. Observando as referidas imagens vê-se que as áreas com tonalidade rosa representam valores do albedo inferiores a 16,05% para o dia 04/12/2000 e 14,01% para o dia 04/10/2001, em ambos os métodos. As áreas com tons azul e verde representam as áreas que possuem valores intermediários correspondentes aos intervalos de: 16,05% a 26,05% para 2000; 14,01% a 23,04% para 2001,

com e sem o MED, correspondendo às áreas irrigadas e cultivadas (banana, goiaba, acerola, uva, manga coco) e com vegetação nativa (caatinga). As áreas com a tonalidade vermelha representam os valores do albedo superiores a 36,09% para o dia 04/12/2000 e 31,11% para o dia 04/10/2001, com e sem o MED, correspondendo às áreas desprovidas ou com pouca vegetação. As Figuras 4.11 e 4.12 mostram as diferenças entre os métodos aplicados.

Os valores estatísticos do albedo instantâneo da superfície, os quais representam os valores mínimos, máximos, médios e a moda da área de estudo, estão apresentados na Tabela 4.11 e nas Figuras 4.13 e 4.14, as quais representam os histogramas de frequência do albedo para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001 com e sem o MED, respectivamente, cuja linha vertical vermelha representa a média dos valores obtidos.

Tabela 4.11 – Valores do albedo da superfície (%) e mínimo, máximo, médio moda e o desvio padrão para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, da área em estudo, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).

Albedo da Superfície (%)	Mínimo	Máximo	Média	Moda	Desvio Padrão
com o MED 2000	6,9	46,4	23,9	19,12	5,5
sem o MED 2000	6,5	37,8	21,0	17,39	4,2
com o MED 2001	4,1	42,0	18,9	15,64	4,8
sem o MED 2001	4,9	40,0	18,3	15,92	3,9

O albedo instantâneo da superfície, estimado com a utilização do MED para o dia 04/12/2000 apresentou valor um pouco maior do que o estimado sem o MED, ou seja, 6,9% e 6,5%, com e sem o MED, respectivamente. Já para o dia 04/10/2001, ocorreu o inverso, ou seja, o valor mínimo sem o MED foi de 4,9% e o com o MED foi de 4,1%. Os valores máximos foram de 46,4% e 37,8% com médias em torno de 23,9% e 21,0% para 2000 e 42,0% 40,0%, com médias de 18,9% e 18,3% para o ano 2001, com e sem o MED, respectivamente. O dia 04/12/2000 apresentou moda igual 19,12%, com o MED e 17,39% sem o MED. O dia 04/10/2001 apresentou 15,64% e 15,92%, com e sem o MED, respectivamente. A maior variabilidade dos dados ocorreu no dia 04/12/2000, com o MED, apresentando um desvio padrão de 5,5% e a menor dispersão ocorreu para o dia 04/10/2001 sem o MED. O dia 04/12/2000 apresentou moda igual 19,12%, com o MED e 17,39% sem o MED. O dia 04/10/2001 apresentou 15,64% e 15,92%, com e sem o MED, respectivamente.

As Figuras 4.13C e 4.14C representam o histograma de frequência da imagem da diferença do albedo da para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001 com e sem o MED, respectivamente, caracterizando variação do albedo entre os métodos.

Segundo Sellers (1969) apud Arya (1998), o albedo de pomares varia de 15% a 20% e o do trigo, arroz, variam de 10% a 25%. O albedo da água varia de 3% a 10% para ângulo zenital pequeno e de 10% a 50% para ângulo zenital grande. Para o solo exposto seco varia de 20% a 35% e para solo exposto úmido varia de 10% a 20%.

Chandrapala e Wimalasuriya (2003) obtiveram em grandes extensões de dunas de areia da costa oeste do Sirilanka, albedo de 34% a 36% com grande estabilidade no período de julho se 1999 a 2000. Os autores também constataram que o albedo do mar próximo da área continental estudada foi de 5%.

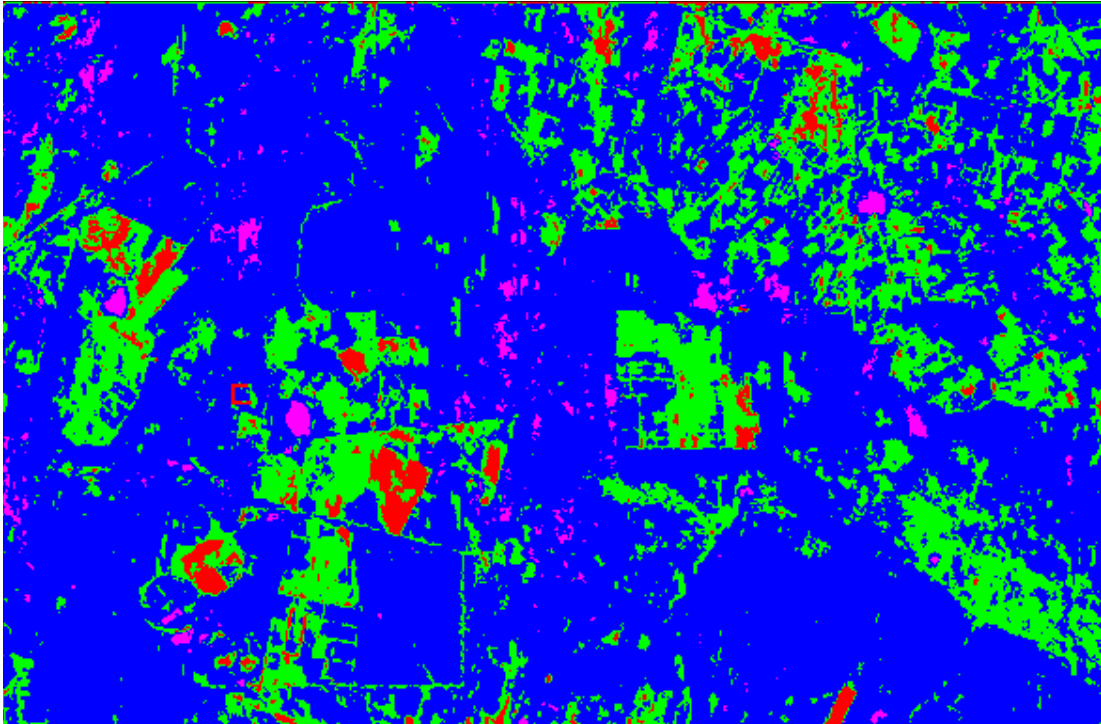
Kustas et al. (1990) realizaram estudos em áreas irrigadas no Arizona, USA (Estados Unidos da América), usando técnicas de sensoriamento remoto obtiveram albedo de 21%, 23% e 22% em áreas com trigo, alfafa e algodão, respectivamente. Leitão observando o comportamento da soja irrigada encontrou valores de albedo iguais a 10% no mês de outubro e de 18% para o mês de dezembro, para a mesma cultura, às 10 horas da manhã

Trabalhos desenvolvidos recentemente envolvendo medidas do albedo em campos cultivados com frutíferas, Teixeira 2000, Ávila Neto et al. 2000 e Moura 2001 na região de Petrolina-PE, apresentaram valores médios de albedo da mesma ordem e magnitude observados neste trabalho.

Leitão e Oliveira (2000) desenvolveram um estudo com a cultura do amendoim e obtiveram um valor médio do albedo de 23,6% para todo o ciclo da cultura. Novamente Leitão e Oliveira (2002) estimaram o albedo diário de três ecossistemas da floresta amazônica (mata densa, capinarana e campina) obtendo os seguintes valores: 30,5%, 21,6% e 25,2%, respectivamente.

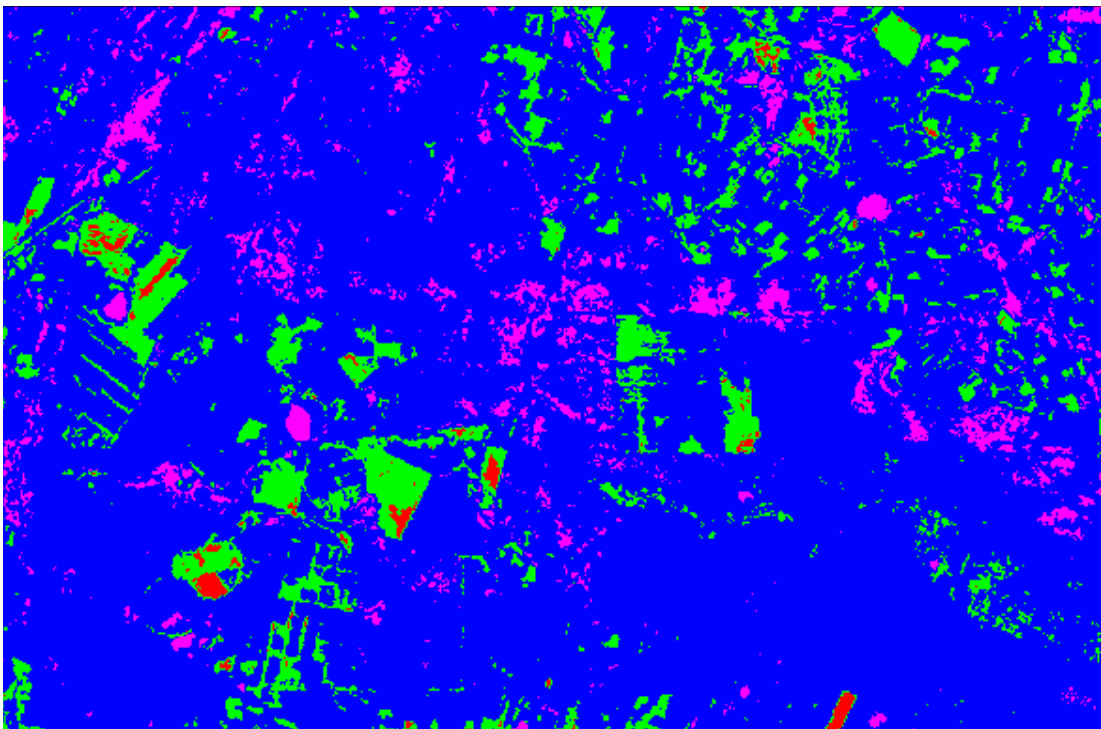
De acordo com os resultados obtidos do albedo instantâneo da superfície, corrigido pelo cálculo do cosseno do ângulo solar incidente ($\cos Z$) e estimado através da análise multiespectral de imagens do TM - Landsat 5, correspondente aos valores máximos, mínimos e médios, representativos da área em geral, como também aos valores dos alvos estudados, os mesmos são semelhantes aos valores do albedo calculados com dados de superfície e valores apresentados pela literatura. Apesar desta semelhança, seria de suma importância à obtenção de valores da superfície em pontos georreferenciados e de fácil identificação na imagem.

a)



■ $\alpha < 16,05$ ■ $16,05 < \alpha < 26,05$ ■ $26,05 < \alpha < 36,09$ ■ $\alpha > 36,09$

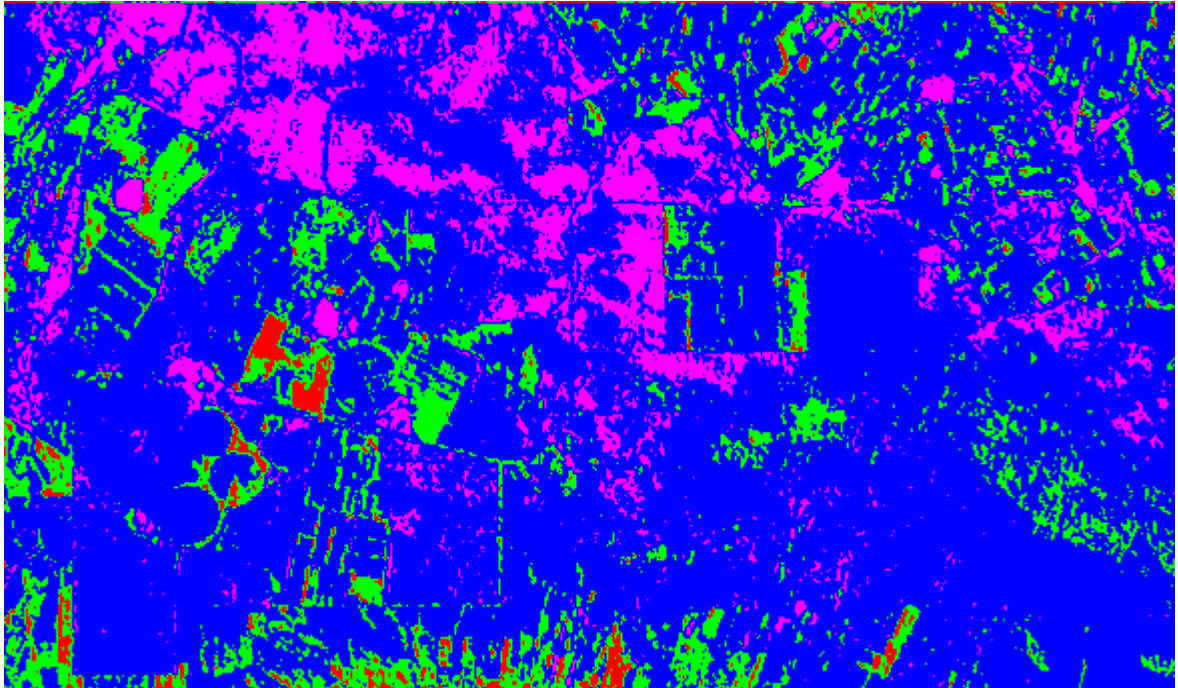
b)



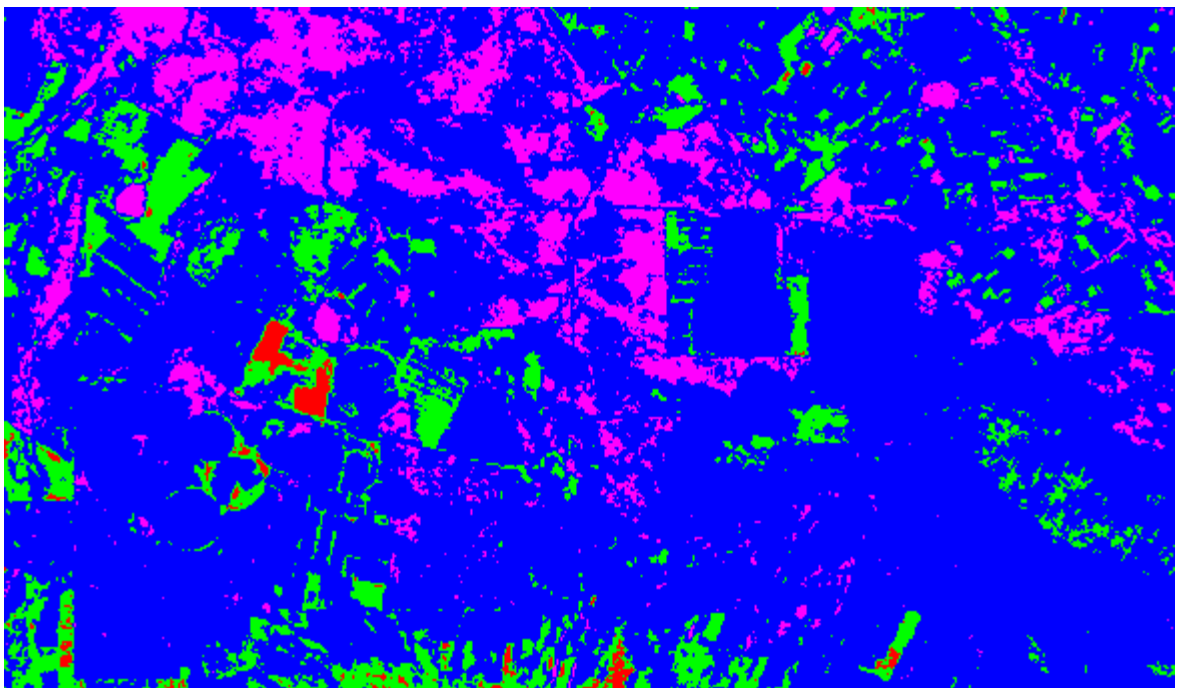
■ $\alpha < 16,05$ ■ $16,05 < \alpha < 26,05$ ■ $26,05 < \alpha < 36,09$ ■ $\alpha > 36,09$

Figura 4.11 – Imagem do albedo da superfície (α) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

a)



■ $\alpha < 14,01$ ■ $14,01 < \alpha < 23,04$ ■ $23,04 < \alpha < 31,11$ ■ $\alpha > 31,11$



■ $\alpha < 14,01$ ■ $14,01 < \alpha < 23,04$ ■ $23,04 < \alpha < 31,11$ ■ $\alpha > 31,11$

Figura 4.12 – Imagem do albedo da superfície (α) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

