

**TESE DE DOUTORADO  
EM RECURSOS NATURAIS  
ÁREA DE CONCENTRÇÃO ÁGUA E SOLO  
SUB-ÁREA SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO  
TÍTULO: USO DE TÉCNICA DE SENSORIAMENTO REMOTO  
E IMAGENS LANDSAT -TM E NOAA-AVHRR NA ESTIMATIVA  
DO BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE  
AUTOR: JOÃO ROBERTO PINTO FEITOSA**

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

**TESE DE DOUTORADO**

**JOÃO ROBERTO PINTO FEITOSA**

**USO DE TÉCNICA DO SENSORIAMENTO REMOTO E IMAGENS  
LANDSAT-TM E NOAA-AVHRR NA ESTIMATIVA DO BALANÇO DE  
ENERGIA À SUPERFÍCIE**

**Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA e**

**DCA.CCT. UFCG**

**Prof. Dr. GILBERTO FISCH**

**Centro Técnico Aeroespacial C.T.A**

**Orientadores**

**Campina Grande, julho de 2005**

---

**JOÃO ROBERTO PINTO FEITOSA**

**USO DE TÉCNICA DO SENSORIAMENTO REMOTO E IMAGENS  
LANDSAT-TM E NOAA-AVHRR NA ESTIMATIVA DO BALANÇO DE  
ENERGIA À SUPERFÍCIE**

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

**Área de concentração: Água e Solo**

**Sub-área: Sensoriamento Remoto Aplicado**

---

**Orientadores: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva**

**Prof. Dr. Gilberto Fisch**

Campina Grande – PB

Julho de 2005

F311 u Feitosa, João Roberto Pinto

Uso de técnica do sensoriamento remoto e imagens Landsat-TM e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de energia à superfície/  
João Roberto Pinto Feitosa.- Campina Grande: UFCG, 2005.-

164p.: il.-

Inclui bibliografia

Tese de (Doutorado) UFCG.CCT.DCA

1- Água 2- Evapotranspiração 3- Sensoriamento remoto 4- Semi-árido 5- Algoritmo 6- SEBAL.

CDU 556.13.1

**DIGITALIZAÇÃO:**

**SISTEMOTECA - UFCG**

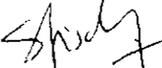
JOÃO ROBERTO PINTO FEITOSA

**USO DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO E IMAGENS LANDSAT-TM E  
NOAA-AVHRR NA ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE**

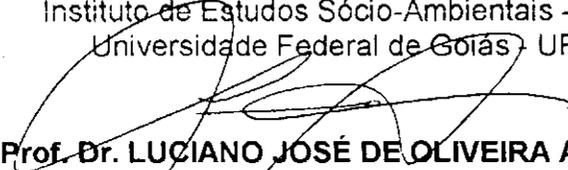
APROVADA EM: 15/06/2005

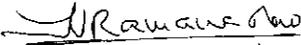
**BANCA EXAMINADORA:**

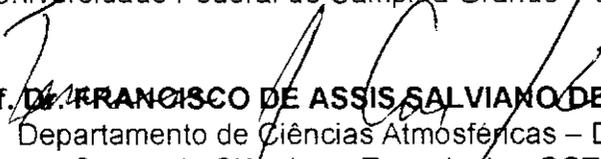
  
**Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA**  
Departamento de Ciências Atmosféricas – DCA  
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT  
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

  
**Prof. Dr. GILBERTO FERNANDO FISCH**  
Divisão de Ciências Atmosféricas – DCA  
Instituto Aeroespacial – IAE  
Centro Técnico Aeroespacial – CTA

  
**Prof. Dr. LAERTE GUIMARÃES FERREIRA JÚNIOR**  
Instituto de Estudos Sócio-Ambientais - IESA  
Universidade Federal de Goiás - UFG

  
**Prof. Dr. LUCIANO JOSÉ DE OLIVEIRA ACCIOLY**  
Unidade Estadual de Pesquisa – UEP  
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA/Recife-PE

  
**Prof. Dr. TANTRAVAHÍ VENKATA RAMANA RAO**  
Departamento de Ciências Atmosféricas – DCA  
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT  
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

  
**Prof. Dr. FRANCISCO DE ASSIS SALVIATO DE SOUSA**  
Departamento de Ciências Atmosféricas – DCA  
Centro de Ciências e Tecnologia - CCT  
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

## DEDICATÓRIA

À minha Mãe, **Maria do Rosário Pinto Feitosa**, fiel companheira de luta e pelo seu eterno amor, ao meu Pai, **João Ferreira Tavares Feitosa** (In Memorium), por tudo que representou pra mim como exemplo de honestidade, caráter e integridade, e a minha irmã Mãe, **Benedita de Freitas Pereira**, que tanto me ajudou nesta caminhada, com sua coragem e firmeza nos momentos mais difíceis da vida e, a meu amor **Sabina Lima de Carvalho**, que representa o meu lado bom, finalmente, às minhas irmãs e irmão, em particular a querida mana **Fátima**, que é sinônimo de paz, harmonia e simplicidade, meu muito obrigado.

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço à Mãe natureza pela vida e pelo meu aprendizado.

Agradeço em especial aos Professores Bernardo Barbosa da Silva e Gilberto Fisch, pela confiança, incentivo e imprescindível orientação deste trabalho.

Agradeço a minha Família e, de forma geral, a todos os familiares que, mesmo distante compartilharam deste ideal.

Agradeço a Sabina Lima de Carvalho, pelo amor, carinho e muita paciência em tolerar os meus desatinos.

Agradeço ao Programa de Doutorado em Recursos Naturais e aos professores deste programa pelos ensinamentos.

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo.

Agradeço a Embrapa Semi-árido, pela concessão dos dados, em especial, a amiga Magna Soelma Bezerra de Moura, sempre pronta a ajudar.

Ao amigo irmão Fernando Almeida e Família, pela fiel amizade, e pelo exemplo de dedicação ao trabalho, coragem e obstinação em realizar o sonho.

Agradeço ao amigo, Bernardo Barbosa da Silva, pela amizade.

Agradeço ao amigo Gilberto Fisch, que acompanhou e ajudou de perto no meu amadurecimento profissional.

Aos amigos e amigas do curso: José Ferreira da Costa Filho, Magna Soelma Bezerra de Moura, Josiclêda Dominciano Galvêncio, Gláucia Lopes, Zilurdes Lopes, Paulo Serrano, Inája Francisco, Cleber Brito, Saulo Tasso, Paulo César, Morgana Lígia e Dilma Trovão.

Agradecimento especial aos amigos Paraenses: Rafael Costa, Nilson Pantoja, Hernani Cortinhas, Gerson Nogueira, Josemir Castro, José Piteira e Ronaldo de Menezes amizade de longas datas.

Agradeço aos amigos: Edwar Castelo Branco e Família, Jeconias Junior e Família, Andreão e Família, João Soares e Família, Lindenau e Família, Simorion e Família.

Agradeço aos companheiros da ladeira, em especial: Manoelzinho, Julio, Neca, Salvador, Cleuber, Jonas, Júnior, Cícero, Índio, Luiz Carlos, Vicente, pela boa convivência.

## SUMÁRIO

**LISTA DE FIGURAS**

**LISTA DE TABELAS**

**LISTA DE SÍMBOLOS**

**RESUMO**

**ABSTRACT**

<b>1 – INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2–REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>4</b>
2.1 – Categoria de passos para uso de técnicas de sensoriamento na agricultura	5
2.2– Faixa espectral utilizada no sensoriamento remoto	7
2.3 – Sistema sensor utilizado no estudo	10
2.3.2 – Programa NOAA	12
2.3.3 – A configuração atual dos satélites NOAA (K, L, M)	13
2.4 – Componentes do balanço de energia utilizando Sensoriamento Remoto	16
2.4.1– Correção Atmosférica para o AVHRR/NOAA	29
<b>3 – MATERIAL E MÉTODOS</b>	<b>34</b>
3.1 – Material.	34
3.1.1- Localização da área de estudo	34
3.1.2 – Descrição Climatológica	35
3.1.3 – Imagem de Satélite	38
3.2 – Método	39
3.2.1 – Calibração radiométrica – Passo 1	40
3.2.2 – Refletância monocromática – Passo 2	43
3.2.3 – Albedo Planetário – Passo 3	43
3.2.4 – Albedo da superfície – Passo 4	44
3.2.5 – Índice de vegetação: IVDN, IVAS e IAF – Passo 5	46
3.2.6 – Emissividade - Passo 6	47
3.2.7 – Temperatura da Superfície – Passo 7	48
3.2.8 – Temperatura de Brilho dos canais 4 e 5 do AVHRR/NOAA	48
3.2.9 – Temperatura da Superfície do NOAA	51

<b>3.3 – Radiação de onda longa emitida – Passo 8</b>	<b>51</b>
<b>3.3.1 – Radiação de onda curta incidente – Passo 9</b>	<b>52</b>
<b>3.3.2 – Radiação de onda longa incidente – Passo 10</b>	<b>52</b>
<b>3.3.3 – Saldo de Radiação – Passo 11</b>	<b>53</b>
<b>3.3.4 – Fluxo de Calor no Solo – Passo 12</b>	<b>53</b>
<b>3.3.5- Fluxo de Calor Sensível – Passo 13</b>	<b>54</b>
<b>3.3.6 – Fluxo de Calor Latente – Passo 14</b>	<b>60</b>
<b>4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO</b>	<b>62</b>
<b>4.1 – Características Gerais das Imagens de 2000 a 2003</b>	<b>62</b>
<b>4.2 – Albedo da Superfície</b>	<b>66</b>
<b>4.3 – Índices de Vegetação (IVDN, IVAS e IAF)</b>	<b>71</b>
<b>4.4 – Temperatura da Superfície</b>	<b>77</b>
<b>4.5 – Radiação de onda curta e onda longa</b>	<b>88</b>
<b>4.6 – Saldo de Radiação à superfície</b>	<b>94</b>
<b>4.7 – Fluxo de Calor no Solo</b>	<b>104</b>
<b>4.8 – Fluxo de Calor Sensível.</b>	<b>114</b>
<b>4.9 – Fluxo de Calor Latente</b>	<b>131</b>
<b>4.10 – Evapotranspiração</b>	<b>140</b>
<b>4.11 – Validação do Algoritmo SEBAL</b>	<b>145</b>
<b>5 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES</b>	<b>148</b>
<b>5.1 – Conclusões</b>	<b>148</b>
<b>5.2 – Sugestões</b>	<b>150</b>
<b>6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>151</b>

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Página</b>
Figura 2.1 – Seqüência de passos para interpretação de dados espectrais de satélite para uso no manejo de água	6
Figura 2.2 – Espectro da Radiação Eletromagnética	7
Figuras 2.3 – Curvas da refletância espectral para os principais alvos da superfície terrestre: solo, água e vegetação	9
Figura 2.4 – Representação dos fluxos verticais de energia diurno que mais atuam no sistema solo-planta-atmosfera	17
Figura 3.1 – Planta de situação da área de estudo	34
Figura 3.2 – Descrição climatológica da região (período de 1964 a 2004)	36
Figura 3.3 – Comportamento da temperatura do ar e da precipitação em Mandacaru	37
Figura 3.4 – Fluxograma das etapas do processamento do balanço de radiação a superfície do Landsat 5	40
Figura 3.5 – Fluxograma com os principais passos do cálculo do balanço de radiação à superfície para as imagens NOAA	46
Figura 3.6 – Fluxograma das etapas do processamento do fluxo de calor sensível	55
Figura 4.1a – Composição RGB das bandas 4,3,2 do Mapeador Temático do Landsat 5, uma visão geral da área de interesse para data de 04/12/2000	63
Figura 4.1b – Composição RGB das bandas 4,3,2 do Mapeador Temático do Landsat 5, uma visão geral da área de interesse para data de 04/12/2001	63
Figura 4.2- Composição RGB das bandas 1,2,3 do AVHRR/NOAA-16, uma visão geral da área de interesse em 04/10/2001	65
Figura 4.3 – Composição RGB das bandas 1,2,3 do AVHRR/NOAA-16, uma visão geral da área de interesse em 04/10/2003	65
Figura 4.4 – Composição RGB das bandas 4,3,2 do Mapeador Temático do Landsat 5, uma visão geral da área de interesse para data de 04/12/2003	66
Figura 4.5a – Carta do albedo da superfície obtido com Landsat 5 em 04/12/2000	67
Figura 4.5b – Carta do albedo da superfície obtido com Landsat 5 em 04/10/2001	68
Figura 4.6 – Carta do albedo da superfície obtido com o NOAA em 04/10/2001	69

Figura 4.7 – Carta do albedo da superfície obtido com o Landsat 5 em 24/09/2003	70
Figura 4.8 – Carta do albedo da superfície obtido com NOAA em 24/09/2003	70
Figura 4.9a – Carta do IVDN obtido com Landsat 5 em 04/12/2000	73
Figura 4.9b – Carta do IVDN obtida com Landsat 5 em 04/10/2001	73
Figura 4.10 – Carta do IVDN obtido com NOAA em 04/10/2001	74
Figura 4.11 – Carta do IVDN obtido com Landsat 5 em 24/09/2003	76
Figura 4.12 – Carta do IVDN obtido com NOAA em 24/09/2003	76
Figura 4.13a – Carta da Temperatura da superfície obtido com Landsat 5 em 04/12/2000	79
Figura 4.13b – Carta da Temperatura da superfície obtido com Landsat 5 em 04/12/2001	79
Figura 4.14a – Histograma de frequência da temperatura da superfície obtida com o Landsat 5 em 04/12/2000	80
Figura 4.14b - Histograma de frequência da temperatura da superfície obtido com o Landsat 5 em 04/12/2001	80
Figura 4.15 – Carta da temperatura da superfície obtido com o NOAA em 04/10/2001	82
Figura 4.16 – Histograma de frequência da temperatura da superfície obtido com o NOAA em 04/10/2001	83
Figura 4.17 – Carta da temperatura da superfície obtido com o Landsat 5 em 24/09/2003	85
Figura 4.18 – Carta da temperatura da superfície obtido com o NOAA em 24/09/2003	86
Figura 4.19 – Histograma de frequência da temperatura da superfície obtido com Landsat 5 em 24/09/2003	87
Figura 4.20 – Histograma de frequência da temperatura da superfície obtido com o NOAA em 24/09/2003	87
Figura 4.21a – Carta da radiação de onda longa emitida pela superfície obtido com Landsat 5 em 04/12/2000	90