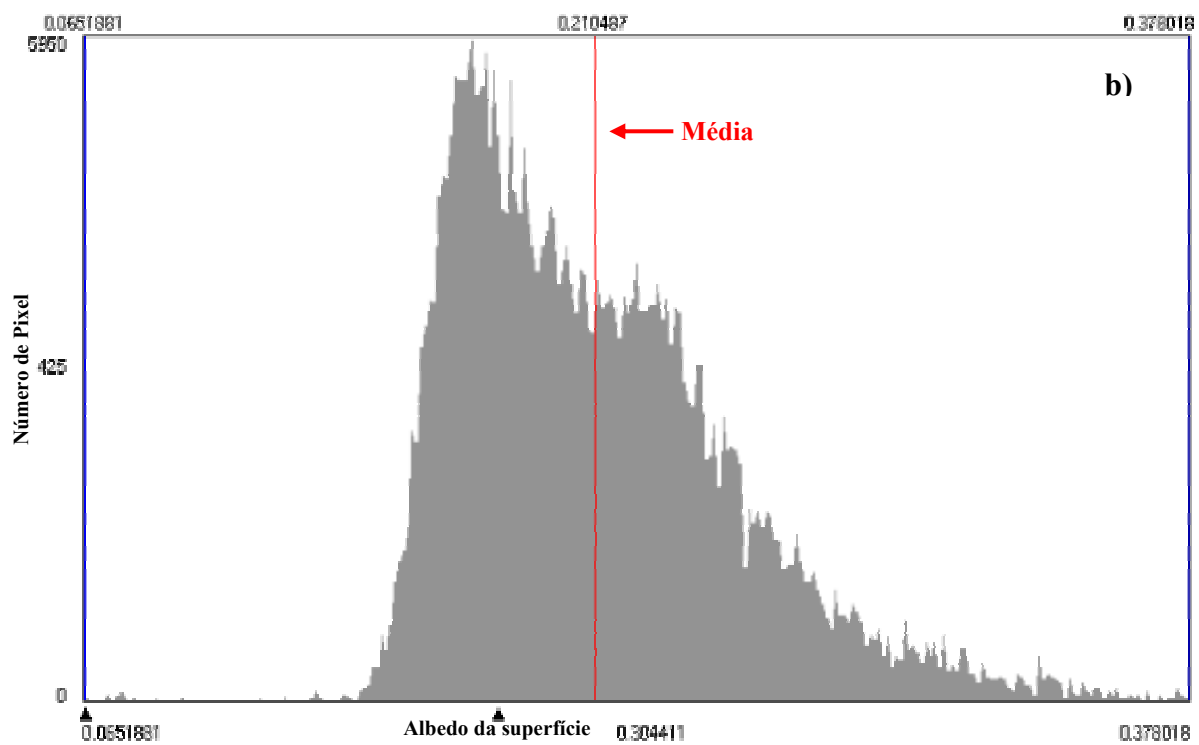
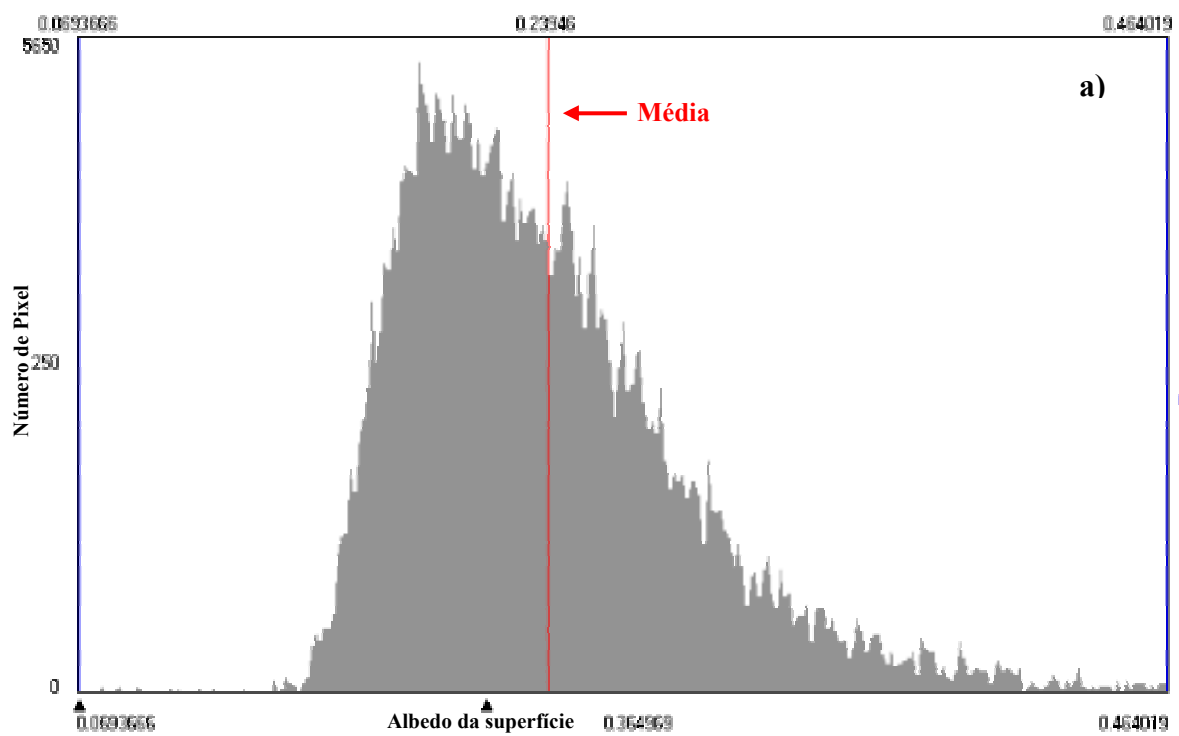


Figura 4.13 – Histograma de frequência do albedo da superfície (α) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

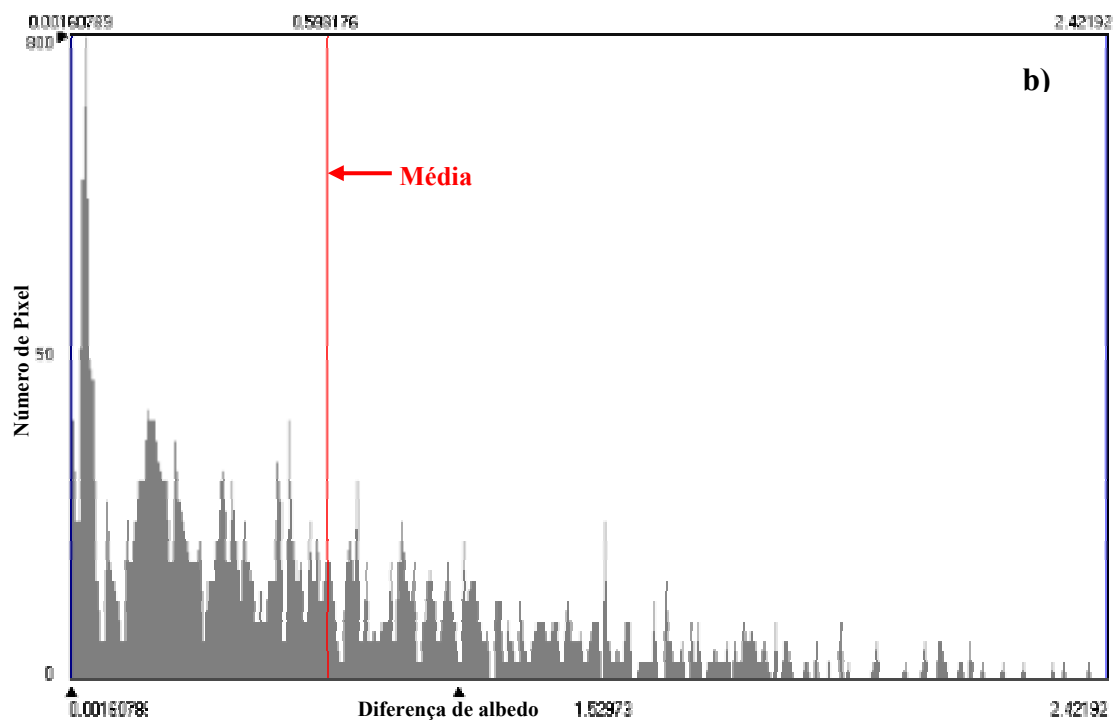


Figura 4.13C – Histograma de frequência da imagem da diferença do albedo da para o dia 04/12/2000, com e sem o MED.

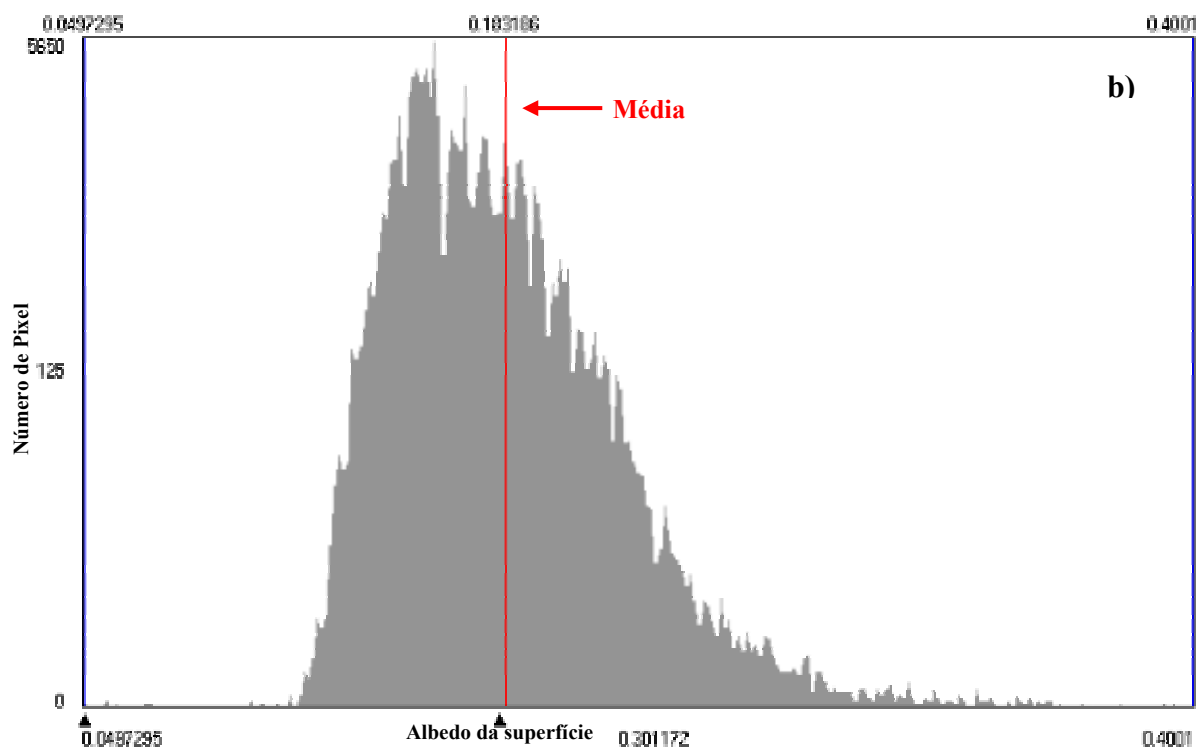
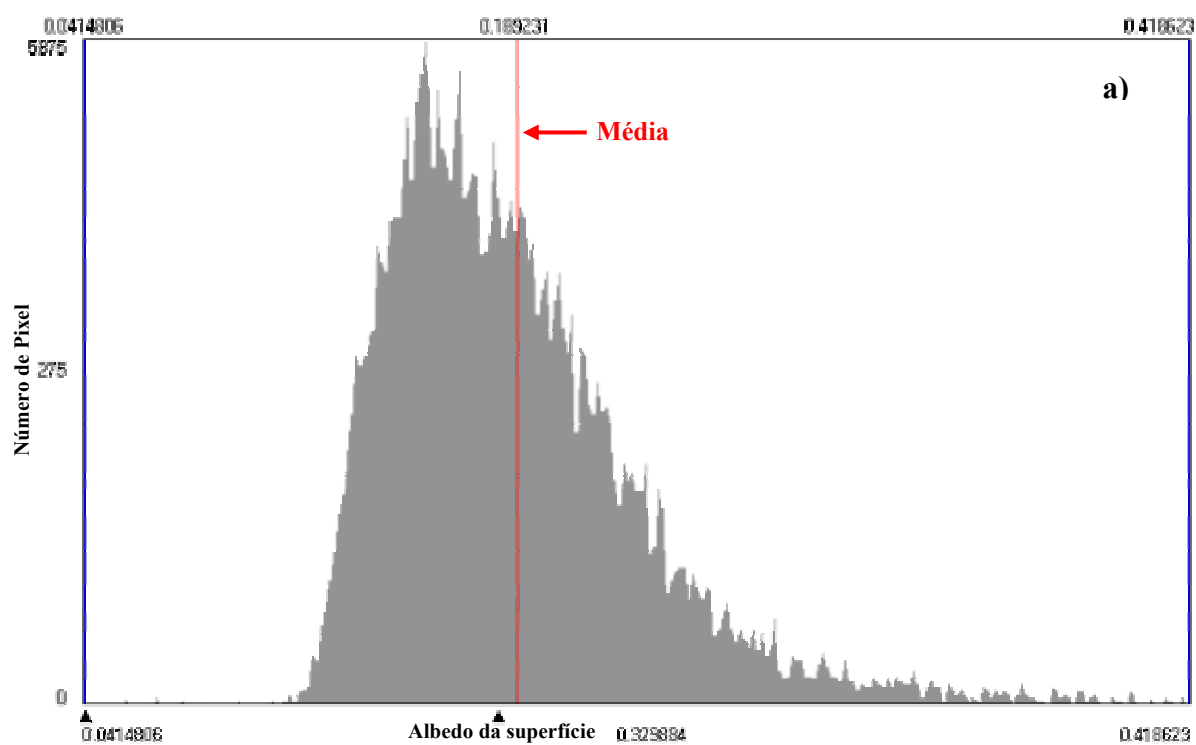


Figura 4.14 – Histograma de frequência do albedo da superfície (α) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

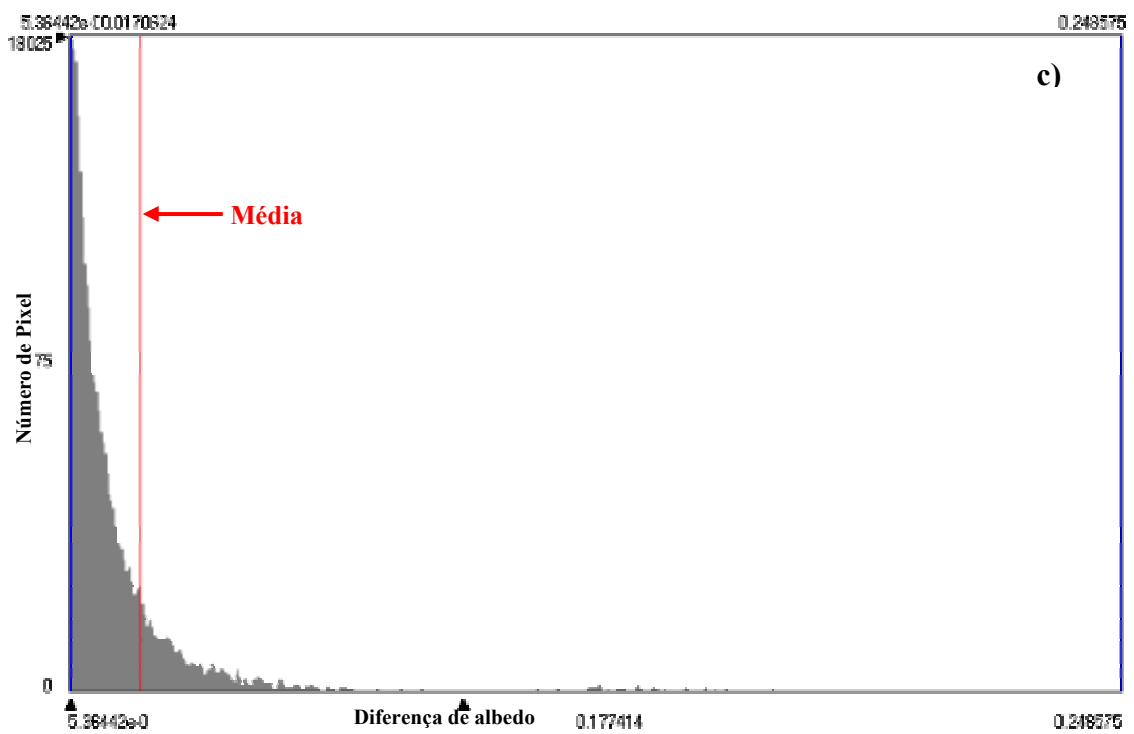


Figura 4.14C – Histograma de frequência da imagem da diferença do albedo da para o dia 04/12/2001, com e sem o MED.

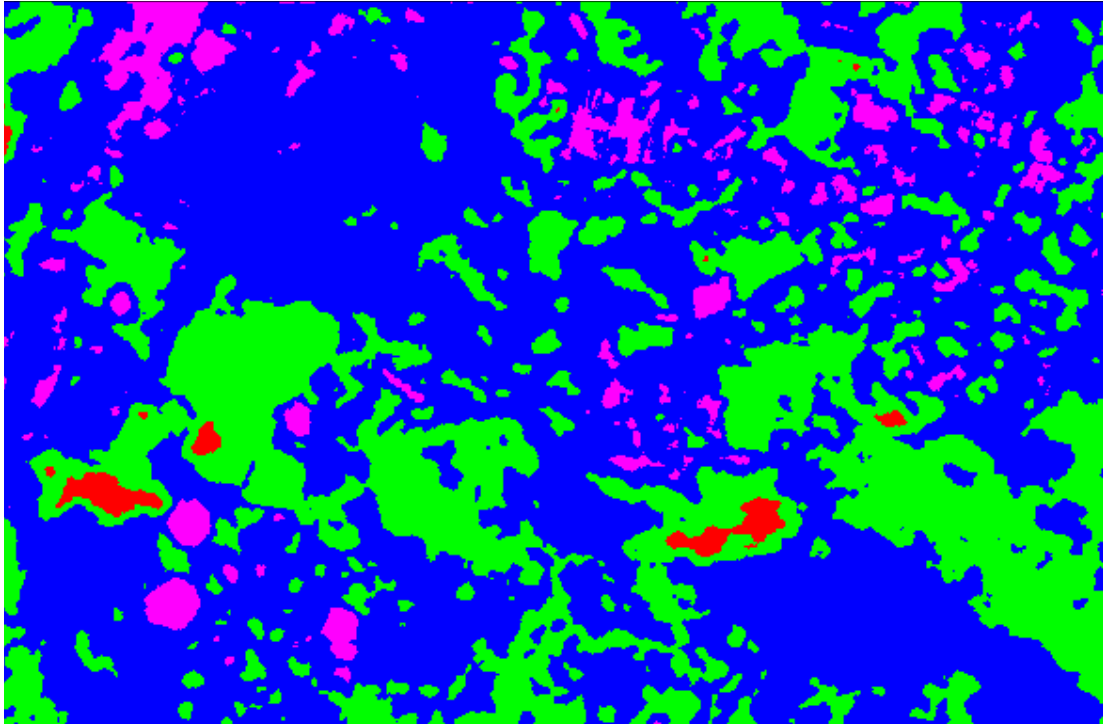
4.4 – Temperatura da Superfície (T_s)

As Figuras 4.15 e 4.16 representam as imagens de temperatura da superfície (T_s) para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001 com e sem o MED, respectivamente.

Observando as referidas figuras, constata-se que as áreas com tonalidade rosa representam valores da temperatura inferiores a 26,05°C no dia 04/12/2000 e 27,68°C para o dia 04/10/2001, com e sem a aplicação do MED. As áreas com tons azul e verde representam as áreas que possuem valores intermediários correspondentes aos intervalos de 26,05°C a 29,47°C, com e sem o MED, para o dia 04/12/2000; 27,68°C a 32,06°C para o dia 04/10/2001, com e sem o MED, correspondendo às áreas irrigadas e cultivadas (banana, goiaba, acerola, uva, manga coco) e com vegetação nativa (caatinga) . As áreas com a tonalidade vermelha representam os valores de temperatura superiores a 33,50°C para o dia 04/12/2000, com e sem o MED e 35,07° para o dia 04/10/2001, com e sem o MED, correspondendo às áreas desprovidas de vegetação.