Figura 4.21b – Carta da radiação de onda longa emitida pela superfície obtido com Landsat 5 em 04/10/2001	90
Figura 4.22 – Carta da radiação de onda longa emitida pela superfície obtido com NOAA em 04/10/2001.	92
Figura 4.23 – Carta da radiação de onda longa emitida pela superfície obtido com Landsat 5 em 24/09/2003	93
Figura 4.24 – Carta da radiação de onda longa emitida pela superfície obtido com NOAA em 24/09/2003	94
Figura 4.25a – Carta do saldo de radiação obtido com o Landsat 5 em 04/12/2000	96
Figura 4.25b – Carta do saldo de radiação obtida com o Landsat 5 em 04/12/2001	96
Figura 4.26a – Histograma de frequência do saldo de radiação obtido com o Landsat 5 em 04/12/2000	98
Figura 4.26b – Histograma de frequência do saldo de radiação obtido como Landsat 5 em 04/10/2001	98
Figura 4.27 – Carta do saldo de radiação obtida com NOAA em 04/10/2001	100
Figura 4.28 – Histograma de frequência obtido com NOAA em 04/10/2001	100
Figura 4.29 – Carta do saldo de radiação obtida com Landsat em 24/09/2003	102
Figura 4.30 – Carta do saldo de radiação obtido com Landsat 5 em 24/09/2003	103
Figura 4.31 – Histograma de frequência do saldo de radiação obtida com Landsat 5 em 24/09/2003	103
Figura 4.32 – Histograma de frequência do saldo de radiação obtida com NOAA em 24/09/2003	104
Figura 4.33a – Carta do fluxo de calor no solo obtida com Landsat 5 em 04/12/2000	106
Figura 4.33b – Carta do fluxo de calor no solo obtida com Landsat 5 em 04/10/2001	106
Figura 4.34a - Histograma de fluxo de calor no solo obtido com Landsat 5 em 04/12/2000	107
Figura 4.34b - Histograma de fluxo de calor no solo obtido com Landsat 5 em 04/12/2001	107
Figura 4.35 – Carta do fluxo de calor no solo obtido com NOAA em 04/10/2001	109
Figura 4.36 – Histograma de frequência de fluxo de calor no solo obtido com NOAA	109

Figura 4.37 – Carta do fluxo de calor no solo obtido com Landsat 5 em 24/09/2003	112
Figura 4.38 – Carta do fluxo de calor no solo obtido com NOAA em 24/09/2003	112
Figura 3.39 – Histograma de frequência de fluxo de calor no solo obtido com Landsat 5 em 24/09/2003	113
Figura 3.40 – Histograma de frequência do fluxo de calor no solo obtida com NOAA em 24/09/2003	113
Figura 4.41a – Carta do fluxo de calor sensível obtida com Landsat 5 em 04/12/2000	118
Figura 4.41b – Carta do fluxo de calor sensível obtida com Landsat 5 em 04/10/2001	118
Figura 4.42a – Histograma de frequência do fluxo de calor sensível obtida com Landsat 5 em 04/12/2000	119
Figura 4.42b – Histograma de frequência do fluxo de calor sensível obtida com Landsat 5 em 04/12/2001	119
Figura 4.43 – Carta do fluxo de calor latente obtida com NOAA em 04/10/2001	123
Figura 4.44 – Histograma de frequência obtido com NOAA em 04/10/2001	123
Figura 4.45 – Carta do fluxo de calor sensível obtida com Landsat 5 em 24/09/2003	128
Figura 4.46 – Carta do fluxo de calor sensível obtida com NOAA em 24/09/2003	129
Figura 4.47 – Histograma de frequência do fluxo de calor sensível obtido com Landsat 5 em 24/09/2003	130
Figura 4.48 - Histograma de frequência do fluxo de calor sensível obtido com NOAA em 24/09/2003	130
Figura 4.49a - Carta do fluxo de calor latente obtida com Landsat 5 em 04/12/2000	132
Figura 4.49b - Carta do fluxo de calor latente obtida com Landsat 5 em 04/12/2001	132
Figura 4.50a - Histograma de frequência do fluxo de calo latente obtido com Landsat 5 em 04/12/2000	133
Figura 4.50b - Histograma de frequência do fluxo de calo latente obtido com Landsat 5 em 04/12/2001	134
Figura 4.51 – Carta do fluxo de calor latente obtido com NOAA em 04/10/2001	135
Figura 4.52 – Histograma de frequência obtido com NOAA em 04/10/2001	135

Figura 4.53 – Carta do fluxo de calor latente obtida com Landsat 5 em 24/09/2003	137
Figura 4.54 – Histograma de frequência do fluxo de calor latente obtido com Landsat 5 em 24/09/2003	137
Figura 4.55 – Carta do fluxo de calor latente obtido com NOAA em 24/09/2003	139
Figura 4.56 – Histograma de frequência do fluxo de calor latente obtido com NOAA em 24/09/2003	139
Figura 4.57a – Carta de evapotranspiração obtida com o Landsat 5 em 04/12/2000	141
Figura 4.57b - Carta de evapotranspiração obtida com o Landsat 5 em 04/12/2001	141
Figura 4.58 – Carta de evapotranspiração obtida com NOAA em 04/10/2001	142
Figura 4.59- Carta da evapotranspiração obtida com Landsat 5 em 24/09/2003	144
Figura 4.60 – Carta da evapotranspiração obtida com NOAA em 24/09/2003	144
Figura 4.61 – Fluxos instantâneos medidos em campo e os obtidos pelo SEBAL	146
Figura 4.62 - Comportamento diurno das componentes do balanço de energia medido no sítio da Embrapa sem-árido em 12/10/2004	147
Figura 4.63 – Carta da evapotranspiração obtida com imagem Landsat 5 em 12/10/2003	147

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Informações referentes aos Satélites Landsat 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7	11
Tabela 2.2- Principais aplicações de cada uma das faixas espectrais do Landsat 5	12
Tabela 2.3- Canais espectrais e aplicação do AVHRR/NOAA	14
Tabela 2.4 – Principais características do sistema de sensores do AVHRR/NOAA	15
Tabela 3.1 – Descrição das bandas do Mapeador Temático do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA)	39
Tabela 3.2 – Coeficientes de calibração não-linear da radiância Termal dos canais 4 e 5 do AVHRR/NOAA	50
Tabela 4.1 – Estimativas de radiação de onda curta incidente e radiação de onda longa emitida pela atmosfera para o Landsat 5 nos anos de 2000, 2001, e 2003 e nos anos 2001 e 2003 para o NOAA-16.	88
Tabela 4.2a – Valores dos parâmetros no processo iterativo para a imagem 2000 do satélite Landsat 5	114
Tabela 4.2b – Valores dos parâmetros no processo iterativo para a imagem 2001 do satélite Landsat 5	115
Tabela 4.3 – Parâmetros instantâneos dos pixels quente e frio obtido durante a passagem do satélite Landsat-TM em 2000 e 2001	116
Tabela 4.4 – Valores dos parâmetros no processo iterativo para imagem de 2001 do satélite NOAA-16	120
Tabela 4.5 – Parâmetros instantâneos dos pixels quente e frio obtido durante a passagem do satélite NOAA-16 do ano de 2001	121
Tabela 4.6 – Valores dos parâmetros no processo iterativo para imagem do Landsat 5 em 2003	124
Tabela 4.7 – Valores dos parâmetros no processo iterativo para imagem do NOAA-16 em 2003	124
Tabela 4.8- Parâmetros instantâneos dos pixels quente e frio do Landsat e NOAA em 2003	126

## LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
A, B	Coefficientes de calibração antes do lançamento do Satélite NOAA	
$C_{10,i}$	Intensidade do pixel em 10 bits	
$C_1$	Coefficientes de calibração obtidos antes do lançamento do satélite	$mW/(m^{-2}sr^{-1}cm^{-1})$
$C_2$	Coefficiente para cálculo da temperatura de brilho do NOAA	1,438833 cmK
$c_p$	Calor específico do ar	$Jkg^{-1}K^{-1}$
$d_r$	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol	-
DJ	Dia Juliano	-
E	Distância Terra-Sol no dia do estudo	AU
ET	Evapotranspiração	mm/dia
$F_{0,i}$	Radiação no topo da atmosfera das bandas 1 e 2 do NOAA	
G	Fluxo de calor no solo	$Wm^{-2}$
g	Aceleração da gravidade	$ms^{-2}$
H	Fluxo de calor sensível	$Wm^{-2}$
h	Altura média da vegetação	m
k	Constante de von Karman	0,41
L	Comprimento de Monin-Obukhov.	m
$L_{\lambda,i}$	Radiância espectral para a banda $\lambda$ .	$Wm^{-2}sr^{-1}\mu m$
ND	Número digital.	-
$r_{ah}$	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor	$sm^{-1}$
Rn.	Saldo de radiação	$Wm^{-2}$
$R_{s\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente	$Wm^{-2}$
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente.	$Wm^{-2}$
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida.	$Wm^{-2}$
S	Constante solar	$1367 Wm^{-2}$
$S_i$ e $I_i$	Coefficiente de calibração ba banda i do NOAA	-

$T_a$	Temperatura do ar próxima à superfície.	K
$T_s$	Temperatura da superfície.	K
$T_4$ e $T_5$	Temperatura de Brilho das bandas 4 e 5 do NOAA	K
$u$	Velocidade do vento	$\text{ms}^{-1}$
$u_*$	Velocidade de fricção	$\text{ms}^{-1}$
$z$	Altura.	m
$z_{om}$	Coefficiente de rugosidade	m
$Z$	Ângulo zenital.	Graus
$\alpha$	Albedo da superfície	-
$\alpha_1$	Refletância das bandas 1 e 2 do NOAA	
$\alpha_p$	Radiação solar refletida	-
$\alpha_{toa}$	Albedo no topo da atmosfera.	-
$\epsilon_o$	Emissividade da superfície	
$\epsilon_{NB}$	Emissividade infravermelha da superfície	
$\epsilon_a$	Emissividade atmosférica	
$\epsilon_4$ e $\epsilon_5$	Emissividade dos canais 4 e 5	
$\Delta\epsilon$	Diferença entre as emissividades	
$\lambda$	Calor latente de vaporização	J/Kg
LE	Fluxo de calor latente	$\text{Wm}^{-2}$
$\rho$	Densidade do ar	$\text{Kg/m}^{-3}$
$\rho_\lambda$	Refletividade da banda $\lambda$	
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzman	$5,67 \times 10^{-6} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$
$\nu$	Número de onda correspondente a porção central do intervalo espectral da banda	$\text{cm}^{-1}$
$\Lambda$	Fração evaporativa	
$\omega$	Largura efetiva da banda	$\mu\text{m}$
$\tau_{sw}$	Transmissividade do ar	-
$\psi_h$	Correção de estabilidade para o transporte de calor.	-
$\psi_m$	Correção de estabilidade para o transporte de momentum	-

## RESUMO

O presente trabalho teve por objetivo estimar a evapotranspiração do perímetro irrigado de Nilo Coelho através da metodologia SEBAL com base nas bandas espectrais do Mapeador Temático do Landsat 5 e do AVHRR-NOAA-16. A pesquisa objetivou ainda validar dados do SEBAL na estimativa da evapotranspiração em escala regional, pelo balanço de energia à superfície mediante a comparação desse balanço realizado por imagens de satélites e medições em campo. Foram utilizadas imagens obtidas em 04 de dezembro de 2000 e em 04 de outubro de 2001, 24 de setembro de 2003 e 12 de outubro de 2004 para Landsat e imagens NOAA nos dias 04 de outubro de 2001 e 24 de setembro de 2003 envolvendo áreas irrigadas do Projeto Nilo Coelho, parte do Lago de Sobradinho e do rio São Francisco e áreas de vegetação nativa (caatinga). Foram utilizados os procedimentos do Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) proposto por Bastiaanssen (1995) e Allen et al. (2002). Foram obtidos o albedo da superfície ( $\alpha$ ) e os índices de vegetação (IVDN, IVAS e IAF) e a temperatura da superfície ( $T_s$ ) de cada pixel. A radiação solar incidente foi estimada com base nos dados do cabeçalho das imagens e a radiação atmosférica foi estimada com base em dados de estação meteorológica de superfície. Com estas informações foram estimados o saldo de radiação ( $R_n$ ) com imagens do Landsat, que apresentou médias de  $570,7 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e  $551,5 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001 e média de  $468,9 \text{ Wm}^{-2}$  para a imagem NOAA em 2001. Em 2003 a média de  $R_n$  para o Landsat foi de  $597,2 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que para o NOAA foi de  $540,9 \text{ Wm}^{-2}$ . O fluxo de calor no solo ( $G$ ) foi estimado em função do  $R_n$ ,  $T_s$ ,  $\alpha$  e IVDN e apresentou médias para imagens Landsat de  $94,5 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e  $112,3 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001, enquanto que para imagem NOAA em 2001 essa estatística foi de  $109,5 \text{ Wm}^{-2}$ . Já em 2003 o a média de  $G$  para o Landsat foi de  $124 \text{ Wm}^{-2}$  e de  $120,3 \text{ Wm}^{-2}$ . O fluxo de calor sensível ( $H$ ) foi estimado com base no processo iterativo utilizando-se da velocidade do vento e da altura média da vegetação obtidos na estação meteorológica de superfície e em dois pixels de referência (quente e frio) na determinação da diferença de temperatura entre a superfície e o ar próximo a mesma, apresentando para o Landsat médias de  $131,4 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e de  $158,3 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001, enquanto que para imagem NOAA em 2001 a média foi de  $218,7 \text{ Wm}^{-2}$ . No ano de 2003 os valores médios de  $H$  para o Landsat e NOAA foram de  $331,3 \text{ Wm}^{-2}$  e  $274,7 \text{ Wm}^{-2}$  respectivamente. O fluxo de calor latente ( $LE$ ) foi obtido como resíduo do balanço de energia à superfície onde foram obtidas médias para o Landsat de  $366,4 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e de  $279,4 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001, já para a imagem NOAA no ano de 2001 foi de  $161,7 \text{ Wm}^{-2}$ . No ano de 2003 os valores médios de  $LE$  para o Landsat e NOAA foram respectivamente de  $270 \text{ Wm}^{-2}$  e  $161,9 \text{ Wm}^{-2}$ . O valor médio de  $H$  em 2000 foi inferior ao de 2001 e o valor médio de  $LE$  de 2000 superior ao de 2001, pode ter sido uma consequência da ocorrência de chuvas na área estuda em dezembro de 2000, o que afetaria mais diretamente o albedo e a temperatura da superfície e o fluxo de calor no solo das áreas não irrigadas. A evapotranspiração ( $ET$ ) média diária obtida com imagens Landsat no ano de 2000 foi de  $2,5 \text{ mm/dia}$ , enquanto para 2001 a  $ET$  média foi de  $2,2 \text{ mm/dia}$ , com  $ET$  máxima de  $4,6 \text{ mm/dia}$  em 2000 e  $4,9 \text{ mm/dia}$  em 2001. Para a imagem NOAA do ano de 2001 a  $ET$  média foi de  $1,5 \text{ mm/dia}$ , com valo máximo de  $4,7 \text{ mm/dia}$ . Já em 2003 a  $ET$  obtida com imagem Landsat foi de  $2,1 \text{ mm/dia}$ , enquanto aquela obtida com imagem NOAA foi de  $1,6 \text{ mm/dia}$ , com valores máximos de  $5,1 \text{ mm/dia}$  e  $4,6 \text{ mm/dia}$  para Landsat e NOAA respectivamente. A validação mostrou que todos os fluxos ( $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ ,  $LE$ ) estimados com base no SEBAL subestimaram aos medidos em campo, e que a  $ET$  diária obtida com SEBAL atingiu  $5,0 \text{ mm/dia}$ , com média de  $2,3 \text{ mm/dia}$ , enquanto que a  $ET$  medida atingiu  $4,6 \text{ mm/dia}$ , com média de  $2,0 \text{ mm/dia}$ .