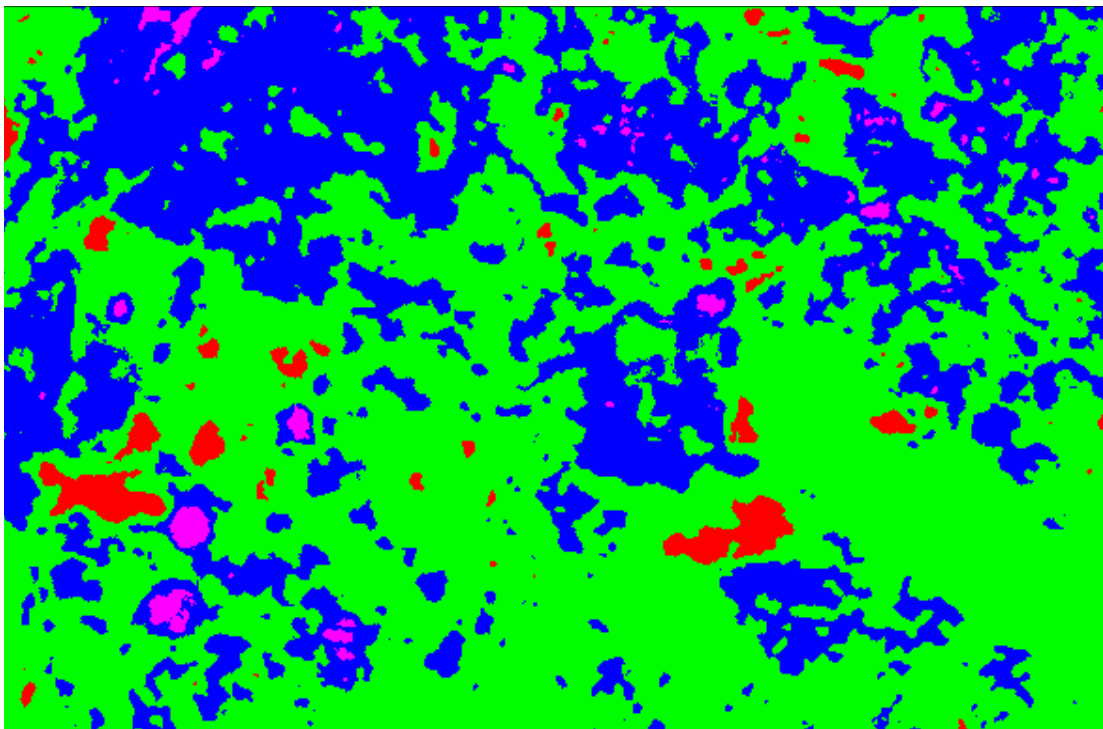
De acordo com as imagens da temperatura da superfície, observa-se que para o dia 04/12/2000 a tonalidade esverdeada predomina, significando que a maior parte da área em estudo apresenta temperatura entre 29,47 e 33,50°C. Já para o dia 04/10/2001, predomina as tonalidades avermelhadas, significando que grande parte da área em estudo apresentam temperaturas superiores a 35,07°C. Pode-se atribuir ao fato de ocorrência de precipitação no mês de novembro de 2000 e a ausência de precipitação e baixa densidade vegetativa no dia 04/10/2001.

a)



■ $T_0 < 26,05$ ■ $26,05 < T_0 < 29,47$ ■ $29,47 < T_0 < 33,50$ ■ $T_0 > 33,50$

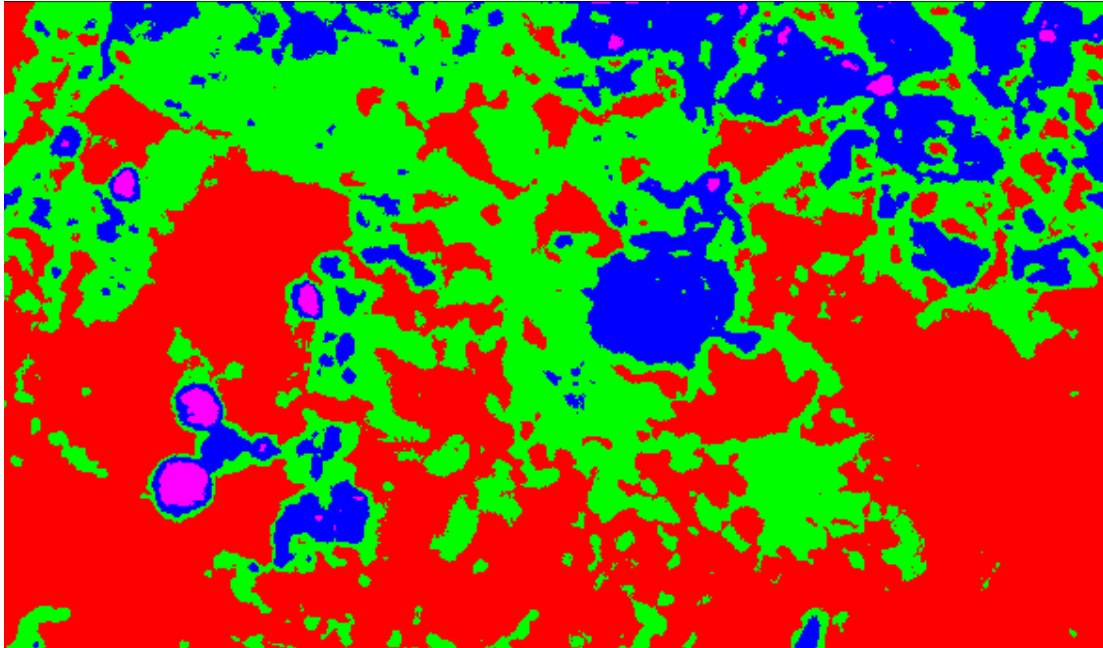
b)



■ $T_0 < 26,05$ ■ $26,05 < T_0 < 29,47$ ■ $29,47 < T_0 < 33,50$ ■ $T_0 > 33,50$

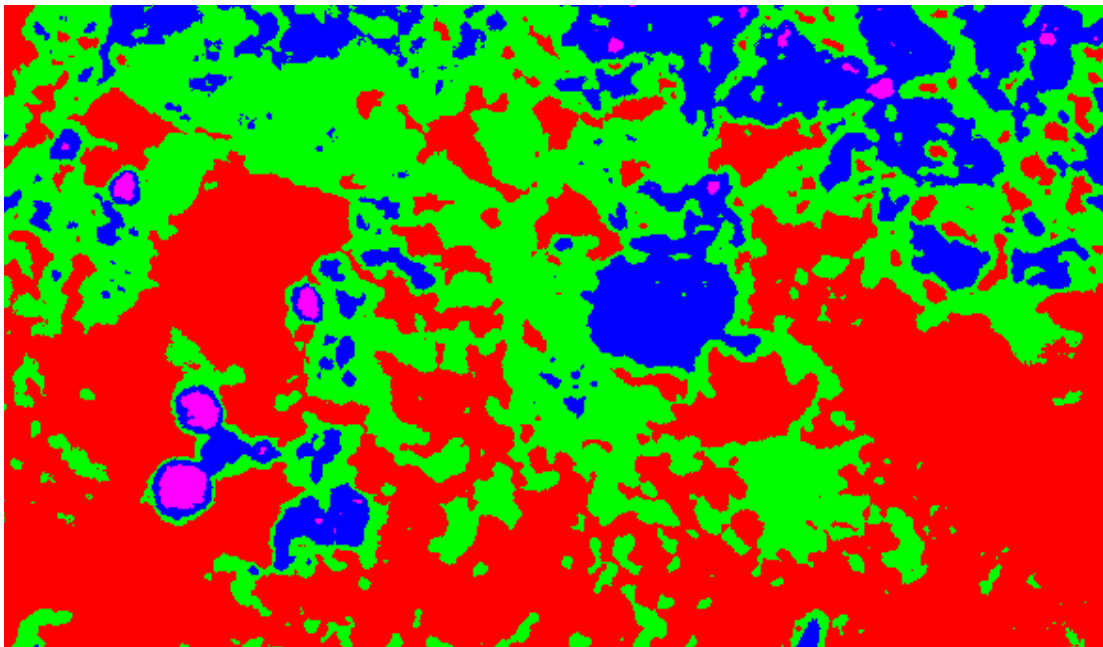
Figura 4.15 – Imagem da Temperatura da Superfície (°C) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

a)



■ $T_o < 27,68$ ■ $27,68 < T_o < 32,06$ ■ $32,06 < T_o < 35,07$ ■ $T_o > 35,07$

b)



■ $T_o < 27,68$ ■ $27,68 < T_o < 32,06$ ■ $32,06 < T_o < 35,07$ ■ $T_o > 35,07$

Figura 4.16 – Imagem da Temperatura da Superfície (°C) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

Analisando alguns valores estatísticos da temperatura da superfície, os quais representam os valores mínimos, máximos, médios, moda e o desvio padrão de toda a área de estudo, aqui apresentados nas Tabelas 4.12 e 4.13 e nas Figuras 4.17 e 4.18, as quais representam os histogramas de frequência dos dias 04/12/2000 e 04/10/2001 com e sem o MED, respectivamente, onde a média é representada pela linha vertical vermelha, tem-se que: a temperatura da superfície estimada com a utilização do Modelo de Elevação Digital, para o dia 04/12/2000 variou de 22,74°C a 35,80°C, com amplitude de 13,06°C e apresentando valor um pouco menor do que o estimado sem o MED, que obteve uma variação de 22,18°C a 37,35°C, com amplitude de 15,17°C. A moda para a cena de 2000 foi de 28,86°C e 29,77°C, com e sem o MED, respectivamente. A temperatura da superfície com o MED apresentou uma diferença em torno de 1,55°C a menos que o sem o MED no ano 2000, para a máxima e a temperatura média apresentou uma diferença de 1,36°C entre os métodos já para a temperatura mínima a diferença foi de 0,56°C.

No ano 2001 a temperatura da superfície (mínima, máxima, moda e a média) foi praticamente a mesma com e sem o MED, o mesmo acontecendo para o desvio padrão.

Os valores estimados da temperatura da superfície em 2001 são maiores do que os estimados em 2000 com e sem o MED, respectivamente. Esse acréscimo na temperatura em 2001 foi devido à ausência de precipitação nos meses e dias próximos à data da passagem do satélite, verificada pelos registros pluviométricos de Petrolina. Entretanto, para o ano 2000 foi registrado no mês de novembro um total pluviométrico de 144,6 mm, fato que surtiu influência nos menores valores destas temperaturas.

Tabela 4.12 – Valores Estatísticos da Temperatura da Superfície Mínimo, Máximo, Médio, Moda e o Desvio Padrão para o dia 04/12/2000, Com e Sem o MED.

Temperatura da superfície (°C)	Mínimo	Máximo	Média	Moda	Desvio Padrão
com o MED - 2000	22,74	35,80	28,93	28,86	1,68
sem o MED - 2000	22,18	37,35	30,29	29,77	1,79

Tabela 4.13 – Valores Estatísticos da Temperatura da Superfície, Mínimo, Máximo, Médio, Moda e o Desvio Padrão para o dia 04/10/2001, Com e Sem o MED.

Temperatura (°C)	Mínimo	Máximo	Média	Moda	Desvio Padrão
com o MED – 2001	23,53	39,64	34,72	35,93	2,26
Sem o MED – 2001	23,18	39,64	34,73	35,91	2,26

Nas Tabelas 4.14a e 4.14b, que apresentam os quatro alvos preestabelecidos (P1, P2, P3 e P4), observa-se que os valores da temperatura da superfície do solo exposto (P1) para a imagem do dia 04/12/2000, com e sem o MED, foram iguais a 31,52°C e 33,03°C, superiores aos encontrados nas outras áreas. Na área irrigada obteve-se valores iguais a 24,54°C e 24,96°C, apresentando uma diferença de 0,42°C entre os métodos. A área cultivada e a de açude registraram valores iguais a 28,36°C e 29,60°C e 24,10°C e 23,53°C com e sem o MED, respectivamente.

Para a imagem do dia 04/10/2001 observa-se um procedimento análogo para os valores da temperatura da superfície do solo exposto, só que não houve alteração para os valores obtidos com e sem o MED.

A área irrigada cultivada resultou em valores iguais a 27,10°C, 31,94°C, respectivamente, não apresentando diferenças entre os métodos e a do açude obteve-se valores 23,63°C e 23,93°C, com e sem o MED, apresentando pequena diferença entre os métodos.

Tabela 4.14a – Valores Instantâneos da Temperatura da Superfície para quatro diferentes alvos para o dia 04/12/2000 Com e Sem o MED.

Temperatura da Superfície (°C)	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5,02" S)	açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
com o MED – 2000	31,52	24,54	28,36	24,10
sem o MED – 2000	33,03	24,96	29,60	23,53

Tabela 4.14b – Valores Instantâneos da Temperatura da Superfície para quatro diferentes alvos para o dia 04/10/2001 Com e Sem o MED.

Temperatura da Superfície (°C)	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5,02" S)	açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
com o MED – 2001	35,94	27,10	31,94	23,63
sem o MED – 2001	35,94	27,10	31,94	23,98

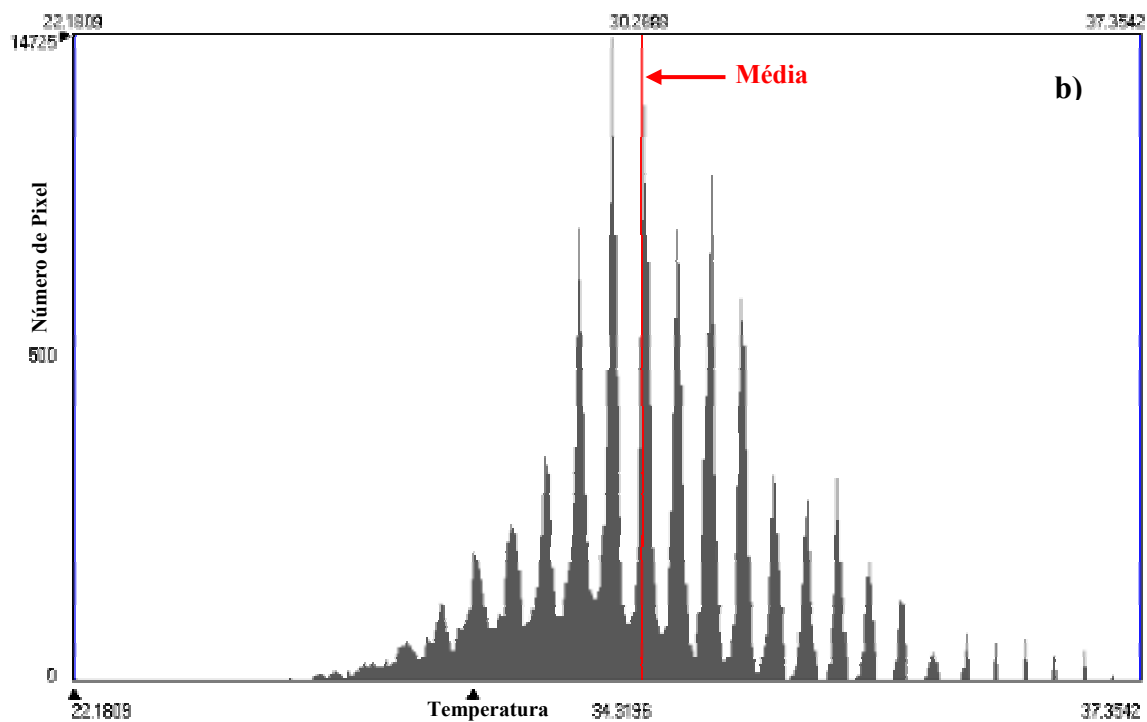
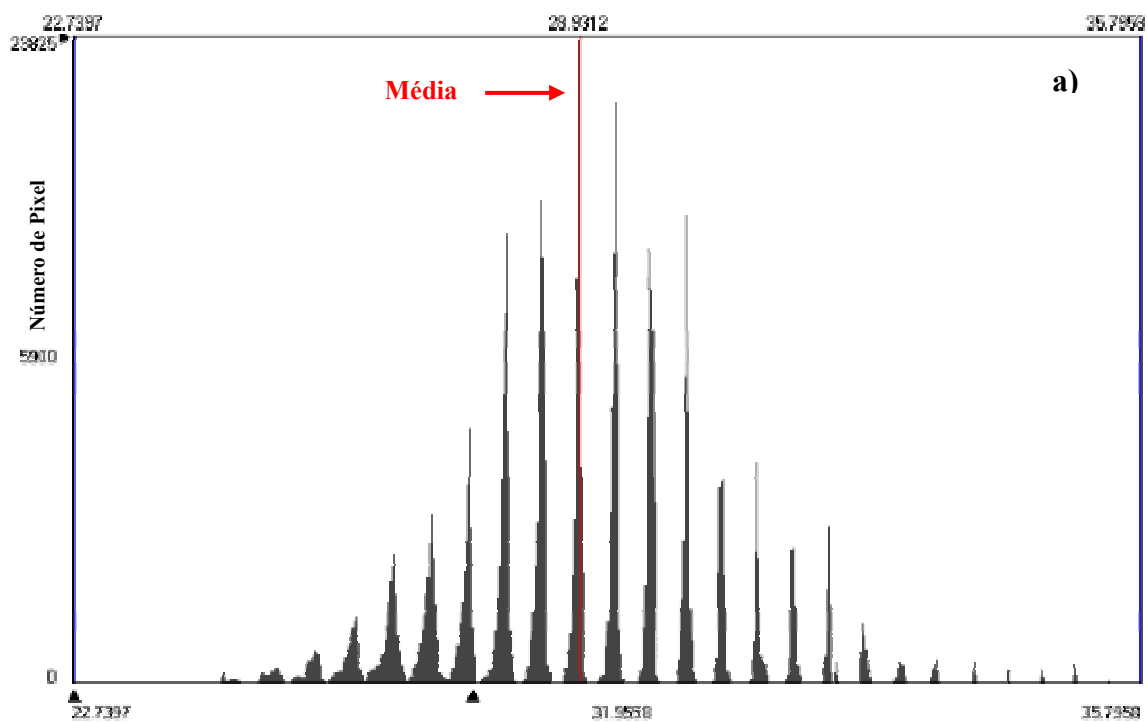


Figura 4.17 – Histograma de freqüência da temperatura da superfície (°C) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

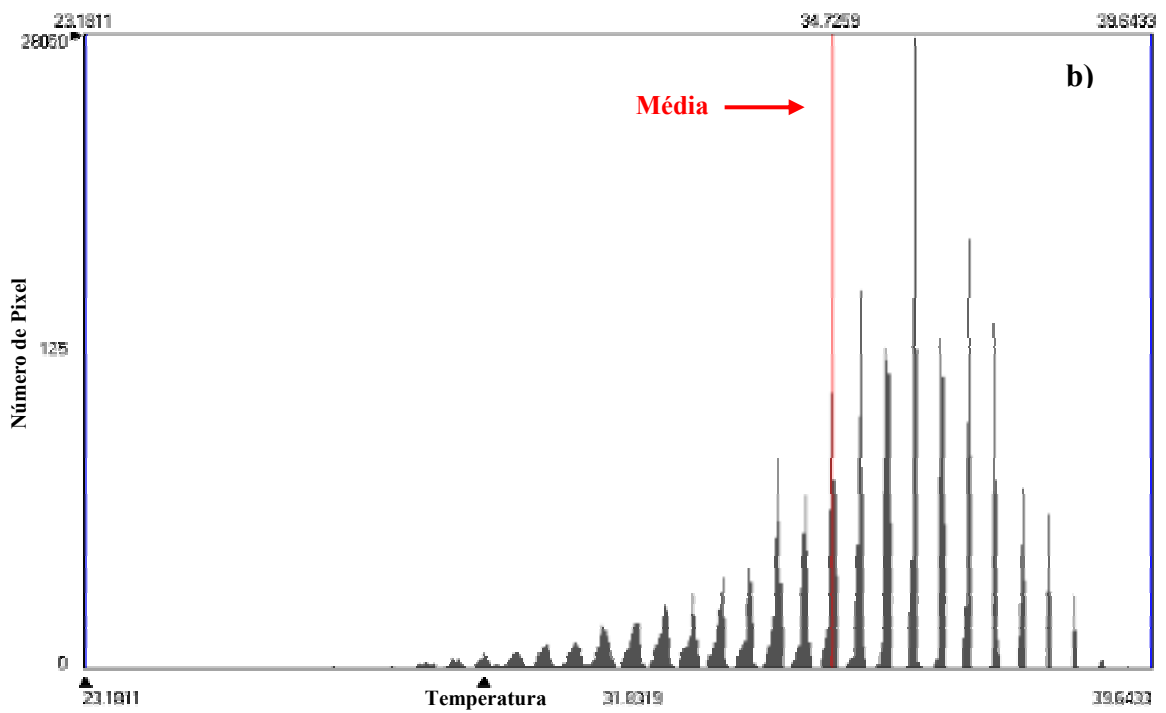
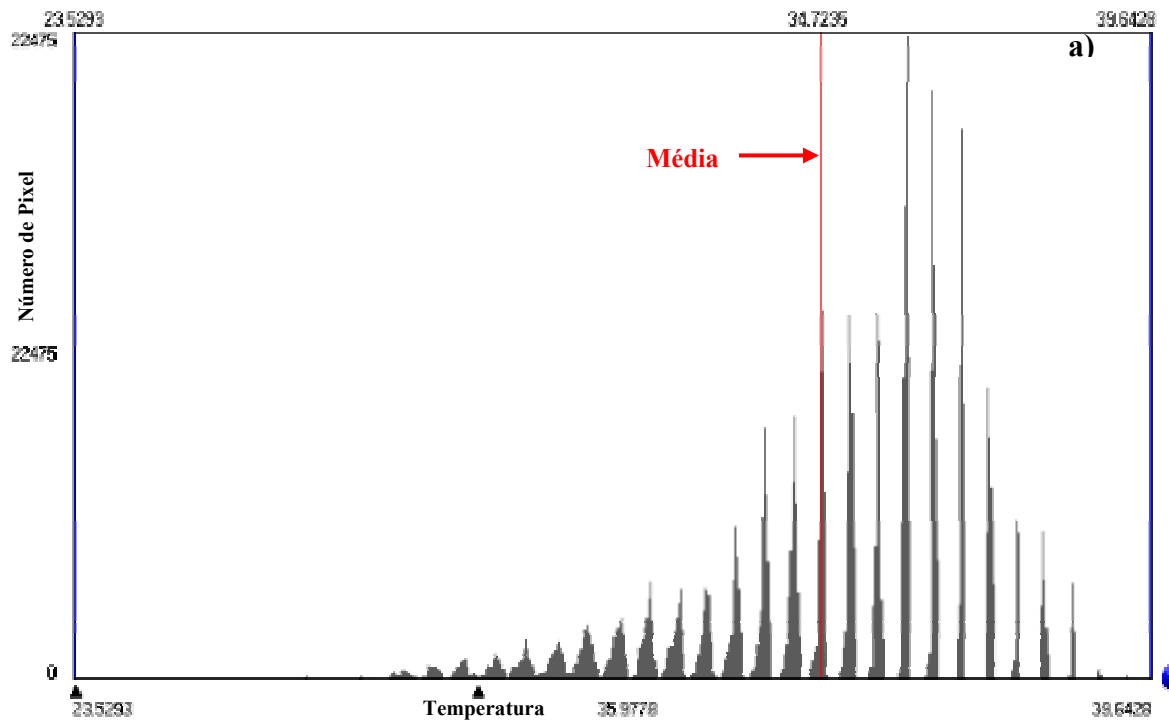


Figura 4.18 – Histograma de freqüência da temperatura da superfície (°C) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

4.5 – Radiação de Onda Curta e Onda Longa

A Tabela 4.15 apresenta valores estatísticos da radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$), estimados com e sem a aplicação do Modelo de Elevação Digital (MED) para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001.

Observa-se uma variação significativa em $R_{s\downarrow}$ com o MED em relação sem o MED. Isto se deve ao fato de o cálculo de $R_{s\downarrow}$ sem a aplicação do MED, levar em consideração o valor de $\cos Z$ constante para toda a área (tanto para a cena de 2000 como para a de 2001) e com a aplicação do MED o $\cos Z$ é variável para cada pixel. Os valores mínimos, máximos e médios são maiores para o dia 04/10/2001 do que os valores apresentados para o dia 04/12/2000. A moda para o dia 04/12/2000 foi de $832,74 \text{ Wm}^{-2}$ e para o dia 04/10/2001 foi de $867,30 \text{ Wm}^{-2}$.

Tabela 4.15 – Valores estatísticos da radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$), mínimo, máximo, média, moda e o desvio padrão para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).

Radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$) (W m^{-2})	Mínimo	Máximo	Média	Moda	Desvio Padrão
Com o MED 2000	556,18	990,53	816,42	832,74	69,22
Sem o MED 2000	867,47	867,47	867,47	–	–
Com o MED 2001	577,39	997,42	857,95	867,30	63,63
Sem o MED 2001	873,72	873,72	873,72	–	–

As Figuras 4.19 e 4.20 representam os histogramas de frequência com os valores de ($R_{s\downarrow}$) mínimos, máximos médios e as modas, para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, com o MED, respectivamente. Os valores médios estão representados pela linha vertical vermelha.

As Figuras 4.21(a e b) representam os histogramas de frequência com os valores de radiação de onda longa emitida, para o dia 04/12/2000, com e sem o MED, respectivamente. Os valores médios estão representados pela linha vertical vermelha.

Um resumo dos componentes do balanço de radiação e saldo de radiação de onda curta e longa, para os quatros pixels selecionados dentro da área de estudo, com e sem o MED, encontram-se nas Tabelas 4.16, 4.17, 4.18 e 4.19.

Nas Tabelas 4.16 e 4.17, para o dia 04/12/2000, constata-se que dentre os componentes do balanço de onda curta, a radiação solar incidente ($R_{s\downarrow}$) foi a de maior magnitude, variando entre $808,16 \text{ W/m}^2$ a $890,30 \text{ W/m}^2$, com uma amplitude de $82,14 \text{ W/m}^2$. Com o MED e sem o MED (Tabela 4.17) não houve variação e foi de $867,47 \text{ W/m}^2$, constante para toda a área de estudo. O valor de menor magnitude ocorreu no alvo P4 ($808,16 \text{ W/m}^2$), com o MED, com albedo igual a 8,5%. Os valores de $R_{s\downarrow}$ sem o MED foram estimados de acordo com a equação utilizada por Bastiaanssen (1995), Allen et al. (2202) e Silva et al. (2202) e considerados constantes para toda a área em estudo.

Para o balanço de onda longa a radiação emitida pela superfície ($R_L\uparrow$) variou entre $435,44 \text{ W/m}^2$ a $477,05 \text{ W/m}^2$, com amplitude de $41,61 \text{ W/m}^2$, ocorrendo o valor de menor magnitude em P2 ($435,44 \text{ W/m}^2$), com o MED. Já sem o MED (Tabela 4.18) a variação de $R_L\uparrow$ foi entre $432,68 \text{ W/m}^2$ a $473,93 \text{ W/m}^2$, com amplitude de $41,25 \text{ W/m}^2$, ocorrendo pequena variação entre os métodos. Porém, a radiação de onda longa incidente $R_L\downarrow$ não sofreu variação significativa em seus valores com o MED, variando entre $323,00 \text{ W/m}^2$ a $323,76 \text{ W/m}^2$, ocorrendo o valor de menor magnitude em P3 e o de maior magnitude em P2. Sem o MED, o seu valor foi constante devido ao fato de não existir variação na transmissividade atmosférica entre eles.

Nas Tabelas 4.18 e 4.19, para o dia 04/10/2001, constata-se também que dentre os componentes do balanço de onda curta, a radiação solar incidente ($R_{s\downarrow}$) foi a de maior magnitude, variando entre $863,19 \text{ W/m}^2$ a $819,30 \text{ W/m}^2$, com uma amplitude de $43,89 \text{ W/m}^2$, com o MED e ocorrendo um valor constante de $873,72 \text{ W/m}^2$, sem o MED (Tabela 4.18).

Para o balanço de onda longa, a radiação emitida pela superfície ($R_L\uparrow$) variou entre $435,29 \text{ W/m}^2$ a $503,80 \text{ W/m}^2$, com amplitude de $67,99 \text{ W/m}^2$, ocorrendo o valor de menor magnitude em P4 ($435,29 \text{ W/m}^2$), com o MED. Sem o MED (Tabela 4.19) a variação foi entre $435,45 \text{ W/m}^2$ a $503,80 \text{ W/m}^2$, com amplitude de $68,35 \text{ W/m}^2$, ocorrendo pequena variação entre os métodos. Porém, a radiação de onda longa incidente ($R_L\downarrow$) não sofreu variação significativa em seus valores, ou seja, com o MED variou entre $328,37 \text{ W/m}^2$ a $328,56 \text{ W/m}^2$ ocorrendo o valor de menor magnitude em P4 e o de maior magnitude em P2. Já sem o MED, o seu valor foi constante, devido ao fato de não existir variação na transmissividade atmosférica entre eles.

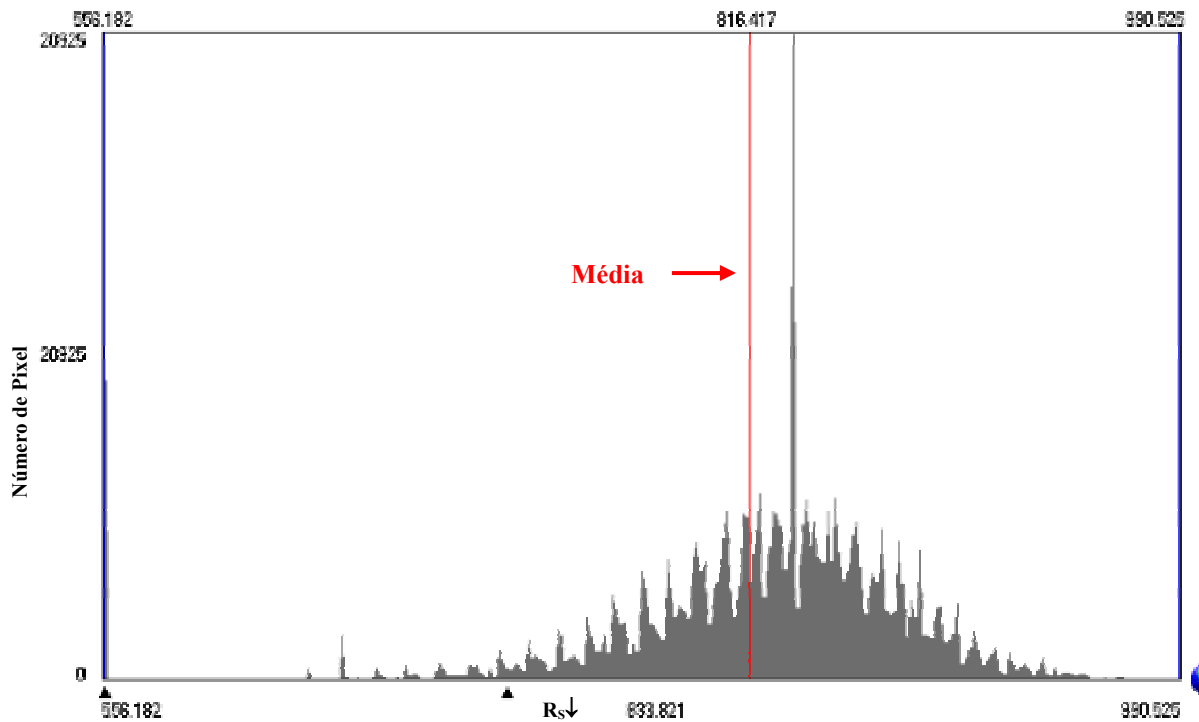


Figura 4.19 – Histograma de frequência da radiação de onda curta incidente com o Modelo de Elevação Digital (MED) para o dia 04 de dezembro de 2000.

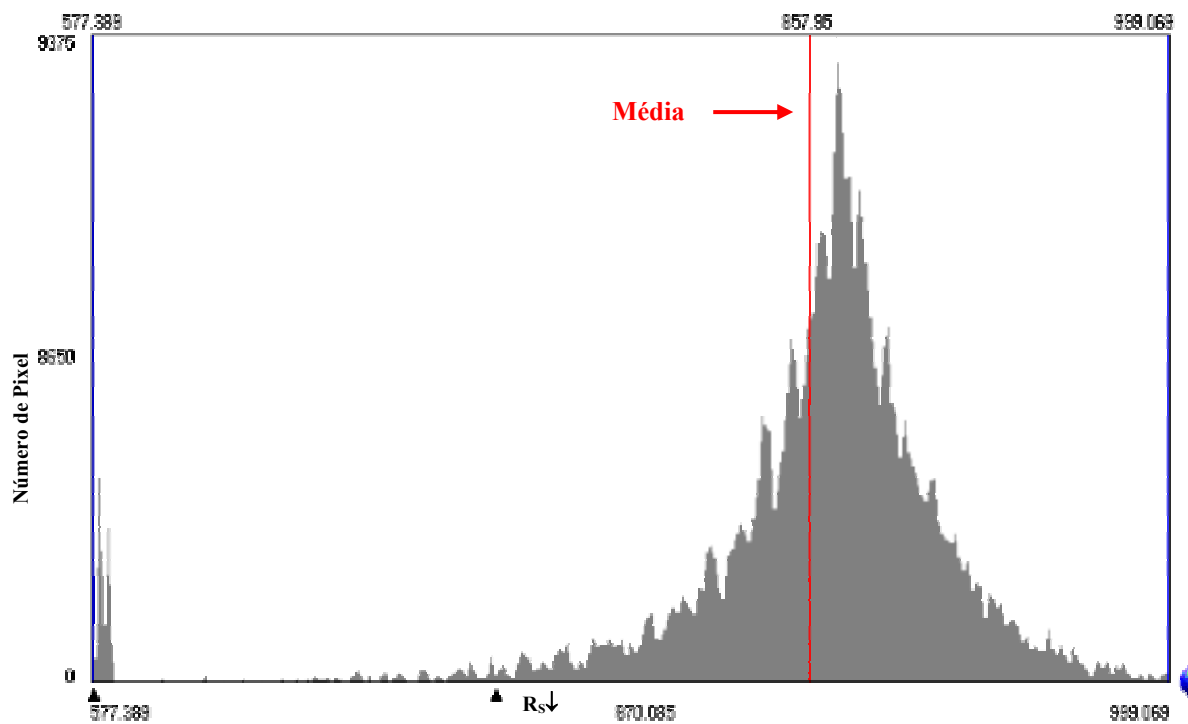


Figura 4.20 – Histograma de frequência da radiação de onda curta incidente (Wm⁻²) com o MED para o dia 04 de outubro de 2001.

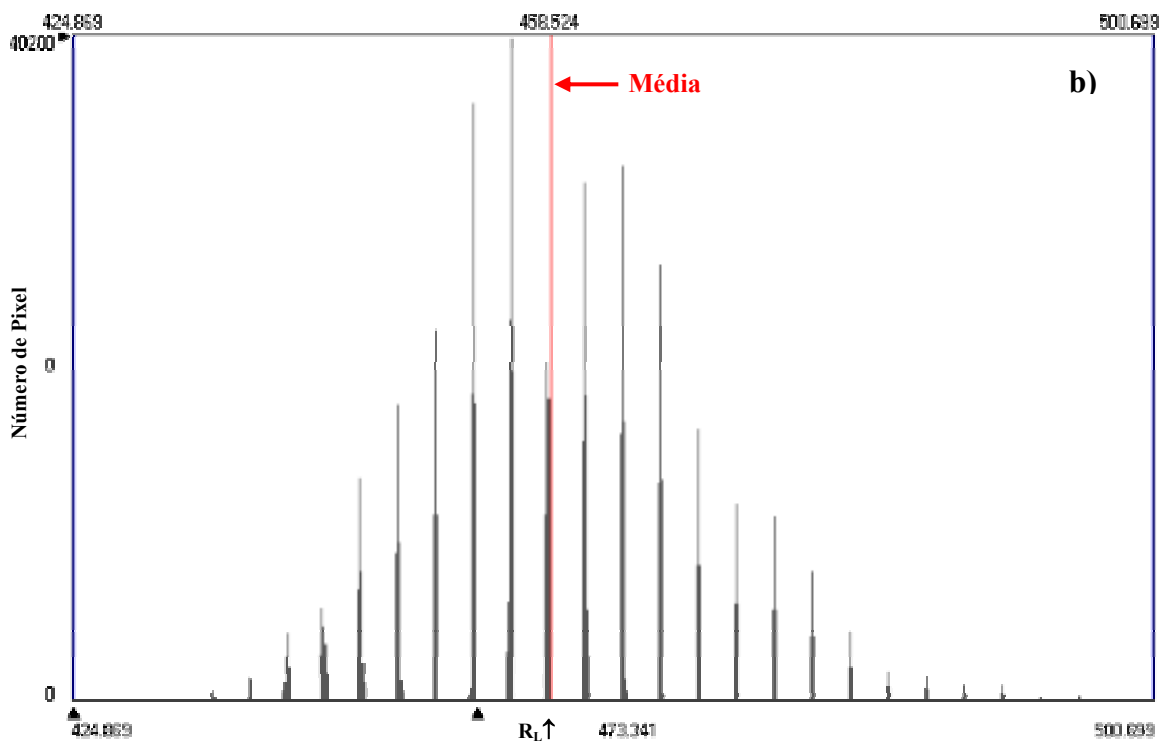
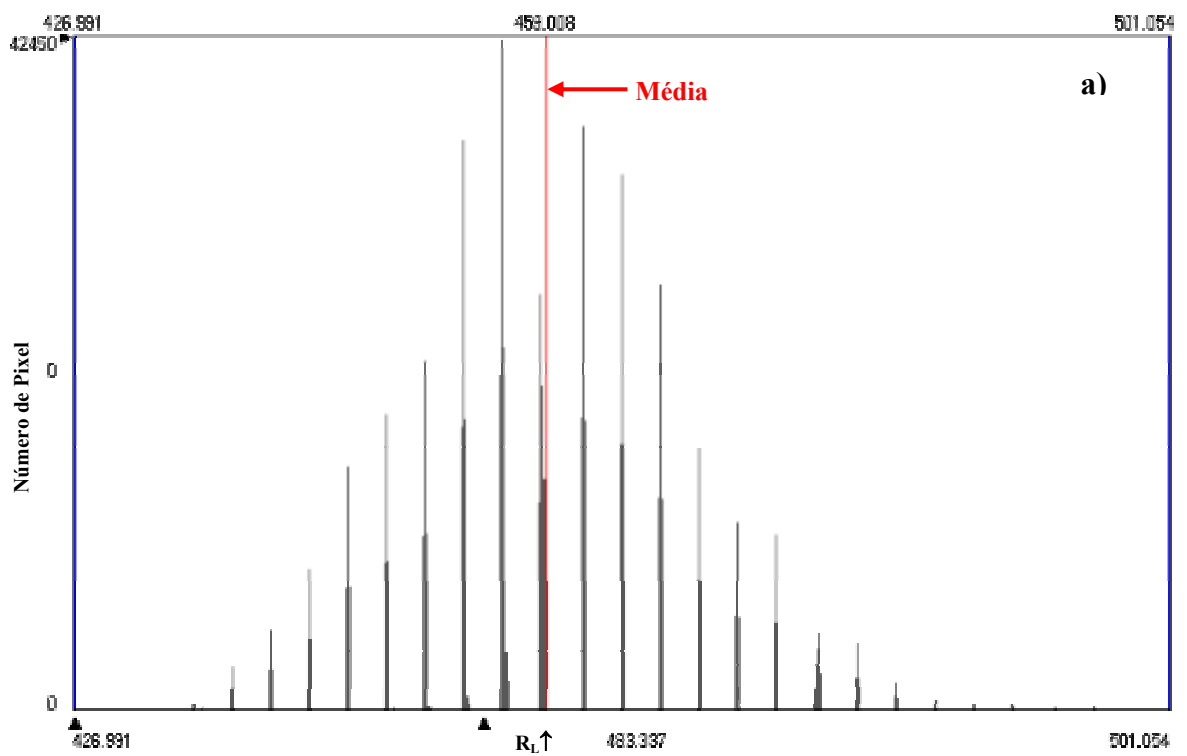


Figura 4.21 – Histograma de frequência da radiação de onda longa emitida pela superfície (Wm^{-2}) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

Tabela 4.16 - Resultados do cálculo de Rn com o Modelo de Elevação Digital no dia 04 de dezembro de 2000 para os quatro alvos pré-estabelecidos.