## ABSTRACT

The main objective of the present work was to determine energy balance components at the surface, based on the spectral data collected through the seven bands of Landsat 5 and five bands of NOAA-16 satellites and some data of a meteorological station within the studied area. Four images of Landsat and two images of NOAA, obtained on December 04, 2000, on October 04, 2001, on September 24, 2003 and on October 12, 2004, involving irrigated areas of Project Nilo Coelho, part of Sobradinho Lake and San Francisco river, and areas of native vegetation were used. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) procedure, proposed by Bastiaanssen (1995) and improved by Allen et al. (2002), was applied. The albedo of surface and vegetation indexes, based on reflective spectral bands of the Landsat 5 (1, 2, 3, 4, 5 and 7) and NOAA (1, 2), were obtained. The land surface temperature for each pixel, corrected by its emissivity, was obtained. The incident solar radiation was assessed using the image header data and the atmospheric radiation was estimated using available weather station data. With these informations the net radiation ( $R_n$ ) was obtained.  $R_n$  that Landsat presented average values of  $570.7 \text{ Wm}^{-2}$  in 2000 and  $551.5 \text{ Wm}^{-2}$  in 2001, and  $468.9 \text{ Wm}^{-2}$  to NOAA in 2001. In 2003 average values to Landsat and NOAA were the  $597.2 \text{ Wm}^{-2}$  and  $540.9 \text{ Wm}^{-2}$  respectively. The soil heat flux ( $G$ ) was calculated as a function of the net radiation, land surface temperature, albedo and NDVI for each pixel. Its average values of Landsat were  $94.5 \text{ Wm}^{-2}$  in 2000 and  $112.3 \text{ Wm}^{-2}$  in 2001, while a NOAA satellite was  $109.5 \text{ Wm}^{-2}$  in 2001. In 2003 average values were  $124 \text{ Wm}^{-2}$  and  $120.3 \text{ Wm}^{-2}$  to Landsat and NOAA respectively. The sensible heat flux ( $H$ ) was estimated according to an iterative process that takes into account the atmospheric stability and vertical wind speed profile. With two reference pixels (hot and cold) it is possible to determine the vertical temperature difference between levels. Then it is possible to make a first determination of  $H$ . In the next step the atmospheric stability is obtained and then  $H$  is corrected. This process continued till the stability of  $dT$  and  $H$  is reached. The average values of  $H$  to Landsat in 2000 was equal  $131.4 \text{ Wm}^{-2}$  in 2000 and  $158.3 \text{ Wm}^{-2}$  in 2001, while the NOAA satellite in 2001 was  $218.7 \text{ Wm}^{-2}$ . In 2003 average values  $H$  were  $331.3 \text{ Wm}^{-2}$  and  $274.7 \text{ Wm}^{-2}$  to Landsat and NOAA respectively. The latent heat flux ( $LE$ ) was obtained as residue of the energy balance equation, and they were equal to  $366.4 \text{ Wm}^{-2}$  in 2000 and  $279.4 \text{ Wm}^{-2}$  in 2001 to Landsat and while NOAA image in 2001 was  $161.7 \text{ Wm}^{-2}$ . In 2003 average values of  $LE$  were  $270 \text{ Wm}^{-2}$  and  $161.9 \text{ Wm}^{-2}$  to Landsat and NOAA respectively. The average value of  $H$  in 2000 was less than the 2001 value and average value  $LE$  in 2000 was greater than 2001 one. It might have been a consequence of occurrence of some rain event in the studied area in December of 2000, while affected the albedo and temperature of each pixel. The evapotranspiration ( $ET$ ) average daily obtained by Landsat in 2000 was  $2.5 \text{ mm/day}$ , while 2001 the  $ET$  was  $2.2 \text{ mm/day}$ , with maximum value the  $4.6 \text{ mm/day}$  in 2000 and  $4.9 \text{ mm/day}$  in 2001. The NOAA image was  $1.5 \text{ mm/day}$  in 2001, with maximum value  $4.7 \text{ mm/day}$ . In 2003 the  $ET$  to Landsat was  $2.1 \text{ mm/day}$ , while the NOAA image was  $1.6 \text{ mm/day}$ , with values maximum of  $5.1 \text{ mm/day}$  and  $4.6 \text{ mm/day}$  to Landsat and NOAA respectively. The validation obtained that all flux estimated with SEBAL algorithm underestimated a measure, and the  $ET$  daily SEBAL reach  $5.0 \text{ mm/day}$ , with average the  $2.3 \text{ mm/day}$ , while that the  $ET$  measured was  $4.6 \text{ mm/day}$ , with of the  $2.0 \text{ mm/day}$ .

## 1- INTRODUÇÃO

O sensoriamento remoto vem se tornando cada vez mais parte do nosso cotidiano. A previsão meteorológica é ilustrada nos jornais e na televisão por imagens de satélites meteorológicos, da mesma forma que imagens de satélite passam, cada vez mais, a ilustrar livros, revistas, artigos científicos e muitas outras formas de comunicação visual. Do ponto de vista técnico-científico, imagens de sensoriamento remoto vêm servindo de fontes de dados para estudos meteorológicos, geológicos, ambientais, agrícolas, cartográficos, florestais, urbanos, oceanográficos, entre outros.

Acima de tudo, as imagens de sensoriamento remoto passaram a representar uma das formas mais viáveis de monitoramento ambiental em escalas local e global, devido à rapidez, precisão e acuidade, periodicidade e visão sinótica que as caracterizam. Neste momento em que a humanidade começa a encarar seriamente a necessidade de monitorar as mudanças globais que estão ocorrendo no planeta, o sensoriamento remoto desponta como uma das ferramentas estratégicas para tal missão (Crosta, 1992). O sensoriamento remoto, através de imagens orbitais, pode fornecer dados de cobertura do solo de grandes áreas, em intervalos regulares, com maior rapidez na coleta e análise de dados a um custo menor, se comparado com métodos convencionais. Os satélites meteorológicos, embora possuam baixa resolução espacial, são importantes para o estudo de recursos naturais, pois possuem uma cobertura sinótica, têm uma resolução espectral que inclui bandas, desde o espectro visível as microondas, e alta resolução temporal, facilitando o estudo de fenômenos de curta duração tais como incêndios florestais.

O sensoriamento remoto aplicado à agricultura, como não poderia ser diferente de outros estudos relacionados com sensoriamento remoto orbital, oferece uma série de vantagens, tais como: a) as informações são obtidas de forma a possibilitar a geração de várias séries temporais das cenas estudadas, facilitando a comparação entre as mesmas; b) oferece uma cobertura espacial muito ampla, favorecendo a análise da cena como um todo; e c) as informações obtidas podem ser espacialmente representadas e, em geral, revelam aspectos importantes para o planejamento agrícola (Bastiaanssen et al., 2000).

A agricultura, através da irrigação, é de longe a maior usuária de água doce disponível no mundo, representando cerca de 70% da água retirada dos rios, lagos, mananciais e outras fontes. Estudos estimam que as culturas irrigadas produzem cerca 40% de todo alimento

produzido no mundo e são também responsáveis por cerca de 17% de toda terra arável do planeta (Seckler et al.,1998). Vislumbrar soluções para a problemática do aumento da demanda de água e alimentos no mundo passa fundamentalmente pela melhoria no planejamento, gerenciamento dos recursos hídricos e, sobretudo, dos recursos naturais.

Nesse sentido, o sensoriamento remoto tem trazido uma vasta contribuição, especialmente no tocante a agricultura, visto que, o mesmo possibilita identificar e monitorar áreas com práticas agrícolas, bem como avaliar variáveis biofísicas como, por exemplo: índice de vegetação e índice de área foliar.

As áreas irrigadas no Nordeste brasileiro estão aumentando muito nos últimos anos, principalmente devido as características climáticas desta região que constituem ambiente muito favorável ao cultivo irrigado de muitas espécies, especialmente as fruteiras. Um problema já identificado no perímetro irrigado de Nilo Coelho em Petrolina-PE, é o excessivo uso de água utilizada na irrigação, uma vez que as reais necessidades hídricas dos principais cultivos ainda são desconhecidas.

Diversos estudos vêm sendo implementados no sentido de se determinar a evapotranspiração de espécies cultivadas nos perímetros irrigados do submédio São Francisco (Lopes, 1999; Silva, 2000 e Moura, 2001). No entanto, trata-se de medidas pontuais em meio à grande área plantada, com muita variedade de espécies vegetais (vegetação nativa - caatinga e cultivos irrigados - manga, goiaba, banana, uva) de solos e de microclimas (Silva et al.,2002a).

Uma alternativa que tem sido utilizada nos últimos anos consiste na estimativa da evapotranspiração de perímetros irrigados (escala regional) com base em imagens de satélite e algoritmos que permitem a conversão de medidas instantâneas em totais diários (Bastiaanssen et al., 1998a; Granger, 2000). A maior vantagem da aplicação de imagens de satélites na estimativa da evapotranspiração em escala regional reside no fato de que a estimativa de água consumida pelo sistema solo-vegetação-atmosfera pode obtida sem a necessidade de quantificar outros parâmetros hidrológicos complexos. Dentro dessa nova perspectiva de trabalho, Bastiaanssen (1995) desenvolveu um algoritmo denominado Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL, que visa estimar os componentes do balanço de energia, e possibilita estimar a evapotranspiração (ET) em escala diária. Nesse estudo, propõe-se sua aplicação em área irrigada, possivelmente um estudo pioneiro no Brasil.

Já foram registradas algumas aplicações do SEBAL em áreas irrigadas (Espanha, Itália, Turquia, Sri Lanka, China) com produção de resultados importantes para o manejo sustentado em grandes projetos irrigados, (Bastiaansse et al., 1998a; Bastiaanssen, 1998, Bastiaanssen, 2000; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002; Ayenew, 2003). Diante do exposto, o SEBAL constitui em uma ferramenta muito eficaz, vez que estima ET em escala regional, praticamente impossível de ser estimada com as técnicas consagradas, sem considerar os altos custos. Por fim, pode ser utilizado pelos produtores da região para manejo racional da irrigação, o que proporcionará aumento de rendimento do cultivo, diminuição dos custos de produção, economia de água e preservação ambiental. Ademais, com o algoritmo SEBAL será possível identificar o volume da água evapotranspirada em escala parcelar e regional e possibilita avaliar a eficiência do uso da água no perímetro irrigado ou da bacia hidrográfica. Em virtude da importância e carência de dados de campo para monitorar a evapotranspiração dos perímetros irrigados no Nordeste brasileiro, esta pesquisa objetivou estimar a evapotranspiração através da metodologia SEBAL no perímetro irrigado Nilo Coelho em Petrolina-Pe, e aplicar essa metodologia para os satélites Landsat 5-TM e NOAA-AVHRR-16, a fim de avaliar vantagens e desvantagens dessas plataformas na estimativa da evapotranspiração diária. A pesquisa objetivou ainda, validar o algoritmo SEBAL na estimativa das componentes do balanço de energia à superfície, mediante comparação dessas componentes com medições em superfície obtidas com o método das correlações turbulentas.

## 2- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A fruticultura irrigada é o principal vetor do desenvolvimento do submédio do rio São Francisco, notadamente das suas cidades pólo, Petrolina-PE e Juazeiro-BA, que se constituem em verdadeiros “paraísos” de desenvolvimento do semi-árido brasileiro. Isto porque o crescimento da fruticultura desencadeou uma sinergia de crescimento em praticamente todos os processos da cadeia dos setores produtivos, como a agroindústria, comércio e turismo, o que exigiu dos agentes de políticas públicas melhoria na infra-estrutura de uma maneira geral (Correia et al., 2000). Essas análises permitem responder às questões sobre a viabilidade da agricultura irrigada, uma vez que este segmento foi bastante dinâmico na transformação e especialização regional da fruticultura irrigada, adaptando-se aos novos rumos econômicos e sociais. A luz desses fatos, o homem cada vez mais tem sentido necessidade de utilizar novas tecnologias, com vistas a desenvolver técnicas cada vez mais modernas para aquisição de dados, a fim de monitorar, gerenciar e desenvolver modelos que garantam de forma mais qualitativa a sustentabilidade do nosso planeta.

Dentro desse cenário, o sensoriamento remoto orbital tem trazido informações extremamente úteis aos dirigentes do executivo, legisladores, planejadores, formuladores de políticas públicas e a sociedade em geral (Bastiaanssen et al., 2000). O sensoriamento remoto, com graus variados de precisão, tem gerado informações do uso da terra, estimativa de área irrigada, tipo de cobertura vegetal, estimativa de biomassa, produção agrícola, exigência hídrica de culturas, evapotranspiração de culturas, e outras variáveis físico-ambientais. Nesse sentido, o sensoriamento remoto trás, dentre outras vantagens já mencionadas, a possibilidade de integrar informações através de sistemas de informação geográfica, revelando informações que em geral não aparecem quando são preparadas na forma tabular (Boehg et al., 2002).

É evidente que a problemática envolvendo questões relacionadas com o tema “Água” toma cada vez mais espaço e importância na agenda nacional e mundial. Questões do tipo: Como e quando serão consumidos esses recursos? Onde estão as oportunidades de melhoria da gestão hídrica, e como a produtividade pode ser ampliada? Como a água pode ser melhor redistribuída num dado sistema, com vistas ao aumento da eficiência desse sistema. Os estudos que tratam da contabilidade da água são usados para identificar os vários usuários desse recurso no contexto de abrangência de uma bacia. Molden (1997) e Molden e Sakthivadivel (1999) comentam que, embora

essas questões possam ser explicadas através de modelos que estimam e contabilizam tal recurso, os resultados obtidos revelam, fundamentalmente, as características dos dados de entrada no modelo.

Estudos envolvendo dados de sensoriamento remoto e desempenho de culturas irrigadas realizado por Bastiaanssen et al. (1999a); Sakthivadivel et al.(1999a) em um perímetro irrigado na região de Haryana (Índia), que relacionam estimativas de evapotranspiração e produção agrícola, demonstraram que a combinação de dados de campo e remotos, favorece o entendimento das análises biofísicas da cultura, como também possibilita uma melhor visualização da variação espacial da produtividade em termos de área (kg/ha) e de água (kg/m<sup>3</sup>). Ademais, oferece maior consistência nas análises de avaliação de sustentabilidade, ou melhor, permite quantificar, mais detalhadamente, os impactos do manejo na mudança da irrigação e se a intervenção humana é um processo de desenvolvimento sustentável.

Thiruvengadachari e Sakthivadivel (1997) avaliaram, através de dados coletados por satélite e dados de superfície, um perímetro irrigado com cultivo de arroz no início (1987) e na fase final (1993) de sua implantação, e quantificaram a produtividade em função da quantidade de água utilizada. Eles observaram que houve um aumento de produtividade de 0,36 kg/m<sup>3</sup>, no início do projeto, para 0,57 kg/m<sup>3</sup> no final do projeto. Para estes autores, esse aumento (64%) na produtividade desse cultivo, deve-se ao monitoramento da umidade do solo e da maior precisão das variáveis biofísicas obtidas com dados de sensoriamento remoto.

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

## **2.1 - Categoria de passos para uso de técnicas de sensoriamento remoto para fins de manejo de água na agricultura**

Em geral, medidas obtidas através de imagens de satélite não possuem informações diretas, ou seja, é necessário que o usuário realize vários procedimentos para que as informações contidas na imagem tenham um padrão espectral mais real quanto possível dos alvos. É muito importante que o usuário entenda de que forma a informação é coletada pelo sensor do satélite e

tenha também conhecimento das limitações impostas pelo imageamento, para que possa ter um entendimento e, sobretudo, uma visão crítica das técnicas que são empregadas no sensoriamento remoto (Bastiaanssen et al., 2000). Uma visão da seqüência de passos necessários para o uso de dados obtidos através de imagens de satélite pode ser visto na Figura 2. Percebe-se claramente no esquema apresentado, que existe uma interdependência e uma interdisciplinaridade entre as diferentes fases do processo, ou seja, para que haja um bom desempenho do modelo, o mesmo terá que contemplar as diferentes parametrizações das respectivas áreas de conhecimento com os quais o modelo propõe a trabalhar; bem como respeitar a hierarquia entre as fases do algoritmo, para que as informações geradas possam ser integradas por um sistema de informação geográfica (SIG), com vistas a confecção e análise de cartas temáticas. O estágio final deve reunir e integrar os parâmetros avaliados nas respectivas fases (Figura 2.1) com aqueles coletados em campo, com vistas a otimizar as informações, para melhor aplicação e, por conseguinte entender e apontar soluções para os problemas relacionados com recursos naturais.