<u>Parâmetros</u>	<u>Unidades</u>	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5,02" S)	açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
Elevação	m	560	504	512	573
Inclinação	graus	7,0	3,0	14,0	9,0
Aspecto da superfície	graus	250	248	343	167
Ângulo zenital do Sol	graus	45,0	47,4	46,8	47,4
Radiância – B1	mW/cm ² .µm.sr	92,49	59,89	69,81	57,77
Radiância – B2	mW/cm ² .µm.sr	99,96	48,94	80,95	36,94
Radiância – B3	mW/cm ² .µm.sr	103,39	25,73	50,95	22,71
Radiância – B4	mW/cm ² .µm.sr	103,95	139,51	101,07	12,65
Radiância – B5	mW/cm ² .µm.sr	27,06	12,54	16,98	1,99
Radiância – B6	W/m ²	9,63	8,73	9,18	8,67
Radiância – B7	mW/cm ² .µm.sr	7,16	1,69	3,01	0,33
Emissividade da superfície	-	0,971	0,980	0,973	0,970
Refletividade – B1	-	0,161	0,108	0,129	0,111
Refletividade – B2	-	0,174	0,088	0,113	0,071
Refletividade – B3	-	0,180	0,047	0,094	0,044
Refletividade – B4	-	0,360	0,500	0,371	0,048
Refletividade – B5	-	0,447	0,215	0,297	0,036
Refletividade – B7	-	0,348	0,085	0,159	0,018
Albedo planetário integrado (Toa)		0,227	0,162	0,174	0,079
Albedo da superfície	%	35,6	22,9	25,0	8,5
IVDN	-	0,198	0,779	0,494	- 0,094
Transmissividade atmosférica	-	0,761	0,760	0,760	0,761
Radiação de onda curta incidente (R _s ↓)	W/m ²	890,30	858,80	840,73	808,16
Radiação de onda longa emitida (R _L ↑)	W/m ²	477,05	435,44	455,92	438,19
Radiação de onda longa incidente (R _L ↓)	W/m ²	323,50	323,76	323,00	323,71
Temperatura da superfície	°C	31,52	24,54	28,36	24,10
Saldo de radiação (Rn)	W/m ²	431,45	543,33	489,24	621,72

Tabela 4.17 - Resultados do cálculo de Rn sem o Modelo de Elevação Digital no dia 04 de dezembro de 2000 para os quatro alvos pré-estabelecidos.

<u>Parâmetros</u>	<u>Unidades</u>	solo exposto	área irrigada	área cultivada	açude
		(P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	(P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	(P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5,02" S)	(P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
Radiância – B1	mW/cm ² .µm.sr	92,49	59,89	69,81	57,76
Radiância – B2	mW/cm ² .µm.sr	99,96	48,94	60,95	36,94
Radiância – B3	mW/cm ² .µm.sr	103,39	25,73	50,95	27,71
Radiância – B4	mW/cm ² .µm.sr	103,95	139,51	101,07	12,65
Radiância – B5	mW/cm ² .µm.sr	27,06	12,54	16,98	1,99
Radiância – B6	W/m ²	9,63	8,73	9,18	8,67
Radiância – B7	mW/cm ² .µm.sr	7,16	1,69	3,10	0,33
Emissividade da superf.	-	0,974	0,990	0,980	0,990
Refletividade - B1	-	0,17	0,12	0,14	0,11
Refletividade – B2	-	0,20	0,10	0,13	0,08
Refletividade – B3	-	0,25	0,06	0,12	0,06
Refletividade – B4	-	0,36	0,50	0,36	0,05
Refletividade – B5	-	0,47	0,22	0,29	0,03
Refletividade – B7	-	0,35	0,09	0,16	0,02
Albedo planetário integrado (Toa)		0,226	0,154	0,162	0,071
Albedo da superfície	%	35,0	22,0	23,0	7,0
IVDN	-	0,196	0,774	0,492	- 0,127
Transmissividade atmosférica	-	0,75	0,75	0,750	0,75
Radiação de onda curta incidente (Rs↓)	W/m ²	867,47	867,47	867,47	867,47
Radiação de onda longa emitida (RL↑)	W/m ²	473,93	434,86	455,48	432,68
Radiação de onda longa incidente (RL↓)	W/m ²	355,85	355,85	355,85	355,85
Temperatura da superfície	° C	33,03	24,96	29,60	23,53
Saldo de radiação (Rn)	W/m ²	424,81	583,22	546,80	719,25

Tabela 4.18 - Resultados do cálculo de Rn com o Modelo de Elevação Digital no dia 04 de outubro de 2001 para os quatro alvos pré-estabelecidos.

<u>Parâmetros</u>	<u>Unidades</u>	solo exposto	área irrigada	área cultivada	açude
		(P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	(P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	(P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5,02" S)	(P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
Elevação	m	560	504	512	573
Inclinação	graus	7,00	1,00	2,00	1,00
Aspecto da superfície	graus	212	303	240	303
Ângulo zenital do Sol	graus	51,6	49,3	48,3	46,4
Radiância – B1	mW/cm ² .µm.sr	100,99	60,60	73,35	56,34
Radiância – B2	mW/cm ² .µm.sr	123,97	54,94	69,95	39,94
Radiância – B3	mW/cm ² .µm.sr	139,70	39,85	62,04	25,73
Radiância – B4	mW/cm ² .µm.sr	119,79	114,05	115,01	12,59
Radiância – B5	mW/cm ² .µm.sr	30,18	14,10	19,74	1,51
Radiância – B6	W/m ²	10,19	9,10	9,69	,73
Radiância – B7	mW/cm ² .µm.sr	7,58	2,11	3,88	0,28
Emissividade da superf.	-	0,974	0,980	0,980	0,985
Refletividade - B1	-	0,175	0,100	0,122	0,093
Refletividade – B2	-	0,212	0,089	0,115	0,065
Refletividade – B3	-	0,286	0,077	0,122	0,050
Refletividade – B4	-	0,388	0,351	0,359,	0,039
Refletividade – B5	-	0,495	0,220	0,311	0,023
Refletividade – B7	-	0,443	0,117	0,218	0,016
Albedo planetário integrado (Toa)	-	0,258	0,135	0,165	0,064
Albedo da superfície	%	39,4	18,2	23,3	5,8
IVDN	-	0,121	0,619	0,468	- 0,127
Transmissividade atmosférica	-	0,761	0,760	0,760	0,761
Radiação de onda curta incidente (Rs↓)	W/m ²	819,30	861,62	850,46	863,19
Radiação de onda longa emitida (R _L ↑)	W/m ²	503,80	450,81	479,84	435,29
Radiação de onda longa incidente (R _L ↓)	W/m ²	328,40	328,56	328,54	328,37
Temperatura da superfície	° C	35,94	27,10	31,94	23,63
Saldo de radiação (Rn)	W/m ²	312,63	575,21	493,16	701,31

Tabela 4.19 - Resultados do cálculo de Rn sem o Modelo de Elevação Digital no dia 04 de outubro de 2001 para os quatro alvos pré-estabelecidos.

Parâmetros	Unidades	solo exposto	área irrigada	área cultivada	açude
		(P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	(P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	(P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5,02" S)	(P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
Radiância – B1	mW/cm ² .µm.sr	100,99	60,60	73,35	56,34
Radiância – B2	mW/cm ² .µm.sr	123,97	54,94	69,95	39,94
Radiância – B3	mW/cm ² .µm.sr	139,70	39,85	62,04	25,73
Radiância – B4	mW/cm ² .µm.sr	119,79	114,05	115,01	12,59
Radiância – B5	mW/cm ² .µm.sr	30,18	14,10	19,74	1,51
Radiância – B6	W/m ²	10,19	9,10	9,69	,73
Radiância – B7	mW/cm ² .µm.sr	7,58	2,11	3,88	0,28
Emissividade da superf.	-	0,974	0,980	0,980	0,990
Refletividade - B1	-	0,164	0,099	0,119	0,092
Refletividade – B2	-	0,199	0,088	0,112	0,064
Refletividade – B3	-	0,268	0,077	0,119	0,049
Refletividade – B4	-	0,365	0,347	0,350	0,038
Refletividade – B5	-	0,464	0,217	0,304	0,023
Refletividade – B7	-	0,416	0,116	0,213	0,015
Albedo planetário integrado (Toa)	-	0,242	0,134	0,161	0,063
Albedo da superfície	%	36,7	18,0	22,6	5,7
IVDN	-	0,152	0,639	0,492	- 0,127
Transmissividade atmosférica	-	0,750	0,750	0,750	0,750
Radiação de onda curta incidente (Rs↓)	W/m ²	873,72	873,72	873,72	873,72
Radiação de onda longa emitida (R _L ↑)	W/m ²	503,80	450,83	479,84	435,45
Radiação de onda longa incidente (R _L ↓)	W/m ²	361,55	361,55	361,55	361,55
Temperatura da superfície	° C	35,94	27,10	31,94	23,98
Saldo de radiação (Rn)	W/m ²	339,50	618,00	547,61	744,53

4.6 – Saldo de Radiação (Rn)

Na Tabela 4.20 observa-se que os valores do saldo de radiação da área irrigada (P2) do dia 04/12/2000, com e sem o MED, foram iguais a 543,33 W/m² e 583,22 W/m², superiores aos encontrados para a área cultivada (P3 = 489,24 W/m² e 546,0 W/m²) e solo exposto (P1 = 431,45 W/m² e 424,81 W/m²) e abaixo do verificado para o açude (P4 = 621,72 W/m² e 719,25 W/m²), com e sem o MED, respectivamente.

Para o dia 04/10/2001 (Tabela 4.21) observa-se um procedimento análogo para os valores do saldo de radiação, com e sem o MED, ou seja, os valores do saldo encontrados na área irrigada (P2) foram iguais a 575,21 W/m² e 618,0 W/m², superiores aos encontrados para a área cultivada (P3 = 493,16 W/m² e 547,61 W/m²) e solo exposto (P1 = 312,63 W/m² e 399,50 W/m²) e abaixo do verificado para o açude (P4 = 701,31 W/m² e 744,53 W/m²), com e sem o MED, respectivamente. Observa-se também que os valores do saldo de radiação estimados com a aplicação do MED foram inferiores aos valores estimados sem a aplicação do MED, com exceção do alvo P1 para o dia 04/12/2000 com o MED. Os valores do saldo de radiação dos alvos P2 do dia 04/10/2001 foram superiores aos do dia 04/12/2000 com e sem o MED.

Tabela 4.20 – Valores instantâneos do saldo de radiação para 04 alvos da superfície, no dia 04/12/2000, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).

Saldo de radiação instantâneo (W/m ²)	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5.02" S)	açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
Com o MED 2000	431,45	543,33	489,24	621,72
Sem o MED 2000	424,81	583,22	546,0	719,25

Tabela 4.21 – Valores instantâneos do saldo de radiação para 04 alvos da superfície, no dia 04/10/2001, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).

Saldo de radiação instantâneo (W/m ²)	solo exposto (P1) (40° 45' 0,07" W; 9° 22' 44,15 S)"	área irrigada (P2) (40° 45' 27,79" W; 9° 23' 21,38" S)	área cultivada (P3) (40° 41' 40,75" W; 9° 22' 5.02" S)	açude (P4) (40° 46' 3,96" W; 9° 21' 34,57" S)
Com o MED 2001	312,63	575,21	493,16	701,31
Sem o MED 2001	399,50	618,0	547,61	744,53

As Figuras 4.22 e 4.23 representam a composição falsa cor RGB das bandas 2, 3 e 4 referente à área de estudo, com os valores instantâneos do saldo de radiação da superfície das áreas em estudo, do TM - Landsat 5, para os dias 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001, respectivamente. Observando as referidas figuras verifica-se que as áreas com tonalidade rosa representam valores de R_n inferiores a $360,26 \text{ Wm}^{-2}$ no dia 04/12/2000, com e sem o MED e $457,08 \text{ Wm}^{-2}$ para o dia 04/10/2001, em ambos os métodos, correspondentes às áreas de solo exposto. As áreas com tons azul e verde representam as áreas que possuem valores intermediários, correspondentes aos intervalos de: $360,26$ a $594,86 \text{ Wm}^{-2}$, para o dia 04/12/2000 e $457,08$ a $651,94 \text{ Wm}^{-2}$ para o dia 04/10/2001, com e sem o MED, e representam as áreas irrigadas e cultivadas. As áreas com a tonalidade vermelha representam valores de R_n superiores a $594,86 \text{ Wm}^{-2}$, com e sem o MED, para o dia 04/12/2000 e $651,94 \text{ Wm}^{-2}$ para o dia 04/10/2001, em ambos os métodos, correspondendo às áreas com açudes.

A Tabela 4.22 apresenta valores estatísticos do saldo de radiação estimados com e sem a aplicação do Modelo de Elevação Digital para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001.

Observa-se que os valores mínimos e médios do saldo de radiação foram maiores sem o MED para as imagens de 2000 e 2001. Os dados estimados utilizando o MED apresentaram maior variabilidade nos dois dias estudados e a menor dispersão do saldo de radiação foi computada para o dia 04/10/2001, sem o MED, com um valor de $38,84 \text{ W/m}^2$ para o desvio padrão.

Tabela 4.22 – Valores estatísticos do saldo de radiação mínimo, máximo, média, moda e o desvio padrão para os dias 04/12/00 e 04/10/01, com e sem o Modelo de Elevação Digital (MED).

Saldo de Radiação (Wm^{-2})	Mínimo	Máximo	Média	Moda	Desvio Padrão
Com o MED 2000	127,69	728,68	478,61	503,30	83,82
Sem o MED 2000	276,77	731,51	560,80	589,41	43,79
Com o MED 2001	121,83	787,13	520,78	550,64	79,40
Sem o MED 2001	368,44	746,30	567,76	579,51	38,84

As Figuras 4.24, e 4.25 representam os histogramas de freqüência com os valores de R_n mínimos, máximos médios e as modas, para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, com e sem o MED, respectivamente. Os valores médios estão representados pela linha vertical vermelha. A moda para o dia 04/12/2000 foi de $503,30 \text{ Wm}^{-2}$ com o MED e $589,41 \text{ Wm}^{-2}$ sem o MED,

correspondentes às áreas irrigadas, ou não e com solos úmidos respectivamente. Para o dia 04/10/2001 obteve-se $550,64 \text{ Wm}^{-2}$ e $579,51 \text{ Wm}^{-2}$ correspondentes às áreas irrigadas ou não.

As Figuras 4.24C e 4.25C representam os histogramas de frequência da diferença do saldo de radiação para os dias 04/12/2000 e 04/10/2001, com e sem o MED. Para o dia 04/12/2000 temos um valor mínimo da diferença igual a $0,084 \text{ Wm}^{-2}$ e o máximo de $273,01 \text{ Wm}^{-2}$ com um valor médio de $87,70 \text{ Wm}^{-2}$ para ambos os métodos. Para o dia 04/10/2001 o máximo foi de $113,59 \text{ Wm}^{-2}$ e a média de $28,50 \text{ Wm}^{-2}$, resultados que corroboram com a análise desta variável.

Devido ao fato de não ter-se resultados medidos em campo, para uma efetiva comparação entre os métodos aqui aplicados e apesar do prévio conhecimento da existência da variação dos parâmetros destes trabalhos, devido as diferentes épocas das datas de obtenção das imagens de satélite utilizadas nesse estudo, recorreu-se a resultados de trabalhos desenvolvidos para diferentes fruteiras cultivadas na região do Sub-médio São Francisco.

Portanto, são citados alguns resultados de trabalhos aplicados para mangueira, bananeira, videira e goiabeira, os quais foi determinada a evapotranspiração pelo método do balanço de energia baseado na razão de Bowen, onde se realizaram medidas do saldo de radiação sobre as referidas culturas. É de conhecimento geral que há variações significativas do saldo de radiação ao longo do ano e do dia, são comparados os resultados desta pesquisa com valores do saldo de radiação mais próximos possíveis ao Dia Juliano = 338 e Dia Juliano = 277, utilizado nesse trabalho.

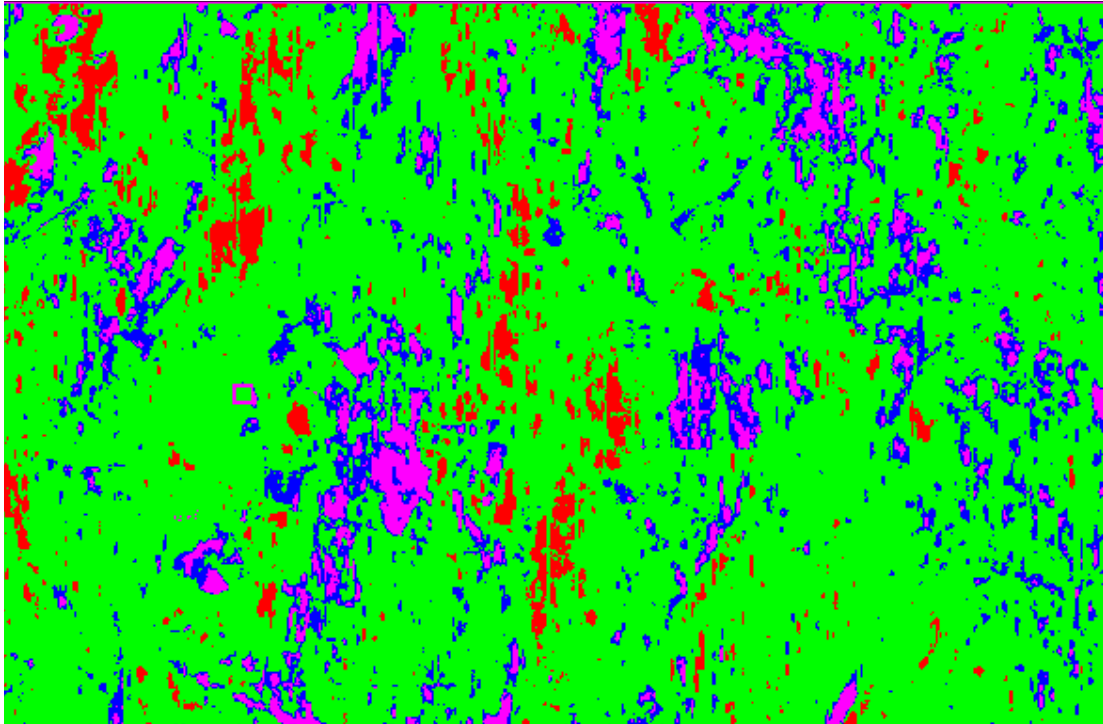
Silva (2000), fazendo estimativa das necessidades hídricas da mangueira, verificou o saldo de radiação para as 9h30 iguais a $471,8 \text{ W/m}^2$. Teixeira (2000) realizou o balanço de energia na cultura da bananeira irrigada no Sub-médio São Francisco durante um ciclo produtivo, encontrando um saldo de radiação para as 9h30, próximo de $400,0 \text{ W/m}^2$. Novamente Teixeira et al. (2000) encontraram valores do R_n próximo a $500,0 \text{ W/m}^2$ para o dia 09 /08/2000. Ávila Netto et al. (2000) através de seu trabalho de exigências hídricas da videira do Sub-médio São Francisco, encontraram valores do saldo de radiação para o dia 21/07/2000 às 9h30, igual a $331,54 \text{ W/m}^2$.