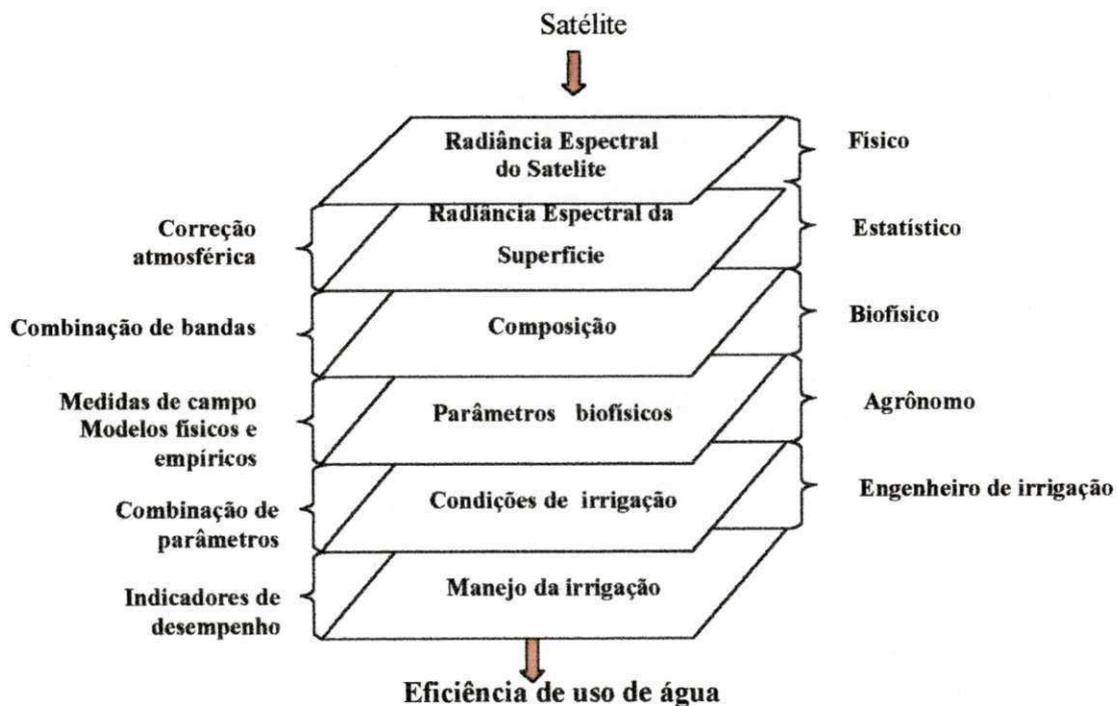


Figura 2.1: Seqüência de passos para interpretação de dados espectrais de satélite para uso no manejo de água. Fonte: adaptado de Bastiaanssen et al. (2000)

## 2.2 – Faixa Espectral Utilizada no Sensoriamento Remoto orbital e o comportamento espectral dos alvos

De acordo com Alves (1986), os sensores remotos utilizam várias regiões do espectro eletromagnético, estende-se dos mais curtos (como os raios cósmicos) e de alta frequência, até as ondas de rádio de comprimento de onda muito longo e de baixa frequência (Figura 2.2). No entanto, em sensoriamento remoto a faixa do espectro eletromagnético mais utilizada está compreendida aproximadamente entre 0,3 e 15,0  $\mu\text{m}$ , mais conhecida como espectro óptico.

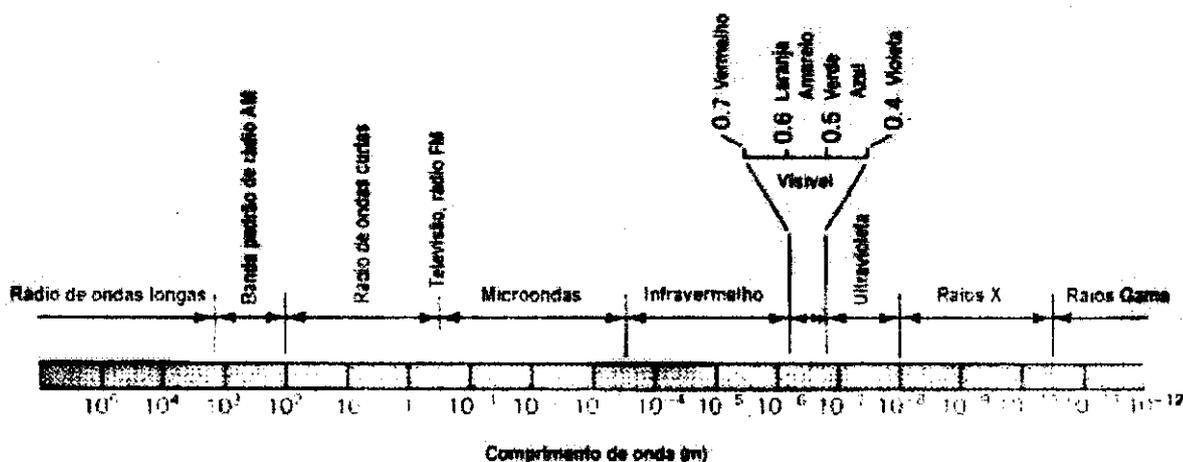
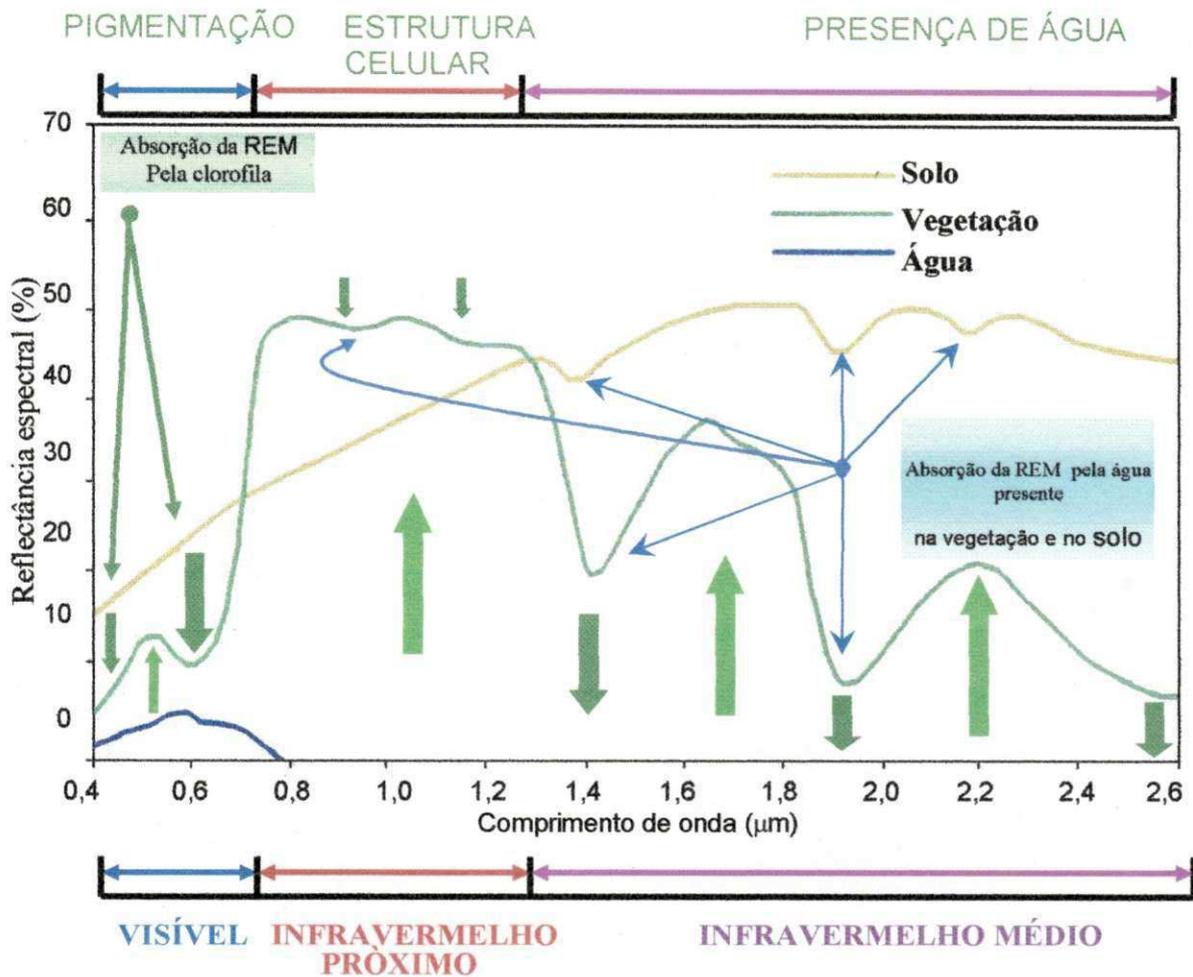


Figura 2.2: Espectro da radiação eletromagnética. Fonte: Barbosa (1996).

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

Na Figura 2.3 é apresentado o padrão médio das curvas de refletância espectral em termos percentuais de três tipos de alvo comumente encontrados na superfície terrestre: água, solo e vegetação. Lillesand e Kiefer (1994) afirmam que a água na região do visível reflete energia com comprimentos de onda compreendido no intervalo de 0,4 a 0,76  $\mu\text{m}$ , com pico máximo de refletância em torno de 0,6  $\mu\text{m}$ . Em águas turvas a transmitância e a refletância da água muda significativamente. A água, com presença de grande quantidade de material em suspensão, tem uma refletância muito maior que a água com pouco material em suspensão. A principal característica eletromagnética da água é a alta absorção da energia do infravermelho próximo. Por isso se torna mais fácil delinear os corpos d'água nas imagens do infravermelho do que no visível. Para a vegetação, a refletância espectral na Figura 2.3 caracteriza-se por picos situados entre o intervalo 0,4  $\mu\text{m}$  a 0,6  $\mu\text{m}$ , intervalo esse contido na região do visível, e alta absorção das cores azul e vermelho. Esses são os intervalos onde a clorofila absorve fortemente a energia incidente sobre ela. Para o 0,5  $\mu\text{m}$ , verifica-se que um pico na curva de refletância espectral, correspondente à cor verde, que está associada a menor absorção da clorofila, que é pigmento sendo este fato responsável pela cor verde da vegetação

A refletância da vegetação na região do visível está diretamente relacionada com a pigmentação. Segundo Lillesand e Kiefer (1994), no processo de fotossíntese a vegetação aproveita de maneira diferenciada as radiações que compõem o espectro visível da luz branca. O máximo de refletância da vegetação verde e saudável ocorre na faixa entre 0,7  $\mu\text{m}$  e 1,2  $\mu\text{m}$ . Nesta faixa a vegetação reflete cerca de 40 a 50% da energia incidente. Esta alta refletância está associada à estrutura interna da folha, que varia de espécie para espécie de vegetação (Lillesand e Kiefer 1994).



**Figura 2.3:** Curvas típicas da refletância espectral para os principais alvos da superfície terrestre: solo, água e vegetação. (Fonte: adaptado de Lillesand e Kiefer, 1994).

Um ponto importante a ser notado é que nessa faixa de alta refletância das folhas, também é alta a transmitância dos comprimentos de onda do infravermelho próximo. Segundo Barbosa (1996) a energia radiante que passa através das folhas finas pode ser absorvida pelo solo, que se encontra abaixo, causando a redução da reflexão das folhas produzindo tonalidades escuras nas imagens. Os valores de comprimento de onda 1,4 μm, 1,9 μm e 2,6 μm, correspondem à absorção de energia incidente pela vegetação devido à presença de água nas folhas. A curva da refletância espectral do solo apresenta poucas variações no padrão de máximo e mínimo e depende de vários fatores, complexos, variáveis e inter-relacionados, tais como: umidade, tipo e estrutura do solo, teor de matéria orgânica.

O conteúdo de umidade no solo pode aumentar ou diminuir a refletância do solo; por isso, nos intervalos de absorção da radiação eletromagnética, devido a presença de água, o solo também apresenta mínimo nas proximidades de 1,4  $\mu\text{m}$ , 1,9  $\mu\text{m}$ , 2,2  $\mu\text{m}$  e 2,7  $\mu\text{m}$  na sua curva de refletância espectral. Por outro lado, a umidade do solo é fortemente relacionada à sua textura. Por exemplo, solos arenosos com granulação grossa, apresentam baixa umidade e refletância alta, enquanto os solos de granulação fina, como os argilosos, são mais úmidos e apresentam baixa refletância (Barbosa, 1996). Para Novo (1992), o comportamento espectral dos diferentes alvos presentes na superfície terrestre é produto da complexa interação entre a energia solar e a matéria, condicionada também por outros aspectos do contexto ambiental. Desse modo, é de se esperar que esse padrão espectral apresente um comportamento um pouco diferenciado deste, uma vez que esses alvos podem sofrer alterações provocadas pela própria dinâmica dos mesmos, como também pela ação antrópica.

Os fatores atmosféricos interagem e afetam o sinal adquirido pelo sensor do satélite e por conseguinte modificam os dados coletados por estes sensores, Barbosa (1996) cita: a absorção da radiação eletromagnética pela atmosfera, o espalhamento por aerossóis, a turbulência atmosférica, os efeitos da refração e emissão de radiação eletromagnética pelos constituintes atmosféricos, os que mais afetam esses dados, sendo que na prática esses processos ocorrem simultaneamente e, suas intensidades relativas caracterizam as substâncias envolvidas nesta coleta de dados. Iqbal (1983) considera que a absorção e o espalhamento atmosférico são os processos que mais influenciam nas características da radiação eletromagnética. Para Steffen et al. (1983) os dois principais constituintes atmosféricos que causam maior influência na modificação da radiação incidente são: o vapor d'água e o particulado atmosférico.

## **2.3 – Sistema sensor utilizado no estudo**

### **2.3.1- Programa Landsat**

O sistema Landsat, originalmente denominado ERTS Earth Resources Technological Satellite, foi desenvolvido pela National Aeronautics and Space Administration (NASA) e tem como objetivo a aquisição de dados espaciais e temporais da superfície da terra, de forma global, contínua e repetitiva. O sistema Landsat compõe-se até o momento de uma série de 7 satélites lançados a

intervalos médios de 3 a 4 anos, sendo que o Landsat 6 fracassou e caiu no Pacífico. A Tabela 2.1 apresenta os dados de lançamento de cada satélite, bem como seu período de vida útil e o tipo de sensor. Pela análise da Tabela 2 pode-se observar que, embora os satélites da série Landsat tenham sido concebidos para terem uma vida média útil de 2 anos, eles se mantiveram em operação durante cerca de 5 anos.

Segundo Garcia (1982), o satélite Landsat 5 tem órbita quase polar e heliossíncrona, numa altitude média de 705 km, imageando a mesma área a cada 16 dias, com 185 km x 185 km de largura de faixa imageada. O mesmo cruza o equador de Norte para o Sul (órbita descendente) às 9:45 HL, com tempo de percurso de órbita igual a 98,2 minutos, realizando 14 órbitas por dia.