Bastiaanssen et al. (1998) utilizaram o algoritmo SEBAL para estimar ao saldo de radiação sobre a bacia do Rio Heihe (China), em uma área desértica e outra de oásis e compararam seus resultados com medidas realizadas na superfície. Verificaram que os valores do saldo de radiação estimados pelos dados de satélite foram superiores aos medidos no campo, para as duas áreas.

Neste trabalho os resultados estimados do saldo de radiação através do SEBAL, com a aplicação do MED foram inferiores aos valores estimados sem o MED, mostrando a importância de se levar em consideração os efeitos topográficos na estimativa dos mesmos.

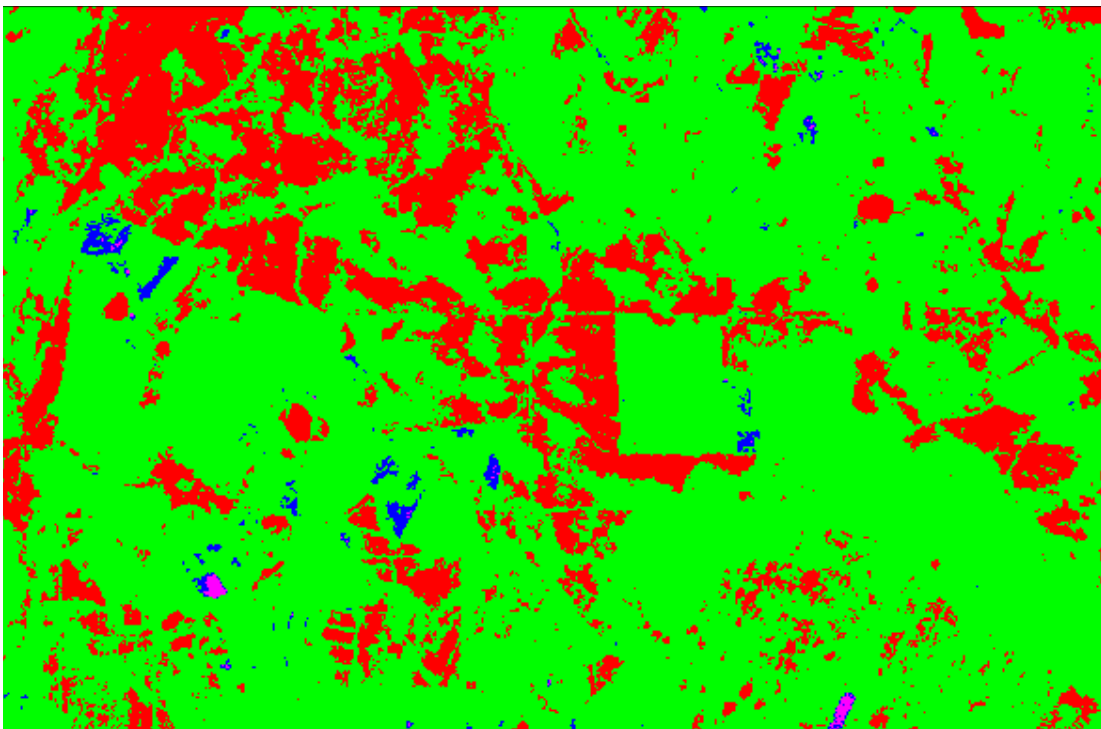
Observa-se, também, que o R_n dos quatro alvos estudados foram inferiores com a aplicação do MED em ambos os dias estudados e que o ano de 2000 foi superior ao de 2001, com e sem o MED com exceção dos alvos P2 (área irrigada) e P4 (açude).

a)



■ $R_n < 360,26$ ■ $360,26 < R_n < 418,88$ ■ $418,88 < R_n < 594,86$ ■ $R_n > 594,86$

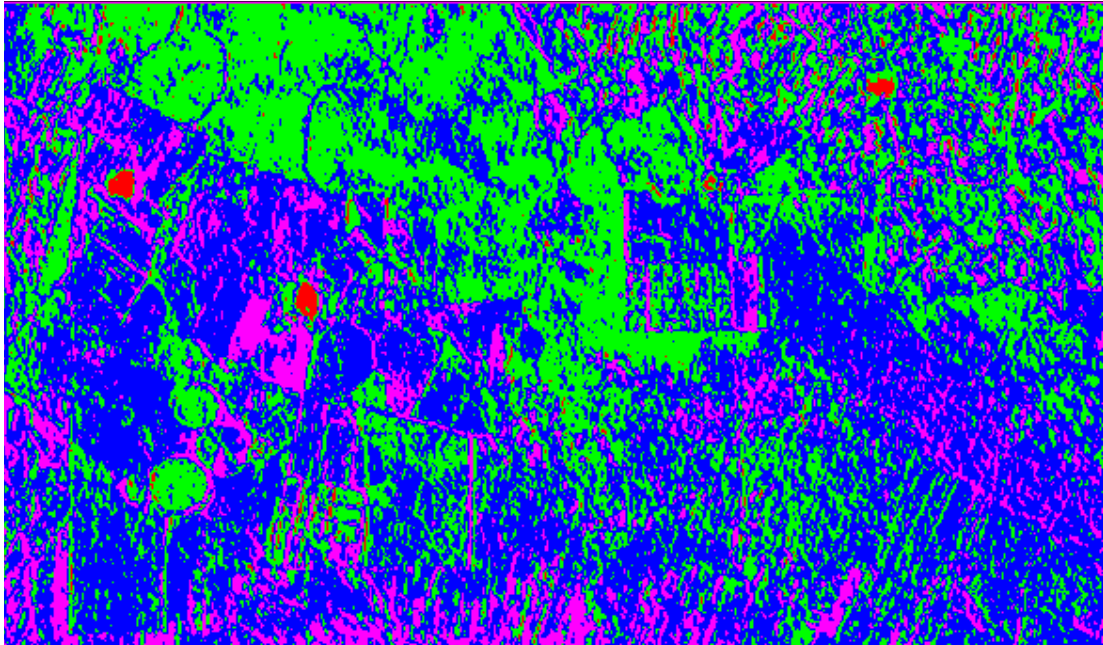
b)



■ $R_n < 360,26$ ■ $360,26 < R_n < 418,88$ ■ $418,88 < R_n < 594,86$ ■ $R_n > 594,86$

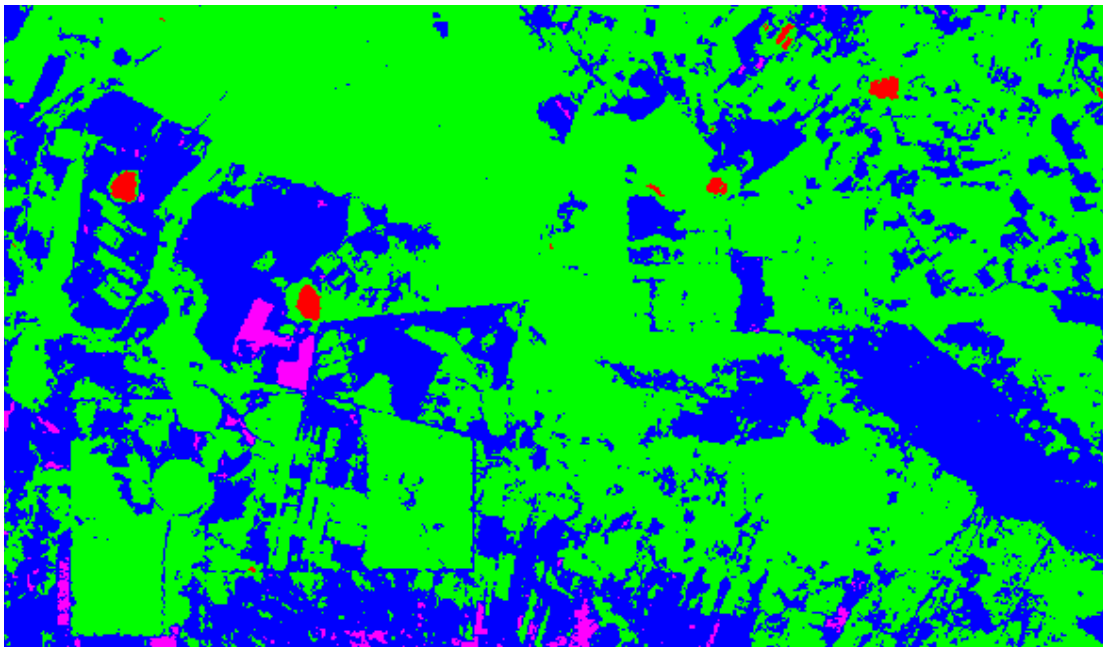
Figura 4.22 – Imagem do saldo de radiação de onda curta (Wm^{-2}) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

a)



■ $Rn < 457,08$ ■ $457,08 < Rn < 555,89$ ■ $555,89 < Rn < 651,94$ ■ $Rn > 651,94$

b)



■ $Rn < 457,08$ ■ $457,08 < Rn < 555,89$ ■ $555,89 < Rn < 651,94$ ■ $Rn > 651,94$

Figura 4.23 – Imagem do saldo de radiação de onda curta (Wm^{-2}) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

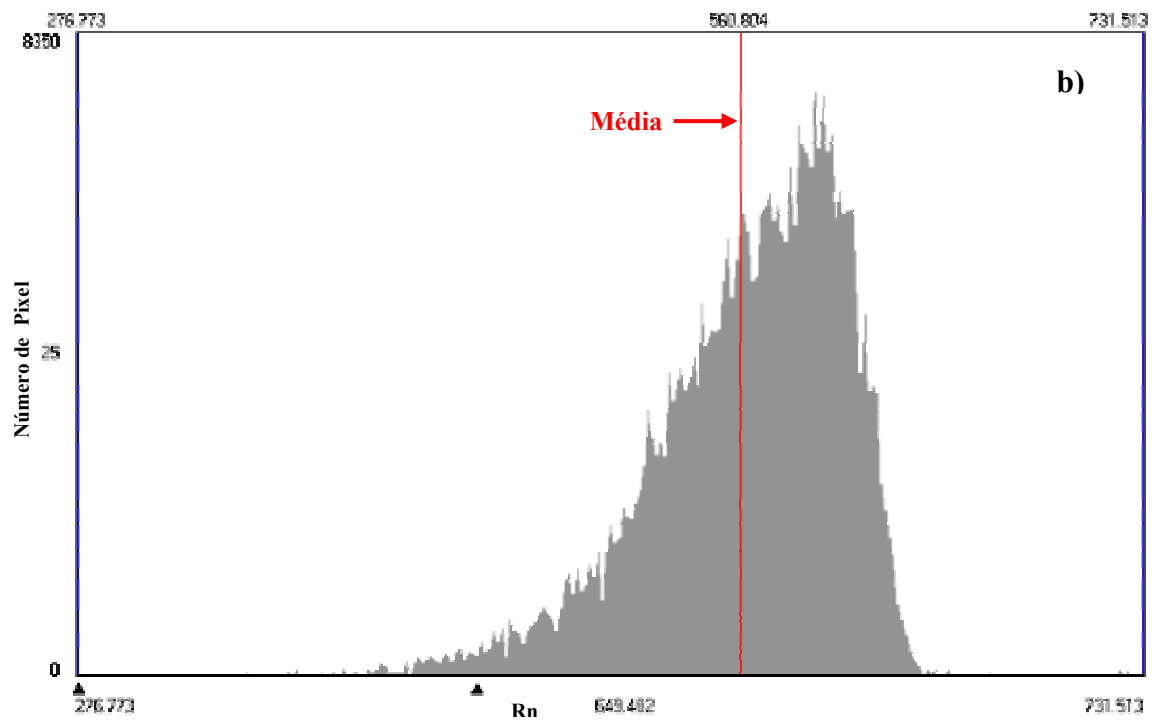
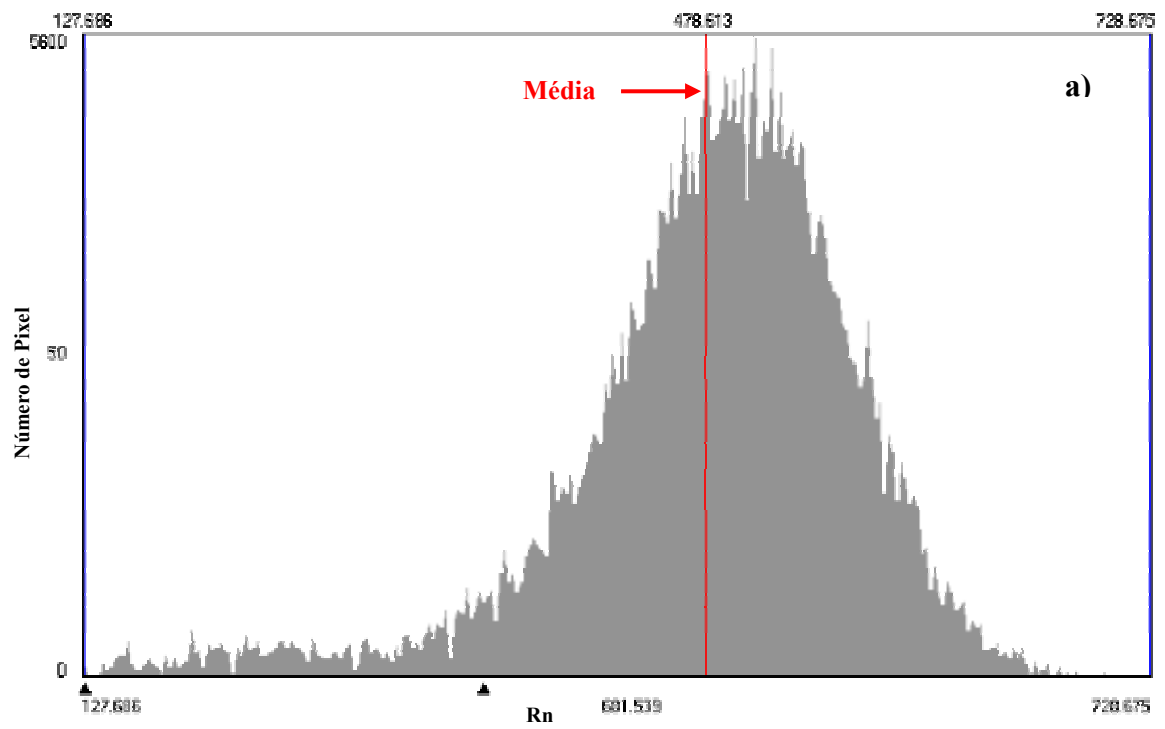


Figura 4.24 – Histograma de frequência do saldo de radiação de onda curta (Wm^{-2}) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de dezembro de 2000.

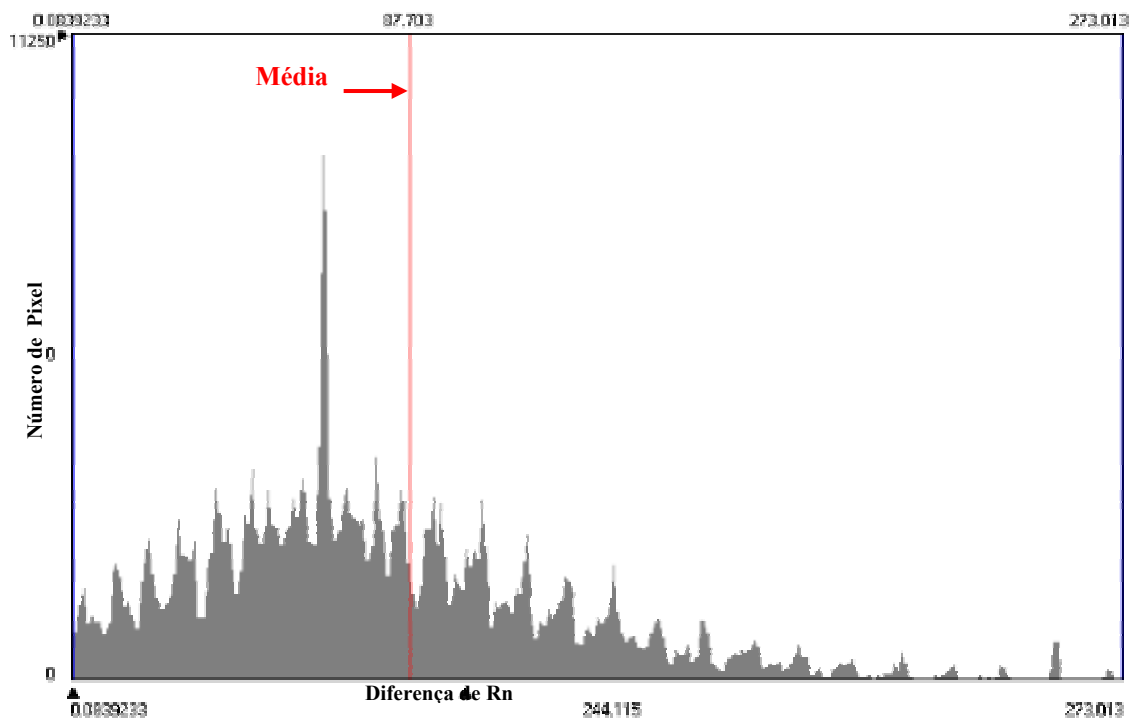


Figura 4.24C – Histograma de frequência da imagem da diferença do saldo de radiação para o dia 04/12/2000, com e sem o MED.