Os valores digitais das imagens produzidas pelo Thematic Mapper-TM são representados numa gama mais ampla de valores de brilho ou níveis de cinza (registra 256 níveis de cinza) do que em uma imagem MSS (Multi Spectral Scanner), que registra digitalmente apenas 125 níveis de cinza diferentes (Swains e Davis, 1978). Com relação ao número de detectores usados para as diversas bandas de imageamento, o sensor TM utiliza 16 detectores para cada banda do visível e do infravermelho termal, totalizando 100 detectores.

**Tabela 2.1:** Informações do satélite Landsat.

<b>Nº do Satélite</b>	<b>Data de Lançamento</b>	<b>Sensor</b>	<b>Término de operação</b>
Landsat 1	23 Julho 1972	MSS e RBV	Janeiro de 1978
Landsat 2	22 Janeiro 1975	MSS e RBV	Julho de 1983
Landsat 3	05 Março de 1978	MSS e RBV	Setembro de 1983
Landsat 4	16 Julho de 1982	TM e MSS	Setembro de 84
Landsat 5	01 Março de 1984	TM e MSS	Ainda está ativo
Landsat 6	05 Outubro de 1993	ETM	Fracassou
Landsat 7	05 Abril de 1999	ETM <sup>†</sup>	Inativo (maio 2003)

Fonte: NASA, 2002

O satélite da série Landsat apresenta a característica de repetitividade, isto é, observa-se a mesma área a cada 16 dias (tempo de revisita). As resoluções espaciais das imagens das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 (veja Tabela 2.1) são de 30 m (ou seja, cada pixel da imagem representa cerca de 0,09 ha). A resolução espacial da banda 6, por sua vez, é de 120 m (cada pixel representa 1,44 hectare). A Tabela 2.2 mostra as principais aplicações de cada uma das faixas espectrais do Landsat 5-TM.

**Tabela 2.2:** Principais aplicações de cada uma das faixas espectrais do Landsat 5-TM

Canais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Localização Espectral	Principais Aplicações
1	0,45-0,52 $\mu\text{m}$	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 $\mu\text{m}$	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 $\mu\text{m}$	30 m	Vermelho	Para imageamento na região de absorção da clorofila, auxiliando na diferenciação de espécies
4	0,76-0,90 $\mu\text{m}$	30 m	Infravermelho próximo	Determina tipos de vegetação, vigor e volume de biomassa; para delineamento de corpos d'água e para a determinação de umidade do solo
5	1,55-1,75 $\mu\text{m}$	30 m	Infravermelho médio	Teor de umidade da vegetação e umidade do solo
6	10,4-12,5 $\mu\text{m}$	120m	Infravermelho Termal	Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais de rochas, solo, vegetação e água.
7	2,08-2,35 $\mu\text{m}$	30m	Infravermelho médio	Discrimina minerais e tipos de rochas. Também identifica o teor de umidade.

Fonte: Lillesand e Kiefer (1994)

### 2.3.2 – Programa NOAA

O programa de satélites NOAA é gerido pela National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), através do National Environmental Satellite Data and Information Service (NESDIS) e pela National Aeronautics and Space Administration (NASA), que é responsável pelo lançamento dos satélites. Este programa foi inicialmente denominado TIROS (Television and Infrared Observation satellite), e foi desenvolvido pela NASA e pelo Departamento de Defesa dos Estados Unidos, na tentativa de desenvolver um sistema de satélites meteorológicos. Entre 1960 e 1965 foram lançados 10 satélites da série TIROS.

Entre 1966 e 1969, foram lançados 9 satélites, denominados TOS (TIROS Operational satellites), operados pela Environmental Science Services Administration (ESSA), pertencente a NOAA. Em 1970, o TIROS-M recebeu a designação de ITOS (Improved TOS), iniciando-se assim uma nova geração de satélites, que incluíam sensores infravermelhos (NOAA,

2002). Em outubro de 1978 foi lançado o protótipo TIROS N, tendo esse sido o precursor de uma nova série de satélites, na qual se inclui o NOAA 6 e 7. Esta série foi substituída a partir de 1983 pela série ATN (Advanced TIROS-N), com o lançamento do satélite NOAA-8. Os satélites NOAA recebem uma letra de designação antes do lançamento, após o qual lhes é atribuído um número.

Além de medir a temperatura, a umidade atmosférica, a temperatura da superfície e a cobertura de nuvens, estes satélites são também capazes de receber, processar e retransmitir dados de balões meteorológicos, de bóias e de estações automáticas ao redor do globo terrestre. Os satélites da série NOAA possuem órbita polar heliossíncrona a uma altitude média de 850 km (Ferreira, 2004). Um de seus sistemas imageador, Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR/NOAA), consiste de um radiômetro com cinco canais sensíveis às bandas espectrais visível, infravermelho próximo e termal do espectro eletromagnético (Tabela 2.2).

Inicialmente, o objetivo destes sensores era fornecer a temperatura das nuvens, do oceano e da atmosfera. Em junho de 1981, foram introduzidas novas bandas nos sensores de alta resolução espectral AVHRR/NOAA com possibilidades de monitorar a vegetação na banda do espectro do vermelho e infravermelho próximo (Bastista et al., 1993).

### **2.3.3- Configuração atual dos Satélites NOAA (NOAA-K,L,M)**

Na primavera de 1998, uma nova série de satélites NOAA de órbita polar integrantes do sistema POES (Polar Orbiting Operational Environmental Satellites) teve início, com o lançamento do NOAA-K (NOAA-15). Essa espaçonave, assim como seus sucessores imediatos, NOAA-L (NOAA-16) e NOAA-M (NOAA-17), configura um aperfeiçoamento do TIROS-N em outubro de 1978 e continuada com os satélites NOAA-6 a NOAA-14. Os satélites NOAA-K,L,M iniciaram uma nova era de monitoramento ambiental em suporte às missões da NOAA. A carga útil desses satélites apresenta significativos avanços tecnológicos em relação aos satélites anteriores. Os satélites NOAA-K,L,M, são mais pesados que seus antecessores (2.231,7 kg contra 1.712,3 kg) e requerem um veículo lançador adaptado mais potente (foguetes TITAN-II) para alcançar suas órbitas. Os principais instrumentos a bordo dos satélites NOAA, são o AVHRR/3 (Advanced Very High Resolution Radiometer) versão 3, o HIRS (High Resolution Infrared Radiation Sounder), e o AMSU (Advanced Microwave Sounding).

O sensor AVHRR/3, radiômetro avançado de resolução muito alta, é um radiômetro imageador de varredura que detecta a energia nas faixas do visível e infravermelho do espectro eletromagnético. Este radiômetro possui seis canais espectrais que observam simultaneamente uma mesma área da superfície terrestre. Após serem processados, os dados obtidos pelo AVHRR/3 possibilitam a realização de análises multiespectrais em estudos oceanográficos, hidrográficos, uso e cobertura da terra e de variáveis meteorológicas (Tabela 2.3). O AVHRR/3 mede a energia solar refletida (visível e infravermelho próximo) nos canais 1, 2, e 3A. Esses dados provêm meios para monitoramento da vegetação, cobertura de nuvens, lagos, neve, aerossóis e gelo. Os dados dos canais 3B, 4 e 5 são utilizados para detectar a energia termal emitida pela superfície terrestre e pela atmosfera. Entretanto, somente cinco canais podem ser transmitidos para terra simultaneamente. Nos satélites em órbitas vespertinas, os canais 3A e 3B são alternados para operação de dia e de noite, respectivamente. Nas missões matutinas, o canal 3B fica permanentemente ativo (NOAA, 2002)

**Tabela 2.3:** Canais espectrais e aplicações do AVHRR/NOAA

Canal	NOAA 15,16,17	APLICAÇÕES
1	0,58-0,68 $\mu\text{m}$	Mapeamento de nuvens, gele e neve
2	0,725-1,10 $\mu\text{m}$	Mapeamento de massas d'água, monitoramento da vegetação (combinado com canal 1)
3 <sup>A</sup>	1,58 – 1,64	Mapeamento noturno de nuvens, temperatura da superfície do mar; detecção de queimadas e atividades vulcânicas
3B	3,55-3,93 $\mu\text{m}$	Mapeamento noturno de nuvens, temperatura da superfície do mar; detecção de queimadas e atividades vulcânicas
4	10,30-11,30 $\mu\text{m}$	Mapeamento noturno de nuvens, temperatura da superfície do mar; detecção de queimadas, umidade do solo e atividades vulcânicas
5	11,50-12,50 $\mu\text{m}$	Mapeamento diurno e noturno de nuvens, Temperatura da superfície do mar e umidade do solo.

Fonte: Barbosa (1996)

A vantagem dos satélites da série NOAA em relação a outros satélites, por exemplo ao da série Landsat, é a sua grande resolução temporal, obtendo dados diariamente, que cobrem todo o globo. Essa cobertura diária global possibilita superar melhor a restrição do uso de

imagens devido à contaminação por nuvens. A observação diária dos alvos a partir do sistema AVHRR/NOAA permite explorar o monitoramento da evolução da cobertura vegetal numa escala regional e/ou global. O satélite NOAA-16 foi lançado no dia 21 de setembro de 2000, com horário de cruzamento com o equador terrestre às 02h:00 órbita ascendente e 14h:00 órbita descendente. As principais características dos satélites da série NOAA-16 são apresentadas na Tabela 2.4.

**Tabela 2.4:** Principais características do sistema de sensores do AVHRR/NOAA-16

Ciclo de Cobertura	9 dias
Ângulo de Varredura	55,4°
Frequência da aquisição da imagem	2 vezes ao dia as 02h e 14h
Faixa de Imageamento	2.400 km
Altitude Orbital	850 km
Inclinação Orbital	98,89°
Período Orbital	101,58 minutos
Número de Órbitas/dia	14,18
Resolução no Nadir	1,1 km

Fonte: NOAA (2004)

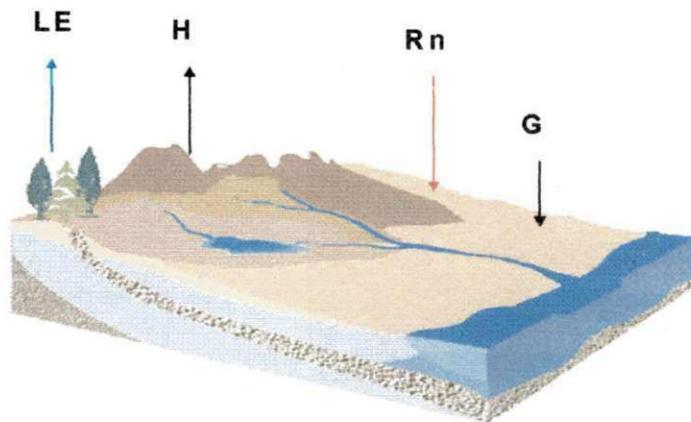
## 2.4- Componentes do balanço de energia utilizando sensoriamento remoto

Representar de modo realista os processos físicos na superfície pode ser crítico quando se deseja explicar e prever o comportamento da atmosfera. O movimento atmosférico e, conseqüentemente, o clima são, em última análise, o resultado da interação da energia solar com atmosfera e superfície. Esta chega à superfície da terra diretamente, como radiação solar incidente, ou indiretamente como radiação termal emitida pelas nuvens e a própria atmosfera. O fluxo máximo de uma propriedade, em uma dada direção, é definido como a quantidade dessa propriedade que atravessa uma superfície unitária perpendicular àquela direção de tempo. Há, essencialmente, quatro tipos de fluxos de energia em uma superfície ideal, conhecidos como saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ), que representa o transporte de calor sensível da superfície para a atmosfera devido à turbulência próxima à superfície, fluxo de calor latente ( $LE$ ) que é a taxa de calor latente cedida da superfície devido a evapotranspiração ( $ET$ ) e ocorre devido a transferência vertical de vapor d'água da superfície para atmosfera gerando evaporação e evapotranspiração, e fluxo de calor no solo ( $G$ ) (Arya, 1988).

A radiação solar que incide sobre a superfície terrestre e que depende do ângulo de elevação do Sol e das condições atmosféricas, induz os processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera, e metabolismo de animais e vegetais. Essa energia é muito importante para o estudo dos componentes do balanço de radiação à superfície, principalmente aqueles que estão relacionados com o processo de perda d'água da superfície para a atmosfera, ou seja, com a evapotranspiração (Silva., 2002a).

O balanço de radiação à superfície é a contabilização entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma algébrica do balanço de radiação de ondas curtas e do balanço de ondas longas à superfície. O saldo de radiação é um dos principais elementos responsáveis pelo processo evaporativo e desempenha um papel de suma importância para os fluxos turbulentos de calor sensível e de calor latente, para o aquecimento da biomassa e para o processo fotossintético. Para a determinação da evapotranspiração faz-se necessário o cálculo dos fluxos de calor no solo, de calor sensível e de calor latente, que são as principais formas de

repartição do saldo de radiação à superfície. Para melhor ilustrar os fluxos de energia, considere a Figura 2.4, onde é apresentado um esquema de fluxos de energia vertical diurno que mais atuam no sistema solo- planta-atmosfera.



**Figura 2.4-** Representação dos fluxos de energia vertical que mais atuam no sistema solo-planta-atmosfera.

Uma das principais dificuldades em representar os processos superficiais nos modelos atmosféricos relaciona-se com o número e complexidade dos processos envolvidos: o albedo de um solo depende do seu conteúdo de umidade, que por sua vez varia tanto como uma função do “input” atmosférico (precipitação), quanto dos processos hidrológicos do solo (infiltração, escoamento superficial e subsuperficial) e da taxa de evaporação (Verstraete e Dickinson, 1986).

Nesse sentido, a evapotranspiração (ET), fenômeno combinado da evaporação d’água do solo, das superfícies líquidas e da transpiração dos vegetais, depende da disponibilidade de água na superfície, do gradiente de umidade entre a superfície e a atmosfera, do perfil do vento e fundamentalmente do saldo de radiação. Estimativas de ET são de grande importância em programas de irrigação, cálculo do balanço hídrico e estudos climatológicos e meteorológicos. Em geral, o cálculo da evapotranspiração pode ser obtido através de medidas com lisímetros, pelo método das correlações turbulentas e pelo balanço de energia baseado na Razão de Bowen. No entanto, estes métodos são utilizados em escala local e, devido a essa

limitação, não se prestam para estimativas regionais da ET. Em virtude da necessidade de determinação da ET em escala regional têm-se utilizado imagens de satélites, como por exemplo; imagens Landsat (Bastiaanssen, 1995; Bastiaanssen, 2000) e NOAA (Vidal e Perrier, 1990; Roerink et al. 2000), que requerem o desenvolvimento de procedimentos que garantam boas estimativas de evapotranspiração.

Variáveis adicionais sobre o estado do ar acima da superfície, como a massa específica, e a capacidade calorífica atmosférica, permite calcular os fluxos de calor sensível e latente da superfície para a atmosfera, os quais resultam das trocas turbulentas entre esta superfície e o fluido adjacente. É comum, neste contexto, expressar uma variável qualquer  $\phi$  de um escoamento turbulento como a soma de seu valor médio  $\langle\phi\rangle$  (valor esperado, igual à média temporal) e uma flutuação instantânea  $\phi'$ , isto é,  $\phi = \langle\phi\rangle + \phi'$ . Com estas notações, o fluxo de calor sensível na atmosfera pode ser descrito como  $\rho C_p \langle w'\theta' \rangle$ , onde  $\rho$  e  $C_p$  são a massa específica e o calor específico do ar à pressão constante, respectivamente;  $w'$  representa um desvio na componente vertical do vento;  $\theta'$  representa um desvio na temperatura potencial no mesmo local e tempo e os colchetes representam a média sobre algum período conveniente de tempo. Esta relação expressa a ocorrência de uma transferência líquida de calor sensível ascendente, quando existir uma correlação positiva entre os desvios da velocidade vertical do vento e do campo de temperatura potencial (Brutsaert, 1982). O fluxo de calor latente, que se relaciona diretamente com o fluxo de vapor d'água da superfície para a atmosfera, pode ser similarmente descrito por  $L \langle w'q' \rangle$ , onde  $L$  é o calor latente de vaporização e  $q'$  é um desvio a partir do campo médio da umidade específica.

Na região semi-árida do Nordeste brasileiro, vários estudos envolvendo o balanço de radiação e energia em áreas com cultivo irrigado, têm sido realizados (Leitão, 1989; Silva, 1994; Silva et al., 1995; Teixeira et al. 1997; Ávila Neto, 1997; Lopes, 1999; Silva et al., 1999; Silva, 2000; Moura, 2001). O trabalho realizado com videira por Ávila Neto (1997) na região do submédio São Francisco mostrou que a proporção do saldo de radiação usada como fluxo de calor latente atingiu valores superiores a 80% da energia disponível no período de maior área foliar. Moura (2001) estudou a fenologia e o consumo hídrico da goiabeira na mesma região e constatou que os componentes do balanço de radiação apresentaram ligeiro aumento da Fase 1 (brotação, crescimento vegetativo e maturação) à Fase 2 (maturação e colheita dos frutos), sendo

que o saldo de radiação representou pouco mais de 60% da radiação solar global, enquanto a radiação refletida atingiu valores da ordem de 20%. O fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível representaram pequena fração do saldo de radiação, que foi quase totalmente convertido em fluxo de calor latente.

De um modo geral, estes métodos utilizaram-se dados convencionais para medir ou estimar o balanço de energia, e via de regra alguns desses métodos são aplicados a pequenas áreas irrigadas, por isso tornam-se pouco representativos para grandes perímetros irrigados. Em vista disso, a necessidade de estudos que permitam quantificar com boa precisão e, baixo custo os fluxos do balanço de energia em grandes áreas, é cada vez mais imperativo.

Durante os últimos anos, mais precisamente desde 1990, grandes avanços foram alcançados em algoritmos relacionados com sensoriamento remoto, especialmente aqueles envolvendo os componentes do balanço de energia. Dentre eles destacam-se, Kustas et al. (1990), Moran et al. (1990), Moran et al. (1994), Bastiaanssen (1995), Bastiaanssen et al. (1998a), Bastiaanssen e Bos (1999), Bastiaanssen (2000) e Morse et al. (2001), Boegh et al. (2002) e Allen et al. (2002).

Nestes estudos, muitos algoritmos que utilizam técnicas de sensoriamento remoto, têm sido desenvolvidos para estimar o balanço de energia a superfície como o **Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)** proposto por Bastiaanssen (1995). O modelo SEBAL foi elaborado para calcular a distribuição de energia e determinar a evapotranspiração diária em escala regional utilizando imagens de satélite. O algoritmo SEBAL requer poucas informações de superfície para calcular os fluxos; não envolve modelos prognósticos de simulação numérica; calcula os fluxos independentemente da cobertura do solo e utiliza imagens com resolução espacial de poucos metros até alguns quilômetros (Bastiaanssen et al., 1998a).

Apesar do algoritmo SEBAL ter na sua base formulação características empíricas, os resultados da validação desse algoritmo em experimentos de campo mostrou que o erro relativo da fração evaporativa foi de 20 %, 10% e 1% na escala de 1 km, 5 km e 100 km, respectivamente. Portanto, é de se esperar que o SEBAL apresente melhores resultados em escala regional, como também em áreas com superfície heterogênea (Bastiaanssen, 1995).

No SEBAL, o erro em relação a uma medida precisa em uma escala de 1 hectare, varia de 10 a 20% e as incertezas diminuem a medida que essa escala aumenta. Para uma área de

1000 ha, o erro é reduzido a 5% para regiões com 1 milhão de ha de terra cultivável, o erro é tão pequeno que se torna insignificante (Lopes, 2003). O SEBAL pode ser aplicado em diversos agro-ecossistemas, sem a necessidade de informações sobre uso da terra ou tipo de cultura (Bastiaanssen, 1998). Porém, o uso do SEBAL requer algumas condições especiais; a imagem deve ser isenta de nebulosidade, para não interferir nas radiância e os dados fornecidos pelas imagens referem-se ao instante da passagem do satélite.

Outros modelos também têm sido usados na determinação do balanço de energia, dentre eles o modelo S-SEBI - Simplified Surface Energy Balance Index e o SEBS - Surface Energy Balance System. O modelo S-SEBI utiliza parametrizações semelhantes às utilizadas no SEBAL; no entanto os fluxos de calor sensível e latente não são calculados de modo separado como no SEBAL, assim como LE não é obtido como resíduo do balanço de energia. Os fluxos são calculados em função da fração evaporativa (Roerink et al., 2000). O SEBS foi desenvolvido por Su (2001) e visa estimar os fluxos de energia radiante e turbulento na interface solo-atmosfera. Esse modelo é mais complexo que o SEBAL e o S-SEBI, uma vez que utiliza dados radiométricos com dois ângulos de visada (bi-angular) em canais da região do infravermelho termal, para estimar a coluna de vapor d'água na atmosfera, bem como a profundidade óptica dos aerossóis.

Silva et al. (2002a) utilizaram técnicas de sensoriamento remoto e o algoritmo SEBAL numa imagem Landsat 5-TM, no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho na região de Petrolina-PE. O valor de  $R_n$  foi de  $645 \text{ Wm}^{-2}$  para um pixel da área cultivada, e  $470 \text{ Wm}^{-2}$  para um pixel correspondente a área de solo exposto. Segundo Silva et al.(2002a) e Silva et al.(2002b), com SEBAL pode-se obter diferentes parâmetros biofísicos de uma região, bastando para tanto que sejam usadas imagens de satélites (LANDSAT e NOAA) e algumas medidas complementares, tais como: temperatura do ar e velocidade do vento em poucos pontos da área a ser estudada.

Pelgrum e Bastiaanssen (1996) validaram o algoritmo SEBAL na Espanha, em área com vegetação heterogênea, através de três métodos. A partir dos resultados da média aritmética de todos os pixels, foi calculado o LE médio da área de estudo, com valor de  $164 \text{ Wm}^{-2}$ , esse método foi validado com medidas de campo de LE, H e umidade do solo. O segundo método combina imagens de satélite da temperatura da superfície, albedo da superfície e

o índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN). Depois foram incluídas medidas de superfície de fluxo de calor latente, com vistas a estabelecer uma regressão linear entre esse índice e LE. Essas imagens foram comparadas com aquela obtida pelo SEBAL, com resultado de LE 18% maior. O principal problema encontrado com esse tipo de método, diz respeito à distribuição de medidas nos campos experimentais. Para uma boa performance desse método é necessário cobrir completamente LE em toda área experimental.

Para o terceiro método foi efetuada uma classificação supervisionada de uso do solo, com oito tipos de classe, atribuindo um LE típico, representativo para cada tipo de classe. De acordo com o percentual de ocorrência de classe na imagem, o LE foi calculado em  $110 \text{ Wm}^{-2}$ . Devido à indisponibilidade de dados para cada classe de uso da terra, assim como a grande variabilidade dos valores de LE em cada classe, e também a dificuldade de avaliar a classe média, LE foi 33% menor, quando comparado com a estimada pelo SEBAL (método 2). Em resumo, esse artigo mostra que não é possível obter fluxo médio através de cálculo de área, tomando a média aritmética das medidas de fluxo, o qual é em geral feito na ausência de métodos melhores. Neste caso, essa aproximação levou a uma diferença de cerca de 33%.

Pesquisas desenvolvidas por Daughtry et al.(1990), utilizando dados de sensores multiespectral a bordo de avião, sobre nove parcelas de algodoeiro, solo exposto e alfafa, próximo às 11:30 HL, obtiveram  $R_n$  e  $G$ . Simultaneamente, realizaram medidas dos fluxos que chegam à superfície, enquanto os fluxos que deixam à superfície foram estimados por sensoriamento remoto. O fluxo de  $R_n$  foi obtido pela soma algébrica dos fluxos que chegam e saem da superfície. Eles observaram que o erro médio absoluto entre as medições de superfície e as estimativas de  $R_n$  com o sensor multiespectral foram menores que 7%. Os fluxos de  $G$  foram obtidos em função do índice de vegetação espectral e do  $R_n$  estimado por via remota. Esses valores foram ligeiramente superiores aos dos fluxos de  $G$  medido, atingindo os 5%. O erro médio absoluto de  $G$  estimado por sensoriamento remoto foi de 13%. Os autores acima mencionados também notaram que essas diferenças entre os valores de  $R_n$  e  $G$ , medidos e os estimados por sensoriamento remoto pode está associados com limitações técnicas dos instrumentos usados na pesquisa, bem como a arquitetura desses instrumentos. O erro médio quadrado entre  $(R_n-G)$  medido e aquele estimado por sensoriamento remoto foi de 12%. Por fim, concluem que a combinação de dados de fluxos medidos à superfície e aqueles obtidos por

sensoriamento remoto, pode proporcionar boa estimativa da energia disponível, podendo ser particionado em calor sensível e latente sob condições não advectivas.

Uma grande importância tem sido atribuída na estimativa de G baseada em dados coletados por sensoriamento remoto para estimativa de LE, uma vez que existem poucos estudos relacionados com assunto. Por exemplo, Idson et al. (1975) encontraram um aumento na relação G/Rn de 0,22 para 0,51 de um solo úmido para um solo seco, para um período de 15 dias de medições. Para grama natural e grama irrigada, o valor de G foi 10 e 20% do saldo de radiação (De Bruin e Holtslag, 1982).

No ano seguinte Gurney e Hall (1983) implementaram um modelo baseado na temperatura da superfície obtida por satélite para estimar o fluxo de calor no solo, com vistas a melhorar as estimativas de LE. Mais tarde Hatfield et al. (1984) assumiu  $G = 0$ , para estimar LE em vários tipos de culturas (alfafa, algodão, soja e sorgo) e encontrou bons resultados, quando comparou com os valores de LE medido nessas culturas. Entretanto, estes autores comentam que a importância real de G na estimativa de LE em áreas cultivadas ainda não é incerta. Shuttleworth e Wallace (1985) também estudaram a relação entre G/Rn em áreas com vegetação esparsa. Eles encontraram um fator de proporcionalidade entre esses fluxos, como também encontraram uma relação exponencial dos mesmos com o índice de área foliar.

Um modelo empírico baseado na relação Rn e G, foi utilizado por Choudhury et al. (1987), com objetivo de incluir na equação do balanço de energia a temperatura do dossel, estimada através do canal termal do Landsdat, com vistas a estimar a evaporação de um cultivo de trigo em pleno estágio de desenvolvimento. Os parâmetros do modelo de G foram determinados pelas observações de Rn, de ET e estimativas de H sobre um cultivo de trigo do tipo *Pavon*, enquanto que no modelo empírico foi usado observações de LE sobre um cultivo de trigo do tipo *Ciano*. O estudo foi realizado num conjunto de nove dias em diferentes estágios de crescimento, em condições de céu claro e com índice de área foliar (IAF) variando de 0 a 3,7. O desempenho do modelo empírico não foi muito satisfatório na área com solo exposto durante dois dias, basicamente devido ao descompasso diurno entre Rn e G, em particular no início da manhã e final da tarde. A análise da regressão linear entre o LE medido e o LE estimado para os nove dias de estudo, apresentou um coeficiente de correlação de 0,97 e um erro padrão de  $39 \text{ Wm}^{-2}$ . Os resultados das análises de sensibilidade dessa pesquisa, também mostraram que erros nas

estimativas de G têm forte influência nas estimativas de LE e que a magnitude dessa influência decresce com aumento do IAF. O desvio padrão da regressão linear parece ser relativamente insensível a erros na relação Rn e G. O desvio padrão geralmente aumenta quando a relação G/Rn diminui. Esta análise da sensibilidade sugere que a precisão das estimativas de G é mais importante para eliminar a influência no cálculo de LE, do que para reduzir o erro padrão em LE.

Baseado em estudo criterioso e confirmado com resultados de pesquisas realizadas com diversos tipos de culturas, Morse et al. (2001) constataram que a relação G/Rn é fortemente afetada pelo IAF, e que a umidade do solo não afeta significativamente a relação G/Rn, especialmente em áreas com solo totalmente coberto pelo dossel. Bezerra (2004) estudou a relação G/Rn em três diferentes áreas e, verificou que G representar de 9% a 12% de Rn em área com cultivo irrigado, de 20% a 25% em área de solo exposto e de 15% a 20% na caatinga.

Um algoritmo de transferência radiativa em conjunto com modelo digital de elevação (MDE) do terreno para correção atmosférica foi utilizado por Dubayab (1992) com objetivo de aprimorar as estimativas de Rn com imagem do satélite Landsat 5-TM. O valor médio de Rn corrigido foi de  $695 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que o valor de Rn sem correção foi de apenas  $640 \text{ Wm}^{-2}$ . Experimentos de campo na Espanha, Nigéria e China, produziram dados para validação do algoritmo SEBAL. Em 85% dos casos analisados, a diferença entre os valores de superfície e o estimado pelo SEBAL foram praticamente desprezíveis, ou seja, foram dentro da faixa dos erros instrumentais (Bastiaanssen et al., 1998b). Verificou-se ainda que para um determinado dia do período estudado, a diferença média entre os valores de Rn estimados pelo SEBAL e os encontrados em campo foi de  $+23 \text{ Wm}^{-2}$ . Nesse mesmo estudo, próximo ao Delta do Rio Nilo no Egito, os valores entre a evapotranspiração diária estimada entre SEBAL e um modelo de balanço de água desenvolvido para grandes áreas irrigadas (700.000 ha) não ultrapassou os 5%.

Um dos primeiros estudos voltados à estimativa da evapotranspiração (ET) com base imagens do satélite NOAA-AVHRR, foram desenvolvidos por Vidal e Perrier (1990). Eles escolheram imagens NOAA-AVHRR, devido a alta resolução temporal dessas imagens (passagem pela manhã e tarde) e também pela maior possibilidade de se obter imagens sem nuvens. Por outro lado, a resolução espacial desse tipo de imagem não possibilita estimar ET em pequenas áreas com boa precisão (5 a 10 pixels do AVHRR, representam cerca de 500 a 1000

ha). Entretanto, os autores comentam que para área extensas, imagens NOAA podem ser extremamente úteis no monitoramento do conteúdo de água no solo.

Roerink (1994) comparou a ET em duas unidades de produção, usando imagens NOAA e Landsat. Para resolver o problema da diferença de resolução espacial entre os dois satélites, ele simulou uma imagem NOAA a partir da radiância espectral do pixel do Landsat. O desvio médio entre as imagens NOAA e Landsat 5-TM na primeira unidade de produção foi de apenas 2,4%, enquanto que na segunda unidade a diferença foi de 4,4%. Zhang & Lemeur (1995) avaliaram métodos de conversão da evapotranspiração instantânea em evapotranspiração diária em escala regional. Para isso, utilizaram o experimento HAPEX-MOBILHY, realizado no sudoeste da França. Um dos métodos foi desenvolvido por Jackson et. al. (1983), baseado na suposição de que o curso diurno da evapotranspiração é similar ao da irradiância solar e que pode ser aproximada a uma função senoidal. O segundo método avaliado, desenvolvido por Sugita e Brutsaert (1991), assume que a fração evaporativa é constante durante o período diurno. Assim a evapotranspiração pode ser determinada através da fração evaporativa e da energia total disponível. Os resultados mostraram que o primeiro método é mais indicado para estimar da evapotranspiração regional.