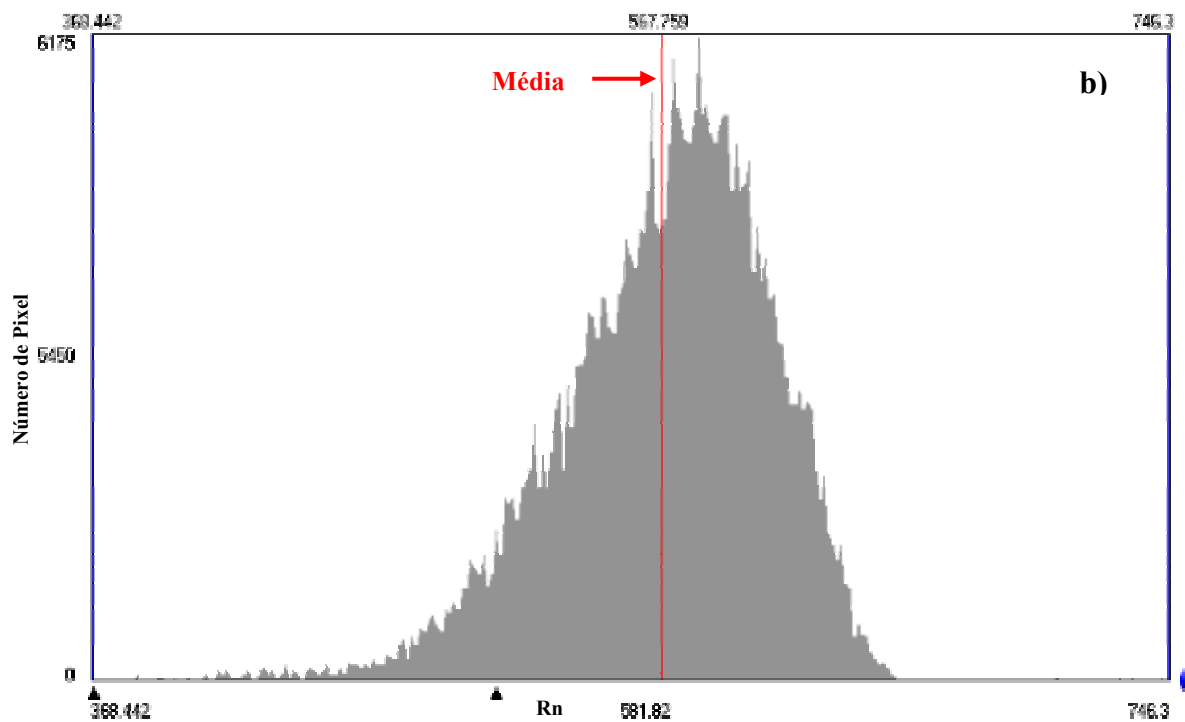
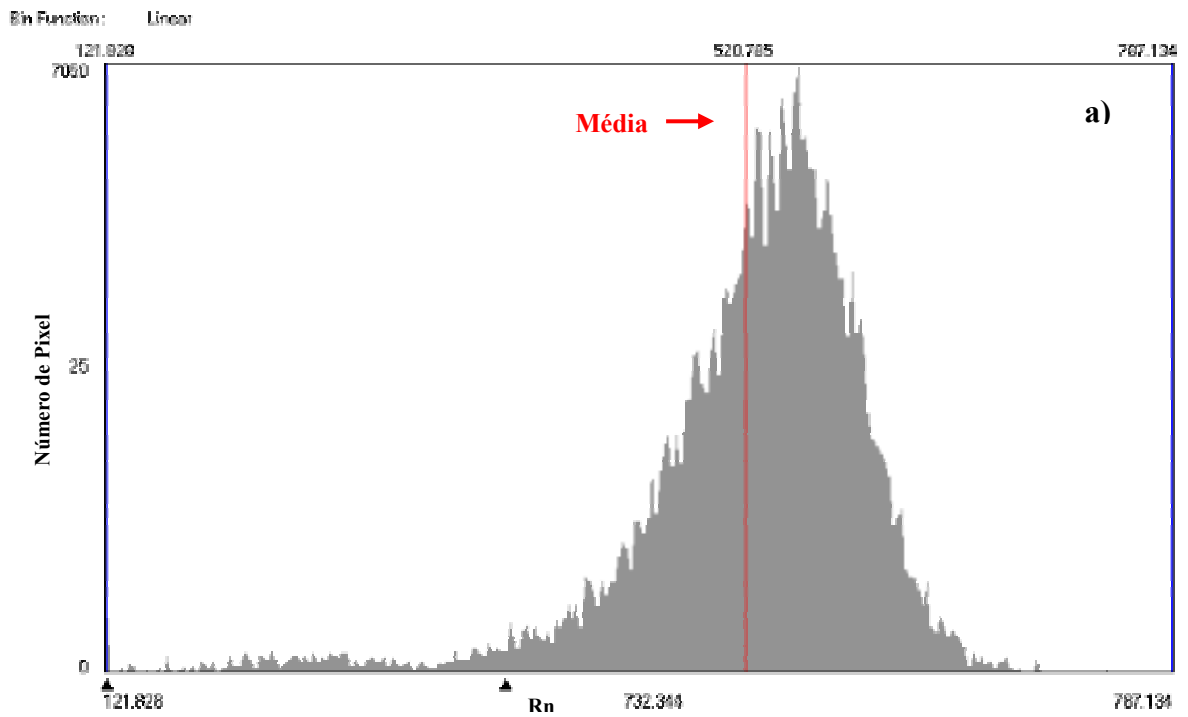


Figura 4.25 – Histograma de frequência do saldo de radiação de onda curta (Wm^{-2}) com o MED (a) e sem o MED (b) para o dia 04 de outubro de 2001.

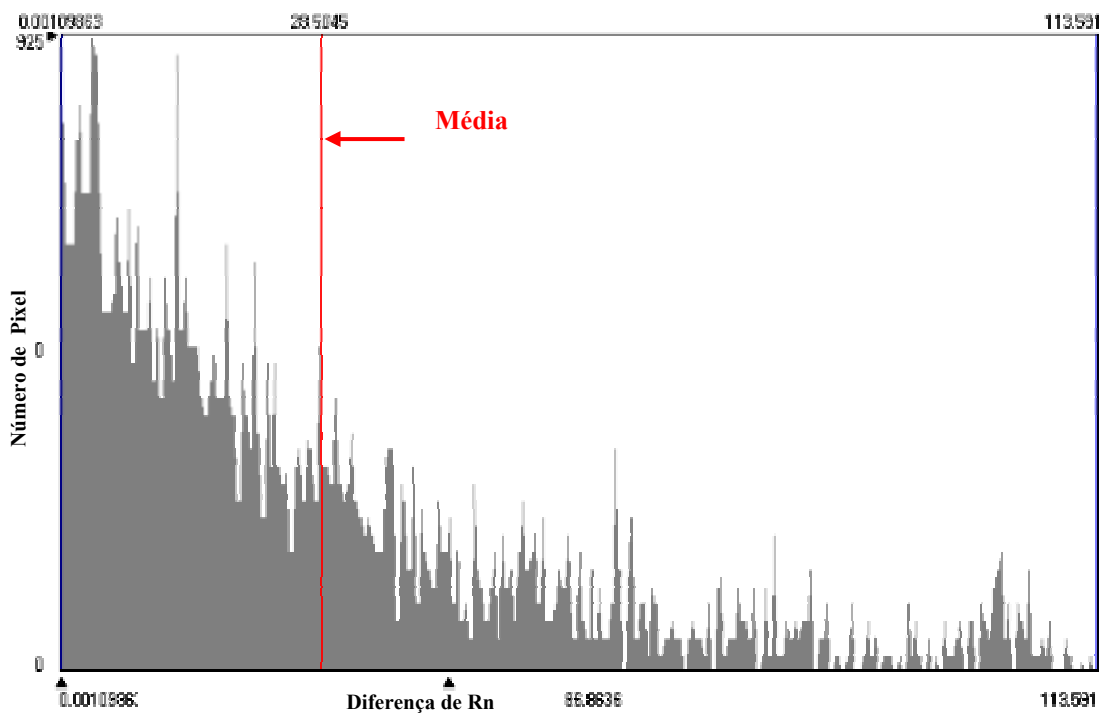


Figura 4.25C – Histograma de frequência da imagem da diferença do saldo de radiação para o dia 04/10/2001 com e sem o MED.

5 – CONCLUSÕES e RECOMENDAÇÕES

5.1 - CONCLUSÕES

- A análise e discussão dos resultados induzem às seguintes conclusões:

1. Não houve variação na estimativa da transmissividade atmosférica entre os métodos.
2. A emissividade da superfície sofreu uma pequena variação entre os métodos.
3. O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN), referente à área total de estudo, apresentou pequena variação entre os métodos, com médias de 0,394 com o MED e 0,392 sem o MED, em 04/12/2000 e 0,283 para 04/10/2001 com e sem o MED, mostrando grande variação entre os dias estudados, evidenciando uma maior cobertura vegetal para a cena do dia 04/12/2000.
4. Os valores estimados do albedo da superfície foram maiores com a utilização do Modelo de Elevação Digital, em ambos os anos e apresentou valores entre 6,9% e 46,4% para 2000; 4,1% e 42,0%, para 2001, com o MED e sem o MED, 6,5% e 37,8%, para 2000 e 4,9% e 40%, para 2001;
5. Os valores do albedo da superfície dos quatro pixels preestabelecidos referentes ao dia 04/12/2000, com a utilização do MED, foram de: para o solo exposto (P1) 36% com uma inclinação de 7° direcionado para o nordeste; para a área irrigada (P2) 23%, com inclinação de 3° direcionada para o nordeste; para a área cultivada (P3) 25% com inclinação de 14° direcionada para o sudeste e para açude (P4) 8,0%, com inclinação de 9° direcionada para o sudeste. Os valores dos mesmos alvos referentes ao mesmo ano, sem a aplicação do MED, foram: P1 = 35%, P2 = 21,6%, P3 = 23% e P4 = 7%;

6. Para o ano 2001 (solo exposto, área irrigada, área cultivada e açude), de: P1 (39,4% com inclinação de 7° direcionada para o nordeste); P2 (18,2% com inclinação de 1° e direção sudeste); P3 (23,3% com inclinação de 2° com direção nordeste) e finalmente P4 (5,8% com inclinação de 1° direcionada para o sudeste) com o MED. Os valores dos mesmos alvos referentes ao mesmo ano, sem a aplicação do MED foram de: P1 (36,7%), P2 (18%), P3 (22,6%) e P4 (5,7%). Os valores do albedo dos alvos estudados são aproximadamente semelhantes aos valores do albedo calculado com dados de superfície.

7. A temperatura da superfície obtida com a utilização do Modelo de Elevação Digital, para o dia 04/12/2000, variou de 22,74°C a 35,80°C, apresentando valor um pouco maior do que o estimado sem o MED, que obteve uma variação de 22,18°C a 37,35°C. Já para 2001 a temperatura da superfície foi praticamente a mesma com e sem o MED. Os valores estimados da temperatura da superfície em 2001 são maiores do que os estimados em 2000 com e sem o MED respectivamente. Esse acréscimo na temperatura em 2001 foi devido à ausência de precipitação nos meses e dias próximos à data da passagem do satélite e a maior cobertura vegetal em 2000.

8. Para o dia 04/12/2000, constata-se que dentre os componentes do balanço de onda curta (com o MED), a radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$) foi a de maior magnitude, variando entre 808,16 W/m² a 890,30 W/m² com uma amplitude de 82,14 W/m², com o MED. O valor de menor magnitude ocorreu no alvo P4 (808,16 W/m²) e o maior foi para P1 (890,30 W/m²) e para o dia 04/10/2001, ($R_{s\downarrow}$) variou entre 819,30 W/m² e 863,19 W/m² com uma amplitude de 43,89 W/m², com o MED constatando-se uma variação significativa em $R_{s\downarrow}$ com o MED em relação a $R_{s\downarrow}$ sem o MED. Isto devido ao fato de que o cálculo de $R_{s\downarrow}$ sem a aplicação do Modelo de Elevação Digital (MED), leva em consideração o valor de Z constante para toda a área (tanto para a cena de 2000 como para a de 2001) e com a aplicação do MED Z é variável para cada pixel. Os valores mínimos, máximos e médios são maiores para o dia 04/10/2001 do que os apresentados para o dia 04/12/2000.

9. Os valores instantâneos do saldo de radiação da superfície dos alvos preestabelecidos com o MED, referente ao dia 04/12/2000 foram de: P1 (solo exposto) = 431,45 Wm⁻² com uma inclinação de 7° direcionado para o nordeste; P2 (área irrigada) = 543,33 Wm⁻², com inclinação de 3° direcionada para o nordeste; P3 (área cultivada) = 489,24 Wm⁻² com inclinação de 14° direcionada para o sudeste e para P4 (açude) = 621,72 Wm⁻² com inclinação de 9° direcionada para o sudeste. Os valores dos mesmos alvos referentes ao mesmo ano, sem a aplicação do MED, foram: P1 = 424,81 Wm⁻² P2 = 583,22 Wm⁻², P3 = 546,8 Wm⁻² e P4 =

719,25 Wm^{-2} . Para o ano 2001, P1 (solo exposto) = 312,63 Wm^{-2} com inclinação de 7° direcionada para o nordeste; P2 (área irrigada) = 575,21 Wm^{-2} com inclinação de 1° e direção sudeste; P3 (área cultivada) = 493,16 Wm^{-2} com inclinação de 2° com direção nordeste e finalmente P4 (açude) = 701,31 Wm^{-2} com inclinação de 1° direcionada para o sudeste). E sem a aplicação do MED foram de: P1(solo exposto) = 339,50 Wm^{-2} , P2 (área irrigada) = 618,0 Wm^{-2} , P3 (área cultivada) = 547,61 Wm^{-2} e P4 (açude) = 744,53 Wm^{-2} . Os saldos de radiação dos quatro alvos (pixels) estudados foram inferiores com a aplicação do MED em ambos os dias e que o ano de 2000 foi superior ao de 2001, com e sem o MED com exceção dos alvos P2 (área irrigada) e P4 (açude);

10. Os resultados estimados do saldo de radiação através do SEBAL, com a aplicação do MED foram inferiores aos valores estimados sem o MED mostrando a importância de se levar em consideração os efeitos topográficos na estimativa dos mesmos, já que a maior variação do saldo de radiação é causada pela topografia. Os valores estimados do saldo de radiação dos alvos estudados são aproximadamente semelhantes aos valores calculados com dados de superfície encontrados na literatura. Apesar desta semelhança seria de suma importância à obtenção de valores da superfície em pontos georreferenciados e de fácil identificação na imagem, para uma análise comparativa mais eficiente.

5.2 – RECOMENDAÇÕES

- 1 Como continuidade da pesquisa propõe-se que sejam considerados os principais tipos de solos das áreas estudadas, para uma melhor avaliação dos parâmetros analisados.
- 2 Que sejam feitas medidas dos componentes do Balanço de Radiação à superfície em pontos georreferenciados e de fácil identificação na imagem, para uma análise comparativa mais eficiente.

6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

ALLEN, R. G. REF-ET; Reference Evapotranspiration Calculation Software for FAO and ASCE **Standardized Equations**, University of Idaho, 2000.

ALLEN, R. G., PEREIRA, L., RAES, D., and SMITH, M. Crop Evapotranspiration, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy. **ISBN 92-5-104219-5**. 290 p., 1998.

ALLEN, R. G., TASUMI, M. and TREZZA, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0, 97 p., 2002.

ANDING, D., and KAUTH, R. Estimation of Sea Surface Temperature from Space. **Remote Sensing of Environment**, 1, 217-220. 1970.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. North Carolina: Academic Press, 1998.

ÁVILA NETTO, J.; AZEVEDO, P. V.; SILVA, B. B.; Exigências hídricas da videira na região do sub-médio São Francisco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 35, n. 8, p. 1559-1566, 2000.

BASTABLE, H. G.; SHUTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. L.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Observations of Climate, Albedo, and Surface Radiation over cleared and undisturbed Amazonian Forest, **International Journal of Climatology**, 13:783 – 796, 1993.

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

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

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, 1998.

BASTOS, E. J. B.; PONTES, E. G. S. Uma comparação de Estimativas do Balanço de Radiação na Superfície mediante dados de Imagens Meteosat-5 e NOAA-14 AVHRR para Região de São Gonçalo no Sertão Paraibano. Congresso Brasileiro de Meteorologia, IX Campos do Jordão, SP. **Anais**, Vol. 2, 1485-1487, 1996.

BAUSCH, W. C., Soil Background Effects on Reflectance-Based Crop Coefficients for Com. **Remote Sensing Environmental**. 46:213-222, 1993.

BECKER, F. and LI, Z. Towards a local split window methods over lands surfaces. **Journal of Remote Sensing**, 11(3): 369-393, 1990.

BECKER, F. The Impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. **International Journal of Remote Sensing**, 8:1509-1522, 1987.

BÉGUÉ, A. Leaf Area Index, Intercepted Photosynthetically Active Radiation, and Spectral Vegetation Indices: A sensitivity analysis for regular – clumped canopies. **Remote Sensing of Environment**, 45:45 59, 1993.

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** 79:329-343, 2002.

BRAGA, C. Z. F., SETZER, A. W., and DE LACERDA, L. D. Water quality assessment with simultaneous Landsat 5 TM data at Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil. **Remote Sensing of Environment**, 45, 95-106, 1993.

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

CALVET, J. C.; VISWANADHAM, Y. Amazon forest radiation budget from satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, 32:844-847, 1992.

CASELLES, V.; ARTIGAO, M. M.; HURTADO, E.; COLL, C.; and BRASA, A. Mapping actual evapotranspiration by combining Landsat TM and NOAA AVHRR images: Application to the barrax area, Albacete, Spain. **Remote Sensing of Environment**, 63, 1-10, 1998.

CEBALLOS, J. C. e BASTOS, E. J. B. Um Estudo de Imagens Landsat – 5 no Agreste Paraibano. I: Reflectâncias de duas Épocas do Ano. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 3, 207-215, 1988.

CHANDRAPALA, L. and WIMALASUIYA, M. Satellite Measurements Supplemented with Meteorological Data to Operationally Estimate Evaporation in Sri Lanka. **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 89 – 107, 2003.

CHOUDHURY, B. J. Multispectral Satellite observations for arid land studies, **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, 47: 101- 126, 1992

CODEVASF. Projeto Nilo Coelho – Descrição e Características Técnicas. www.cedvasf.gov.br, 2003. Acesso em 05 de setembro de 2003.

COLL, C.; CASELES, V.; SOBRINO, J.A.; VALOR, E. – On the atmospheric dependence of the Split – Window equation for Land Surface, **International Journal of Remote Sensing**, 15(1): 105-122, 1994.

COLLINS, Stanley H. **Algorithms for Dense Digital Terrain Models**, Ontario, Canada, 1978. pp. 307-317.

COLLWEL, ROBERT N., 1983. Manual of Remote Sensing. Falls Church: **American Society of Photogrammetry**. 1359 p.

COOPER, D. I. and ASRAR, G. Evaluation Atmospheric Correction Models for retrieving Surface Temperatures for the AVHRR over a Tallgrass Praire, **Remote Sensing of Environment**, 27: 93-102, 1991.

CROSTA, A. P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento remoto**, IG/UNICAMP, Campinas, São Paulo, 170p., 1992.

CURRAN, P. J. **Principles of remote sensing**. London: **Longman**, 282 p., 1985.