Analisando a ET regional baseada no algoritmo SEBAL, na região do sul da Espanha, Medina et al. (1998) utilizaram imagens do Landsat-5 e NOAA-12, com vistas a comparar a sensibilidade desse algoritmo para os dois tipos de resoluções espaciais, Landsat-5 e NOAA-12. Os resultados indicam que, tanto as estimativas ET com o Landsat 5-TM como aquelas obtidas com o NOAA-AVHRR-12, apresentaram boa concordância com os dados climatológicos da região, com desvio máximo de cerca de 9,5% dos valores medidos.

Em trabalho bem recente, realizado por Lopes (2003) que utilizou a técnica SEBAL e imagens do LandSat 5-TM dos anos 2000 e 2001, para estudar o balanço de radiação à superfície no pólo irrigado Juazeiro-Petrolina, constatou-se que, em linhas gerais e levando em conta de que as imagens sejam em datas distintas, o balanço de radiação não apresentou mudanças muito significativas de um ano para outro, muito embora os valores de  $R_n$  no ano de 2000 foram maiores que do 2001. Numa análise temporal comparativa mais criteriosa, a autora encontrou valores de  $R_n$  que vão de  $395 \text{ Wm}^{-2}$  a  $775 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2000 e de  $360 \text{ Wm}^{-2}$  a  $775 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2001. O valor do  $R_n$  médio de toda cena estudada para o ano de 2000 foi

de  $615 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que em 2001 esse valor foi menor ( $583 \text{ Wm}^{-2}$ ). Essa pesquisa também considerou cinco diferentes alvos para análise: área com vegetação irrigada, solo exposto, Lago da Barragem de Sobradinho, área cultivada com fruteiras, área de Caatinga. Os valores de  $R_n$  para o ano de 2000 nos cinco alvos foram de  $655 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $421 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $751 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $627 \text{ Wm}^{-2}$  e  $618 \text{ Wm}^{-2}$  para área irrigada, solo exposto, Barragem de Sobradinho, área cultivada com fruteira e área de caatinga, respectivamente. A variação de  $R_n$  entre os anos nas respectivas áreas não ultrapassou os 5%. Em estudo realizado numa região árida do noroeste da China, Ma et al. (2003) aplicaram um modelo de fluxos de calor regional baseado em parâmetros obtidos por sensoriamento remoto e constataram que  $R_n$  variou de  $250 \text{ W.m}^{-2}$  a  $560 \text{ Wm}^{-2}$ . Para uma área que sofre o efeito de oásis,  $R_n$  foi de  $530 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que para área de deserto o valor de  $R_n$  foi de  $360 \text{ Wm}^{-2}$ .

Bezerra (2004) determinou os componentes do balanço de energia com dados de sensoriamento remoto, na região de Petrolina nos anos de 2000 e 2001, em três alvos: pivô central, solo exposto e caatinga. Os percentuais de  $R_n$  destinados ao aquecimento do solo foram de 10% para o pivô central, 20% para o solo exposto e 18% para área de caatinga. Ele também observou que as estimativas de  $H$  para 2001 foram maiores que os valores encontrados para 2000. Os valores negativos de  $H$  encontrados nesse trabalho foram atribuídos aos pixels onde a temperatura da superfície foi inferior ao valor da temperatura da superfície correspondente ao pixel frio. Por outro lado, o LE do ano de 2000 apresentou valores superiores aos de 2001, possivelmente devido a maior densidade vegetativa, evidenciada pelas estimativas do IVDN no ano de 2000. A área com maior percentual de  $R_n$  destinado ao processo de evaporação e/ou evapotranspiração dentre as áreas selecionadas, foi o pivô central, com cerca de 85% para os dois anos analisados.

Medidas de temperatura da superfície ( $T_s$ ) têm sido tema de pesquisa (Becke e Li, 1990; Kerr et al., 1992; Ulivieri et al.1994; Sobrinho et al., 1997; Ouaidrari, et al.,2002) e têm sido bastante exigidas para aplicações na meteorologia e estudos ambientais, principalmente nos estudos relacionados com balanço de energia à superfície. Uma vez que essa variável exerce grande influência nos componentes do balanço de energia, sobretudo, na caracterização das trocas de energia entre a superfície e a atmosfera. Segundo Arya (1988) a temperatura da superfície para um determinado local é o resultado do balanço de energia, que por sua vez, depende do balanço de radiação, dos processos de transferência atmosférica, da cobertura vegetal

e das propriedades térmicas da superfície. Jackson (1985) propôs um modelo operacional para estimar LE através da equação do balanço de energia, utilizando dados de refletância e temperatura da superfície obtida por satélite, e alguns dados de superfície. Esse modelo obteve excelentes resultados quando foi aplicado em áreas com cultura irrigada bem desenvolvida e com boa cobertura vegetal (Reginato et al., 1985; Jackson et al., 1987a).

Segundo Choudhury et al. (1986) medidas de temperatura da superfície efetuadas por sensor remoto em áreas com grande cobertura vegetal, correspondem muito bem com aquelas obtidas com instrumentos instalados à superfície. De acordo com McNaughton (1988) um erro na temperatura da superfície de 1°C pode levar a erro de até 50 Wm<sup>-2</sup> na densidade de fluxo de calor sensível. Ele conclui que para o caso de cobertura vegetal esparsa, as estimativas de densidade de fluxos de H e LE são superestimadas e subestimadas, respectivamente. Para Kustas et al. (1989) o modelo proposto por Jackson et al. (1985) não alcança resultados satisfatórios na estimativa de LE em áreas com cobertura vegetal esparsa, que para esses autores caracteriza 20 a 30% de cobertura do solo com vegetação.

Conforme Moran et al. (1989) a temperatura da superfície em áreas com vegetação esparsa é na realidade a composição da temperatura da planta, do solo e das áreas sombreadas. Neste mesmo ano Kustas et al. (1989) utilizaram dados espectrais para estimar a temperatura da superfície, com vistas a determinar a densidade de fluxo de H em áreas com cobertura vegetal esparsa. Observaram que existem diferenças consideráveis entre os valores de H medido pelo método da razão de Bowen, correlação de vórtices turbulentos e os valores de H calculado pelo modelo proposto por eles. A diferença entre o H do modelo e do sistema de vórtices turbulento foi de 15%, ou seja, o modelo superestimou em 15% ao valor medido pelo sistema de vórtices turbulentos e 25% ao sistema da razão de Bowen. Eles apontam dois motivos para essas diferenças: a primeira deve-se a estimativa da temperatura da superfície (Ts), ou seja, as estimativas de Ts em áreas com vegetação esparsa são vias de regra mascaradas, uma vez que a temperatura que chega ao sensor é a composição da temperatura do solo e a temperatura da vegetação. Já o segundo motivo está relacionado com a resistência ao transporte de calor sensível ( $r_{ah}$ ), ou seja, em áreas com vegetação esparsa o  $r_{ah}$  em fluxo turbulento é maior, proporcionando uma maior resistência ao transporte de calor sensível. Desse modo, esses autores aconselham incorporar uma resistência adicional ao transporte de calor sensível, nas áreas onde o dossel apresentar cobertura vegetal parcial.

Em trabalho mais recente Kustas et al. (1990) comentam que, apesar de existir um grande esforço no sentido de encontrar uma solução mais simplificada para estimar H, o problema ainda perdura, uma vez que essa variável, via de regra, está sob forte dependência dos coeficientes de troca turbulenta, que por sua vez estão intimamente relacionados com as condições meteorológicas de superfície. Kustas (1990) testou a hipótese da temperatura da superfície ser igual a temperatura da camada logo acima desta ( $T_s = T_{zoh}$ ) em dossel parcialmente coberto por cultivo de algodão, considerando o termo adicional de ajuste aerodinâmico ( $kB^{-1}$ ) igual a 2. Os resultados indicam que H estimado pelo modelo que utiliza apenas uma camada apresenta resposta mais satisfatória que aquele que usa modelo de multi-camadas. Em outras palavras, os modelos que usam, nas parametrizações para estimativas de H, apenas uma  $r_{ah}$  (considera  $r_{ah}$  próximo da superfície igual ao  $r_{ah}$  no nível da copa da planta) apresentam resultados mais adequados que aqueles que consideram mais de uma  $r_{ah}$  entre o solo e a copa da planta.

Kalma e Jupp (1990) concluíram que erros nos valores de H são, em média, menores do que  $30 \text{ W.m}^{-2}$  se considerarmos que ( $T_s = T_{zoh}$ ) e  $kB^{-1} = 2,3$ . Brutsaert et al. (1993) calibraram  $kB^{-1}$  em uma grande área de floresta, com objetivo dos resultados serem utilizados em modelos biofísicos de escala regional, assumindo nas primeiras simulações que ( $T_s = T_{zoh}$ ). Os resultados obtidos de  $kB^{-1}$  variaram de 1 a 2,3, corroborando com os valores normalmente utilizados na literatura (Choudhury et al., 1986; Kustas et al., 1990; Sugita e Brutsaert, 1990; Stewart et al, 1994).

Nesse mesmo trabalho Brutsaert et al. (1993), de posse de H e LE medidos, determinaram a temperatura da superfície através dos canais 4 e 5 do radiômetro AVHRR do satélite NOAA-9, com vistas a estimar H e LE com base nessa temperatura e comparar os resultados com os valores medidos. A análise estatística produziu um coeficiente de determinação de  $r^2 = 0,973$  e um erro médio absoluto de  $27 \text{ Wm}^{-2}$  entre os fluxos de H. Para os fluxos de LE esses valores foram da ordem de  $r^2 = 0,902$  e  $30 \text{ W.m}^{-2}$ .

Em experimento agrometeorológico em área com cultivo de uva irrigada, objetivando estudar e comparar os componentes do balanço de energia através da técnica da razão de Bowen e um modelo que tem como base medidas radiométricas da temperatura da superfície do solo e do dossel, Gallinaro (1993) observou que a temperatura máxima do dossel foi

de 30°C, enquanto que a temperatura do solo no mesmo momento da medida realizada no dossel foi de 55°C. Segundo esse pesquisador, o erro médio absoluto entre o H medido pela razão de Bowen e o do modelo foi de 21,3 W.m<sup>-2</sup>. Esse mesmo autor aconselha calibrar kB<sup>-1</sup> para a área de estudo, com vistas a obter valores mais confiáveis para os componentes do balanço de energia à superfície. Para Moran et al. (1994) as dificuldades encontradas no modelo proposto por Jackson et al. (1985) concentram-se basicamente nas estimativas de H, que por sua vez é função da diferença entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar (Ts-Ta) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível.

Estes mesmos pesquisadores conduziram um experimento de campo na região semi-árida do Sudoeste do Arizona, com objetivo de avaliar a contribuição dos termos do balanço de energia à superfície, através de técnicas consagradas tais como: razão de Bowen, correlação de vórtices turbulentos e técnicas indiretas mais recentes, que utilizam aproximação aerodinâmica baseada em informações de natureza espectral. Foi utilizado nesse estudo um termo para ajustar a resistência ao transporte de calor sensível (r<sub>ah</sub>), visto que o estudo foi realizado em área com vegetação esparsa. O termo adicional de ajuste aerodinâmico foi definido por Chamberlain (1966) da seguinte forma: kB<sup>-1</sup> = Ln (z<sub>0m</sub>/z<sub>0h</sub>), onde z<sub>0m</sub> e z<sub>0h</sub> são os comprimentos de rugosidade ao transporte de momentum e calor, respectivamente. Brutsaert (1982) propôs a equação z<sub>0m</sub> = 0,13h, para estimar z<sub>0m</sub> em áreas com cobertura vegetal esparsa, onde h é a altura da vegetação predominante na área em estudo. Esse mesmo autor comenta nesse estudo que z<sub>0h</sub> pode ser uma ou mais vezes menor em termos de ordem de magnitude que z<sub>0m</sub>.

De acordo com Moran et al. (1994) a diferença média absoluta entre o Rn estimado pelo modo espectral e o Rn medido pelo sistema de vórtice turbulento foi de 57 Wm<sup>-2</sup>, para faixa de densidade de fluxo compreendida entre 115 Wm<sup>-2</sup> a 670 Wm<sup>-2</sup>. A relação exponencial empírica para estimativa de G com base no IVDN proposta por Jackson et al. (1987a) dada pela equação G/Rn = 0,583e<sup>-2,13IVDN</sup>, revelou resultados similares aos valores encontrados pelos outros dois sistemas. No entanto, é necessário reavaliar essa variável nas primeiras horas da manhã e últimas horas da tarde, uma vez que apresentou resultados insatisfatórios aos valores medidos.

O ajuste adicional aerodinâmicas (kB<sup>-1</sup>) melhorou significativamente as estimativas de H, com decréscimo na diferença média absoluta de 300 Wm<sup>-2</sup> para 35 Wm<sup>-2</sup>. As

estimativas de LE resultante de dados remotos foram da mesma magnitude dos valores medidos pelos outros sistemas, com diferenças da ordem de  $50 \text{ Wm}^{-2}$ . Além do mais, esse estudo revelou um resultado muito interessante, visto que esse método não encontrou diferenças significativas nas estimativas dos fluxos no que tange a cobertura de nuvens, ou seja, a nebulosidade não influenciou muito nas estimativas desses fluxos. Estudos mais recentes realizados por Moran et al. (1996), no qual combinaram a equação de Penman-Monteith com medidas de temperatura e refletância da superfície, obtidas pelo satélite Landsat- 5, com vistas a estimar a evaporação em área com vegetação esparsa, mostraram em primeira análise boa concordância com dados medidos. O erro quadrado médio entre LE modelado e o LE medido foi de apenas  $29 \text{ Wm}^{-2}$ , embora em alguns casos analisados haja uma tendência do modelo sobreestimar os valores do LE medido. A diferença média absoluta entre os fluxos foi cerca de  $45 \text{ W.m}^{-2}$ . Estudos que abordam a temperatura da superfície para cálculo de fluxos de H e LE, atribuem à emissividade da superfície a principal fonte de erro no cálculo das estimativas da temperatura da superfície (Qin e Berliner., 2001).

Melo (2003) realizou simulações numéricas com parâmetros originais (simulação controle) e com parâmetros de vegetação (simulação modificada) de H para ambiente de biomas de caatinga e floresta. Os resultados mostram que para a região de caatinga a simulação modificada supera em 20% a simulação controle no primeiro dia de integração e 50% no quarto dia. Isto, possivelmente, pode ser explicado pelo tipo de cobertura vegetal imposta ao solo, uma vez que o adensamento da vegetação em áreas de caatinga é muito menor do que em áreas de floresta, ou seja, o percentual de solo exposto na área de caatinga é maior; conseqüentemente, grande parte da energia é utilizada para aquecer o solo e as camadas adjacentes, elevando assim a temperatura da superfície. Já para área de floresta, a simulação controle do H apresentou uma redução significativa, devido a cobertura vegetal ser mais densa e reter mais umidade na planta e no solo. Em conseqüência disso, a maior parte da energia disponível é utilizada para evapotranspirar e não para o aquecer a superfície. Os resultados dessas simulações também mostraram que houve uma redução do H nesse tipo de cobertura vegetal obtida através da simulação modificada.