DASH, P., GOTTSCHKE, F. S., OLESEM, F. S., and H. FISCHER, H., Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: Theory and practice-current trends. **International Journal of Remote Sensing**, 23: 2563-2594, 2002.

DAVIES, J. A., MCKAY, D. C. Evaluation of selected modelo for estimating solar radiation on horizontal surfaces. **Solar Energy**; 43(3): 153-168, 1989.

DEMATTE, J. A. M. E GARCIA, G. J., Dados digitais do TM/Landsat-5 na discriminação de solos desenvolvidos de rochas eruptivas no Estado de Paraná. IN: **Anais do Congresso Brasileiro de Ciências do Solo**, Viçosa (MG), 25:1586-1588, 1995.

DESJARDINS, R.; GRAY, J.; BONN, F. Athmosfheric corrections for remotely-sensed thermal data in coal humid temperate zond. **International Journal of Remote Sensing**, 11(8): 1369-1389, 1990.

DIABATÉ, R. I.; WALD, L.; MICHAUD-REGAS, N. Mapping the ground albedo of western Africa on its time evolution during 1984, using Meteosat visible data. **Remote Sensing of Environment**, 27:221-232, 1989.

DICKINSON, R. E.; PINTY, B.; VERSTAETE, M. M. Relating surface albedos in GCM to remotely sensed data. **Agricultural and Forest Meteorology**, 52:109-131, 1990.

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

ERDAS INC. IMAGINE: ERDAS field guide, 4th edn (Atlanta: ERDAS. Inc.), 1997.

FORMAGGIO, A. R., EPIFANIO, J. C. N., VALERIANO, M. M. and OLIVEIRA, J. B. Características multiespectrais de alguns solos tropicais do Estado de São Paulo. In: **Anais do Congresso Brasileiro de Ciência do Solo**, Viçosa (MG), 25: 1517-1519, 1995.

FRANÇA, G. B.; A. P. CRACKNELL. Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-11 AVHRR data in north-eastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, 15(8): 1695-1712, 1994.

GILABERT, M. A.; CONESE, C.; MASELLI, F. An atmospheric correction method for the automatic retrieval of surface reflectance from TM images. **International Journal of Remote Sensing**, 15. 2065 – 2086, 1994.

GORMAN, A. J. and Mc.Gregor. J. M. Some considerations for using AVHRR Climatological Studies. I – Orbital Characteristics of NOAA Satellite, **International Journal of Remote Sensing**, 15 (3): 537-548, 1994.

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

GRIEND, A. and OWE, M. On the relationship between thermal emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index for natural surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, v. 14, n.6, p.1119 – 1131, 1993.

GRUBER, A. Determination of the Earth-Atmosphere Radiation Budget from NOAA Satellite Data. National. **Environmental Satellite Service**, Washington, 1978.

GUOQUAN, D.; ZHANGZHI, LI. The apparent emissivity of vegetation canopies. **International Journal of Remote Sensing**, 14(1): 183-188, 1992.

GUPTA, R. K. Comparative study of AVHRR Ratio Vegetation Index and Normalized Difference Vegetation Index in district level agricultural monitoring., **International Journal of Remote Sensing**, 14 (1): 53-73, 1993.

GUTMAN, G. G. A simple method for estimating Monthly Mean Albedo of Land Surfaces from AVHRR data. **Journal of Applied Meteorology**, 27 (9): 973-988, separate, 1988.

GUTMAN, G. G.; AMBROZIAK, R.; TARPLEY, G. O. D. Albedo of the U.S. Great Plains as determined from NOAA-9. **Journal of Climate**, 2: 608-617, 1989.

HAAKSTAAD, M.; HOGELER, J. W.; and DAHLE, S., Studies of sea surface temperatures in select northern Norwegian fjords using Landsat TM data. **Polar Research**, 13, 95-104, 1994.

HARTMANN, D. L. **Global Physical Climatology**. USA, Academic Press. 1994. 411 p.

HIPPS, L. E. The infrared emissivities of soil and artemisia tridentada. **Remote Sensing of Environment**, 27: 337-342, 1989.

HUETE, A. R. and TUCKER, C. J. Investigation of Soil Influences in AVHRR Red and Near – Infrared Vegetation Index Imagery., **International Journal of Remote Sensing**, 12 (6): 1223-1242, 1991

HUETE, A. R. and WARRICK, A. W., 1990. Assessment of Vegetation and Soil Water Regimes in Partial Canopies with Optical Remotely Sensed Data. **Remote Sensing of Environment**. 32: 155-167, 1990.

HUETE, A. R. Adjusting Vegetation Indices for Soil Influences. **International Agrophysics**. 4(4): 367-376, 1988.

HUETE, A. R; LIV, H. Q; BATCHILY, K and VAN LEEUWEN. A comparison of vegetation indice over global set TM images for ESOD_MODIS. **Remote Sensing of Environment**. 59, 440-451. 1997.

IQBAL. M. An Introduction to Solar Radiation. Lbrary of Congress Cataloging in Publication data, Academic Press Canadian. 1983.

JENSEN, JOHN R., **Introductory Digital Image Processing: a Remote Sensing Perspective**. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall. 486p., 1986.

KANEKO, D., and HINO, M., Proposal and investigation of a method for estimating surface energy balance in regional forests using TM derived vegetation index and observatory routine data. **International Journal of Remote Sensing**, 17, 1129-1148, 1996.

KASSAR, E. **Monitoramento bioclimático utilizando o Satélite NOAA**. Tese de Doutorado. USP – São Paulo – SP, 1995.

KIMES, D. S. and HOLBEN, B. N. Extracting Spectral Albedo from NOAA-9 AVHRR multiple view data using an atmospheric correction procedure and expert system., **International Journal of Remote Sensing**, 13 (2): 275- 289, 1992.

KIMES, D. S.; SELLERS, P. J. Inferring hemispherical reflectance of Earth's surface for global energy budgets from remotely sensed nadir or directional radiance values. **Remote Sensing of Environment**, 45: 85-94, 1993.

KIMES, D. S.; KERBER, A. G.; SELLERS, P. J. Spatial averaging errors in creating Hemispherical Reflectance (Albedo) Maps from Directional Reflectance Data. **Remote Sensing of Environment**, 45: 85-94, 1993.

KUSTAS, W. P. and NORMAN, J. M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. IAHS. **Hydrology Science Journal**, 41(4): 495-516, 1996.

KUSTAS, W. P.; MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; GAY, L. W.; DUELL, L. F. W.; KUNKEL, K. E. and MATHIAS, 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**, 32: 125 – 141, 1990.

LABED, J.; STOLL, M. P. Spatial variability of land surface emissivity in thermal infrared band: spectral signature and effective surface temperature. **Remote Sensing of Environment**. 38: 1-17, 1991.

LASZLO, I.; JACOBOWITH, H.; GRUBER, A. The relative merits of narrowbands channels for estimating broadband albedos. **Journal Atmospheric and Oceanic Technology**. 5(6): 757-773, 1988.

LEITÃO, M. M. V. B. R. Balanço de Radiação e de Energia numa Cultura de Soja Irrigada. (Dissertação de Mestrado). **DCA – CMM TD N° 03**. Campina Grande, 1989, 110 p il.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanço de Radiação em Três Ecossistemas da Floresta Amazônica: Campina, Campinarana e Mata Densa**. (Tese de Doutorado). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 1994, 11p il.

LEITÃO, M. M. V. B. R. e OLIVEIRA, G. M. Estimativa do Albedo em três ecossistemas da Floresta Amazônica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 6, n. 2, p. 256 – 261, Campina Grande-PB, 2002.

LEITÃO, M. M. V. B. R. e OLIVEIRA, G. M. Influência da Irrigação sobre o Albedo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 4, n. 2, p. 214 – 218, Campina Grande - PB. 2000.

LEITÃO, M. M. V. B. R.; AZEVEDO, P.V.; MACIEL, G.F. Balanço de Radiação e de Energia numa Cultura de Soja Irrigada nas condições semi-áridas no Nordeste do Brasil. IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1990. Salvador – Ba. **Anais da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v.1. p. 27-32. 1990.

LILLESAND, T. M. and KIEFER, R. W. **Remote sensing and image interpretation**. John Wiley and Sons, Inc. New York. 1979/1974/1995.

LILLESAND, T. M. and KIEFER, R. W., 1987. **Remote sensing and image interpretation**. 2. Ed. New York: J. Wiley, 850p.

LIMA, L. MOTA. Correção atmosférica em imagens Landsat do Estado da Paraíba. **Publicação DCA – CMM TD nº 05 – 1995**.

LIU, H. Q., and HUTE, A., 1995. A Feedback Based Modification of the NVDI to Minimize Canopy Background and Atmospheric Noise. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 33(2): 1995.

LO, C. P., 1997, Application of Landsat TM data for quality of life assessment in an urban environment. **Computers Environment and Urban Systems**, 21, 259-276.

LOPES, G. M., **Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas utilizando Imagens Landsat5 – TM** (Dissertação de Mestrado). DCA – CMM TD Nº 03. Campina Grande, 2003, 88 p il.

MARKHAM, B. L. and BARKER, L. L. Thematic mapper bandpass solar exoatmospherical irradiances, Int. **Journal of Remote Sensing**, v. 8, nº. 3 p. 517-523, 1987.

MORAN, M. S. Irrigation in Arizona using satellites and airplanes. **Irrigation Science**, 15: 34-44, 1994.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; HART, G. F.; SLATER, P. N.; BARTELL, R. J.; BIGGAR, S. F.; GELLMAN, D. I.; SANTER, R. P. Obtaining surface reflectance factors from atmospheric and view angle corrected SPOT-1 HRV data. **Remote Sensing of Environment**, 32: 103-214, 1990.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; RAYMOND, L. H.; GAY, L. W., and SLATER, P. N. Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground based meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, 30, 77-87. 1989.

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

MOURA, M. S. B. **Fenologia e consumo hídrico da goiabeira (*Psidium gaujava* L.) irrigada**. Campina Grande: DCA/CCT/UFPB, 2001. 124p. (dissertação de Mestrado).

NOVO, E. M., 1989. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. São Paulo. Edgard Blucher. 307p.

OTTLÉ, C. and VIDAL-MADJAR, D. Estimation of land surface temperature with NOAA-9 data. **Remote Sensing of Environment**, 40: 27-41, 1992.

OTTLÉ, C. and STOLL, M. – Effect of Atmospheric Absorption and Surfaces Emissivity on the Determination of Land Surface Temperature from infrared Satellite data., **International Journal of Remote Sensing**, 14 (10): 2025-2037, 1993.

PARADELLA, W. R., VITORELLO, I., LINS C. C., MATOS, J. T., DUTRA, L. V. and MENESES. P. R., 1990. Imagens de satélite Spot-1 em mapeamento geológico: um estudo comparativo com vários produtos sensores no vale do Rio Curaçá, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, 20: 282-292.

PAW, U. K. T. Development of Models for Thermal Infrared Radiation Above and Withing Plant Canopies. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, 47: 189-203, 1992.

PINKER, R. T.; CORIO, L. A. Surface radiation budget from satellites. **Monthly Weather Review**, 112: 209-215, 1984.

PINKER, R. T.; TARPLEY, J. D. The relationship between the planetary and surface net radiation: An updat. **Journal of applied Meteorology**, 27: 957-964, 1988.

PINTO, S. F., **Utilização de técnicas de sensoriamento remoto para caracterização de erosão do solo no sudeste do Estado de São Paulo**. São José dos Campos (SP): INPE, 128p., 1983.

PONTES, C. S., OLIVEIRA, W. J. and BRAUN, P. G., 1990. Análise das feições fisiográficas, magnéticas e radiométricas da região do Gaben do colorado, na porção sul do Estado de Rondônia. In: **Anais do simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, São José dos Campos (SP), 6: 681-683.

PRABHAKARA, C.; DALU, G.; KUNDE, V. G. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11- to 13- μm window region. **Journal of Geophysical Research**, 79: 5039-5044, 1974.

PRICE, J. C. Estimating Leaf Area Index from Satellite Data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 31(3): 727-734, 1993.

PRICE, J. C. Land Surface Temperature measurements from the Split Window Channels of the NOAA-7 Advanced Very High Resolution Radiometer., **Journal of Geophysical Research**, 89 (D5): 7231-7237, 1984.

QIN, Z.; KARNIELI, A.; BERLINER, P. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. Int. **Journal of Remote Sensing**, v. 22, n°. 18 p. 3719-3746, 2001.

QUAIDRARI, H.; GOWARD, S. N.; CZAJKOWSKI, K. P.; SOBRINO, J. A. and VERMOTE, E. land surface temperature estimation from AVHRR thermal infrared measurements: In assessment for the AVHRR land Pathfinder II data Set. **Remote Sensing Environment**, 81: 114-128, 2002.

RANSON, K. J.; IRONS, J. R.; DOUGHTRY, C. S. T. Surface albedo from bidirectional reflectance. **Remote Sensing of Environment**, 35: 201-211, 1991.

REDDY, S. J. e AMORIM NETO, M. S. **Dados de Precipitação, Evapotranspiração Potencial, Radiação Solar Global de Alguns Locais e Classificação Climática do Nordeste Brasileiro. Petrolina – PE**, EMBRAPA/CPATISA, 280 p., 1993.

REUTER, H.; OLESEN, F. S.; FISCHER, H. Distribution of the brightness temperature of land surfaces determined from AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, 15(1): 95-104, 1994.

SANTOS, A. P., VIEIRA, L. S., VIEIRA, I. M. S. and DIAS, A. C. Mapeamento do uso atual das terras da Bacia do Rio Candiaruaçu utilizando imagens TM/LANDSAT-5. In: **Anais do Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Viçosa (MG)**, 25: 1672-1674, 1995.

SAUNDERS, R. W. The determination of broad band surface albedo from AVHRR visible and near-infrared radiances. **International Journal of Remote Sensing**, 11(1): 49-67, 1990.

SCHMUGGE, T. J.; BECKER, F.; LI, Z. Z. Spectral emissivity variations observed in airborne surface temperature measurements. **Remote Sensing of Environment**, 35: 95-104, 1991.

SEGUIN, B.; ASSAD, E.; FRETEAND, J. P.; IMBERMAN, J.; KERR, Y.; LAGOUARDE, J. P. Use of Meteorological Satellite for Water Balance Monitoring in Sahelian Regions., **International Journal of Remote Sensing**, 10 (6): 1101-1117, 1989.

SCHNEIDER K. and MAUSER W. Processing and accuracy of Thematic Mapper data for lake surface temperature measurement. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 17. nº 11, 2027-2041, 1996

SILVA, B. B. Da.; FEITOSA, J. R.; MOURA, M. S. B.; GALVÍNCIO, J. D.; COSTA, F. J. F. Determinação do Albedo do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho com Técnicas de Sensoriamento Remoto e Imagens Landsat 5-TM. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XII, 2002, Foz de Iguaçu. **Anais**, Paraná: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002, CD-ROM.

SILVA, B. B. Da.; FEITOSA, J. R.; MOURA, M. S. B.; GALVÍNCIO, J. D.; COSTA, F. J. F. Balanço de Radiação no perímetro irrigado Senador Nilo Coelho utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5 – TM. CONGRESSO BRASILEIRO DE

METEOROLOGIA, XII, 2002, Foz de Iguaçu. **Anais**, Paraná: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002, CD-ROM.

SILVA, V. P. R. **Estimativa das necessidades hídricas da mangueira**. Campina Grande: DCA/CCT/UFPB, 2000. 129 p. (Tese de Doutorado).

SINGH, S. M., Brightness temperature algorithms for Landsat Thematic Mapper Data. **Remote Sensing of Environment**, 24, 509-512, 1988.

SLATER, P. N., 1980. Optics and Optical Systems. **Addison-Wesley: reading**, 275p.

SMITH, M. O.; USTIN, S. L.; ADAMS, J. B.; GILLESPIE, A. R. Vegetation in Deserts: I. A regional measure of abundance from Multispectral Images. **Remote Sensing of Environment**. 31: 1 – 26, 1990.

SMITH, R. C. G. and CHOUDHURY, B. J. Analysis of Normalized Difference and Surface Temperature observations over South-Eastern Australia., **International Journal of Remote Sensing**, 11 (11): 2021-2044, 1990.

SMITH, R. C. G. and CHOUDHURY, B. J. On the correlations of Indices of Vegetation and Surface Temperature over South-Eastern Australia., **International Journal of Remote Sensing**, 11 (11): 2113-2120, 1990.

SOBRINO, J. A. and CASELLES, V. – A Methodology for obtaining the Crop Temperature from NOAA-9 AVHRR. **International Journal of Remote Sensing**, 12 (12): 2461-2475, 1991.

SOBRINO, J. A.; COLL, C.; CASELLES, V. Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. **Remote Sensing of Environment**, 38: 19-34, 1991.

SONG, J. A., RAISSOUNI, N. and LOBO, A. An improved method to derive surface albedo from narrowband AVHRR satellite data: narrowband to broadband conversion. **Journal of Applied Meteorology**, 38:239-249, 1999.

SOSPEDRA, F.; CASELLES, V.; VALOR, E. Effective wavenumber for thermal infrared bands-application to Landsat-TM. **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, nº. 11 p. 2105-2117, 1998.

STARKS, P. J.; NORMAN, J. M.; BLAD, B. L.; WALTER-SHEA, E. A.; WALTHALL, C. L. Estimation of shortwave hemispherical reflectance (Albedo) from bidirectionally reflected data. **Remote Sensing of Environment**, 38: 123-134, 1991.

TEIXEIRA, A. H. C. Balanço de energia na cultura da bananeira no primeiro ciclo de produção. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, XI, 2000, Rio de Janeiro. **Anais...**, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000, CD-ROM.

TEIXEIRA, A. H. C.; LOPES, P. M. °; SILVA, B. B.; AZEVEDO, P. V.; ESPÍNOLA, S. J.; SOARES, J. M. Balanço de radiação na cultura da mangueira IN: Congresso Brasileiro de Meteorologia, XI, 2000, Rio de Janeiro. **Anais...**, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000, CD-ROM.

ULIVIERI, C., CASTRONUOVO, M. M., FRANCONI, R. and CARDILLO, A. A. Asplit window algorithm for estimating land surface temperature from satellites. **Advances in Space Research**, 14(3): 59-65, 1994.

VALOR, E. and CASELLES V., Mapping Land surface emissivity from NDVI: application to European, African, and South American areas. **Remote Sensing of Environment**. 57: 167-184, 1996.

VÁZQUEZ, D. REYES, F. J. O. and ARBOLEDAS, L. A. A comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR data. **Remote Sensing of Environment**, 62:215-222, 1997.

WALLACE, J. F.; CAMPBELL, N. A.; FARLANE, D. J.; WHEATON, G. A. Spectral Discrimination and Mapping of Waterlogged Cereal Crops in Western Australia. **International Journal of Remote Sensing**, 14(14): 2731 – 2743, 1993.

WAN, Z., MODIS Land – Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document. Ins. Computacional Earth System Science, University of California, Santa Barbara, 1999.

WYDICH, J. E.; DAVIS, P. A.; GRUBER, A. Estimation of broadband planetary albedo from operational narrowband satellite measurements. NOAA Technical Report NESDIS 27, NOAA/NESDIS, Washington, D.C., 1987.