#### 2.4.1- Correção atmosférica para o AVHRR/NOAA

Um dos primeiros métodos multicanal “split window”, foi sugerido por Anding e Kauth (1970) e reescrito em sua forma clássica por Prabhakara et al. (1974) e tem como objetivo principal estimar a temperatura da superfície terrestre através do uso da temperatura de brilho dos canais 4 e 5 do AVHRR. Este método usa basicamente, nas suas estimativas, a emissividade da superfície terrestre. Em última análise, é de fundamental importância para o método obter medidas precisas e confiáveis de emissividade da superfície, para que o método assegure boa resposta nas estimativas da temperatura da superfície terrestre. Uma das vantagens do “split-window” deve-se ao fato 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 $\mu\text{m}$  (Ouaidrari et al., 2002). Assim, havendo um aumento da atenuação atmosférica (provocada pelo aumento da concentração de vapor d’água atmosférico, por exemplo), seria constatado um aumento na diferença entre as radiâncias espectrais das referidas bandas. Por outro lado, admitindo-se que as radiâncias emitidas pela superfície não teriam sofrido qualquer alteração, as diferenças nos valores das radiâncias no nível do satélite constituem a própria constatação do aumento da atenuação atmosférica e, por conseguinte, compreenderiam uma medida de tal efeito. É por isso que vias de regra, são utilizadas as diferenças entre as temperaturas de brilho dos canais 4 e 5 do AVHRR, nos modelos destinados à obtenção de temperatura da superfície (Ferreira, 2004). Técnicas de cálculo da temperatura da superfície desenvolvidas por Schott et al. (1988) e Hall et al. (1991), foram formuladas em virtude da indisponibilidade de dados atmosféricos, assim como obtenção de coeficientes de calibração do sensor no momento do sinal emitido ou refletido pelo alvo. A correção da interferência atmosférica em imagens multiespectrais pode ser realizada através de modelos complexos que utilizam códigos de transferência radiativa ou de modelos mais simples, como aqueles que se baseiam em objetos escuros presentes na cena (Chavez, 1988). Tanto o primeiro quanto o segundo são modelos alternativos que estimam as condições atmosféricas e de iluminação no momento da passagem do satélite, em virtude da carência de medidas reais do terreno.

Seguin et al. (1989) estimaram a temperatura de superfície na região do Sahel com dois diferentes satélites. Aplicaram a técnica “split-window” para os canais termais do sistema AVHRR do satélite de órbita polar AVHRR/NOAA-11 e a técnica “mono-window” para o canal termal do satélite geostacionário Meteosat. Os autores concluíram que o método mono-window

subestima a temperatura de superfície em 8°C, sendo que 1°C é devido à diferença de horário da passagem dos satélites, e  $\pm 4^\circ\text{C}$  pela imprecisão do método multiespectral aplicado aos dados do satélite NOAA. Outros trabalhos envolvendo estimativas de temperatura da superfície foram implementados, a exemplo a pesquisa de Desjardins et al. (1990) que fizeram comparações das temperaturas de superfícies determinadas com dados das bandas termais 6 do Landsat-5, e em canais equivalentes a bordo de uma aeronave. Foi aplicado, em ambos o caso, o código de transferência radiativa LOWTRAN-6 para calcular a correção atmosférica. Os resultados 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.

Em seguida, Becker e Li (1990) aplicaram o método de “Local Split – Window” com coeficientes dependendo das emissividades ( $\epsilon_4$  e  $\epsilon_5$ ) espectrais e não das condições atmosféricas. Esses pesquisadores comentaram que este procedimento só funciona em regiões secas, pois o vapor de água afeta a linearidade do método “Local Split – Window”. Para que se corrija este efeito (não linear), pode-se desenvolver vários coeficientes para diferentes condições atmosféricas. Os autores obtiveram os coeficientes das 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 K a 320 K e o conteúdo de água líquida de 0,15 à 6,71 g/cm<sup>2</sup>. Sabe-se que a temperatura da superfície está intimamente relacionada com o tipo de cobertura existente. Baseado nisso 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 entre 8  $\mu\text{m}$  a 9  $\mu\text{m}$ , e 0,95 para 10  $\mu\text{m}$  a 12  $\mu\text{m}$ . Os autores fizeram medidas utilizando radiômetro Thermal Infrared Multiespectral Scanner, a bordo de aviões. Nesse mesmo ano, 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 por satélite e em solo, podem chegar até a 7°C para uma atmosfera tropical. Estas diferenças são menores para o caso de uma atmosfera mais seca. No modelo multiespectral desenvolvido por Sobrino et al. (1991) para o NOAA/AVHRR-11 foram levadas em consideração a emissividade da superfície e a reflexão do infravermelho termal emitido pela atmosfera na direção da superfície. Foram utilizados também, valores da diferença de

emissividade do canal 4 e 5 variando de -0,01 até 0,001, com  $\epsilon_4$  variando de 0,94 até 0,99, como também foram feitas simulações do vapor de água através do código LOWTRAN-7. Vários algoritmos utilizando os dados do sensor AVHRR com vistas ao cálculo da temperatura da superfície foram desenvolvidos nos últimos anos. Como exemplo pode-se citar o trabalho de Guaquan e Zhangzhi (1992) que, utilizando imagens do AVHRR, desenvolveram um método no qual mostra 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.

Para superfícies vegetadas, Ottlé e Vidal-Madjar (1992) observaram que a emissividade teve uma variação menor que 10%. Eles 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 com que os autores concluíssem que para as superfícies continentais as diferenças podem atingir até 4 K, sofrendo uma diminuição para as áreas de floresta e que para o oceano as diferenças foram praticamente nulas.

França e Cracknell (1994) aplicaram o método “split window” utilizando dados do AVHRR do satélite NOAA-11, para o do Nordeste brasileiro. Eles encontraram bons resultados quando compararam a temperatura de uma superfície vegetada estimada com o satélite, e a observada no local, mostrando que a diferença máxima observada entre os dois valores, foi menor do que 1°C para uma atmosfera úmida.

Um trabalho clássico foi realizado por Hurtado et al. (1996) utilizando a banda do canal termal do satélite Landsat, compararam dois métodos de correção atmosférica. O primeiro proposto por Vidal et al. (1994) e segundo por Coll et al. (1994). Os resultados indicam que o método de Vidal et al. (1994) tem forte dependência da estimativa da resistência aerodinâmica; no entanto, as estimativas de temperatura da superfície podem ser melhoradas se houver medidas confiáveis de alguns alvos pré-determinados. A precisão do método de Coll et al. (1994) tem grande dependência de dados de radiossondagem. Segundo Coll et al. (1994), erros de 1°C a 4 °C nas estimativas de temperatura da superfície podem ocorrer, caso não existam dados de

radiossondagem na hora da passagem satélite. Diante dos resultados expostos, Hurtado et al. (1996) concluíram que o método de Vidal et al. (1994) apresenta melhores resultados que o proposto por Coll et al. (1994) nas áreas onde existe indisponibilidade de dados de radiossondagem. Baseados na equação de transferência radiativa Qin e Karnieli (2001) desenvolveram um algoritmo para calcular a temperatura efetiva da superfície, a partir de dados do mapeador temático na banda 6 (TM6) do satélite Landsat-5, tendo com base as variáveis de transmitância atmosférica e temperatura média da atmosfera. Os resultados da validação indicam que o algoritmo é capaz de proporcionar uma boa precisão na estimativa da temperatura da superfície terrestre com dados do TM6. A diferença entre a temperatura da superfície medida e a estimada pelo algoritmo foi menor que 0,4°C para a maioria dos casos. Os resultados da análise de sensibilidade do algoritmo indicam que o erro de estimativa da temperatura da superfície devido ao erro na emissividade do solo é menor que o erro causado pelo erro na transmitância atmosférica. Os algoritmos atualmente usados na determinação da temperatura da superfície possuem coeficientes que são determinados através de regressões entre dados de satélites e dados de campo. Além disso, esses algoritmos foram concebidos para aplicação global, não levando em consideração a latitude, clima ou a localização espacial dos dados. Assim, além das simplificações convencionais subjacentes na derivação desses algoritmos, os modelos globais de temperatura da superfície apresentam erros associados à influência do clima local. Nesse sentido, Coll et al. (1993) ressaltam a importância do desenvolvimento de algoritmos regionais para correção atmosférica na determinação da temperatura da superfície, uma vez que a absorção causada pelos constituintes atmosféricos varia temporal e espacialmente em escala regional.

Em vista disso Yu e Barton (1994) apresentaram um método que se baseia em regressões para a determinação dos coeficientes dos algoritmos. Através da variação espacial da temperatura de brilho numa área pequena, conseguiram derivar coeficientes para utilizar no algoritmo. Dessa forma, a temperatura da superfície pode ser derivada em qualquer local sem a necessidade de coeficientes predeterminados. A acurácia no novo método, quando testado, mostrou uma pequena melhoria em comparação aos métodos tradicionais. Entretanto, essa nova metodologia precisa ainda de um longo período de testes e simulações antes de ser aprovada operacionalmente. Visando estudar o desempenho das parametrizações desenvolvidas nos últimos anos para cálculo da temperatura da superfície através da técnica de “split window”, Ouaidrari et al. (2002) indicam as equações de Ulivieri et al. (1994) e de Sobrinho et al. (1997)

como aquelas de melhor desempenho, no entanto, condicionaram tal desempenho a qualidade da estimativa da emissividade da superfície. Em recente trabalho Sobrinho et al.(2004) desenvolveu um algoritmo baseado no IVDN em no código de transferência radiativa para cálculo da temperatura da superfície, e compararam com medidas realizadas numa região agrícola da cidade Valencia na Espanha, o algoritmo subestimou em 8% ao valor medido, o erro máximo absoluto entre os valores medidos e aqueles estimados foi de 0,9 K.

### 3 – MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Material

##### 3.1.1 Localização da área de estudo

Considerou-se a área do Projeto de Irrigação Senador Nilo Coelho, que está localizado à margem do Rio São Francisco, no Nordeste brasileiro estendendo-se desde da Barragem do lago de Sobradinho, localizado no município de Casa Nova, no Estado da Bahia, até o município de Petrolina-PE, com uma área de aproximadamente 23.000 hectares. Na Figura 3.1, é apresentada planta de situação da área com relação ao Estado de Pernambuco.

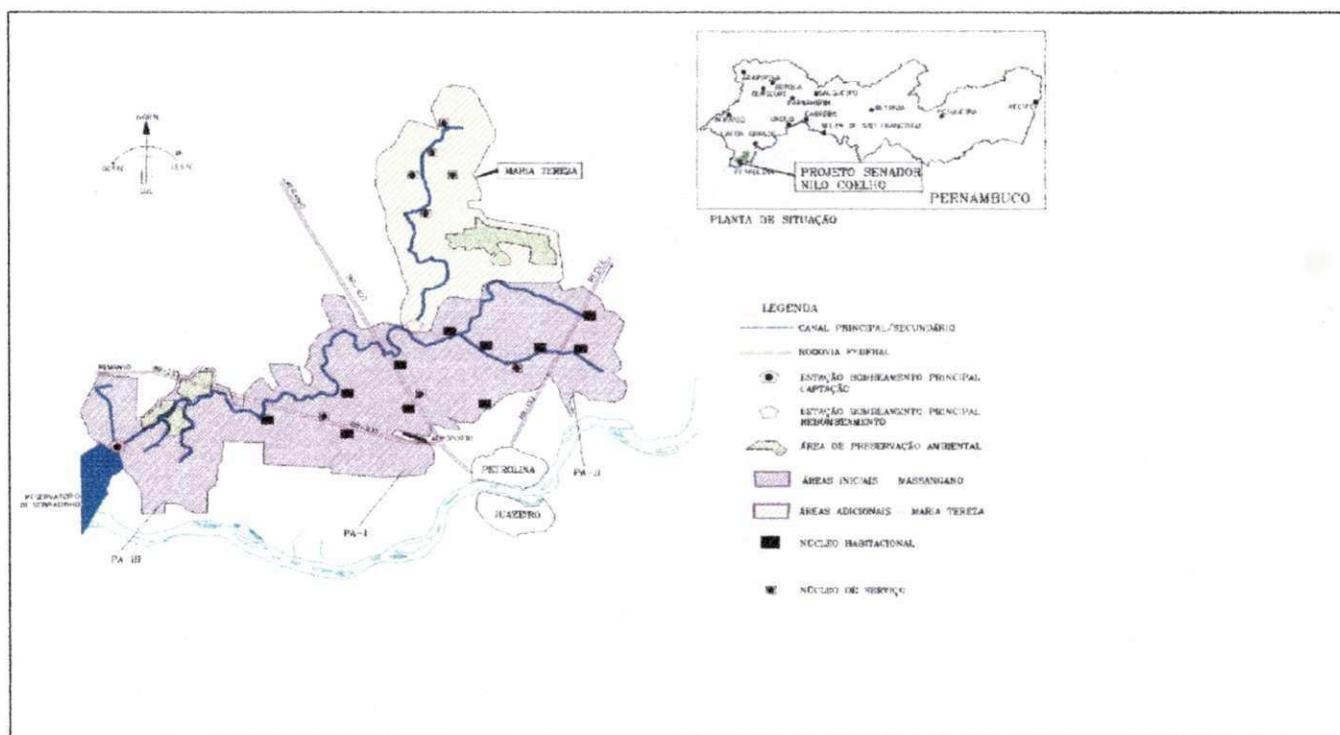


Figura 3.1: Planta de situação da área de estudo. Fonte: CODEVASP 2003

### 3.1.2- Descrição climatológica

A fonte de dados climatológicos é a estação climatológica convencional do campo experimental da Embrapa Semi-árido, no projeto de irrigação Bebedouro, localizado cerca de 40 km da cidade de Petrolina-PE. Para fins climatológicos é razoável generalizar as informações deste ponto como abrangente de toda área do estudo. O período de coleta de dados compreendeu os anos de 1964 a 2004, totalizando 40 anos completos. As informações obtidas (valores médios mensais) foram analisadas visando fornecer características gerais desta região. Desta forma, optou-se por apresentar apenas os gráficos referentes à precipitação e temperatura do ar. Segundo a classificação climática de Köppen, a região estudada apresenta clima tipo BSW<sub>h</sub>, semi-árido, sendo que a distribuição da precipitação (Figura 3.2a) apresenta sazonalidade de dezembro a abril (período chuvoso), a precipitação mensal é superior a 80 mm/mês, enquanto que os meses de junho a outubro são extremamente secos (precipitação menor que 15 mm. mês<sup>-1</sup>), a precipitação média dos totais anuais não ultrapassa os 570 mm. Com relação à temperatura do ar, o dados coletados mostram uma forte sazonalidade da temperatura média do ar (Figura 3.2b), sendo que os meses mais quente e mais frio são respectivamente, novembro (31,3°C) e julho (24°C). A umidade relativa do ar para os meses de setembro a dezembro situa-se entre 48% a 54% e a evaporação do tanque Classe A alcança os 3000 mm/ano (Reddy e Amorim, 1993). A evapotranspiração potencial mínima ocorre entre os meses de maio a julho (80 mm/mês) e a máxima entre os meses de setembro a outubro (150 mm/mês). Os solos do Projeto Nilo Coelho, são em geral solos de textura arenosa com alta capacidade de infiltração, baixa capacidade de retenção de água (Quaglia et al., 1989). O sítio experimental localiza-se na Embrapa Semi-Árido (CPTASA), com área de 600 ha, com predominância de vegetação de caráter espinhento, e folhas pequenas com árvores de aproximadamente 4,5 m de altura, pertencente à família das leguminosas (*Mimosa tenuiflora*).

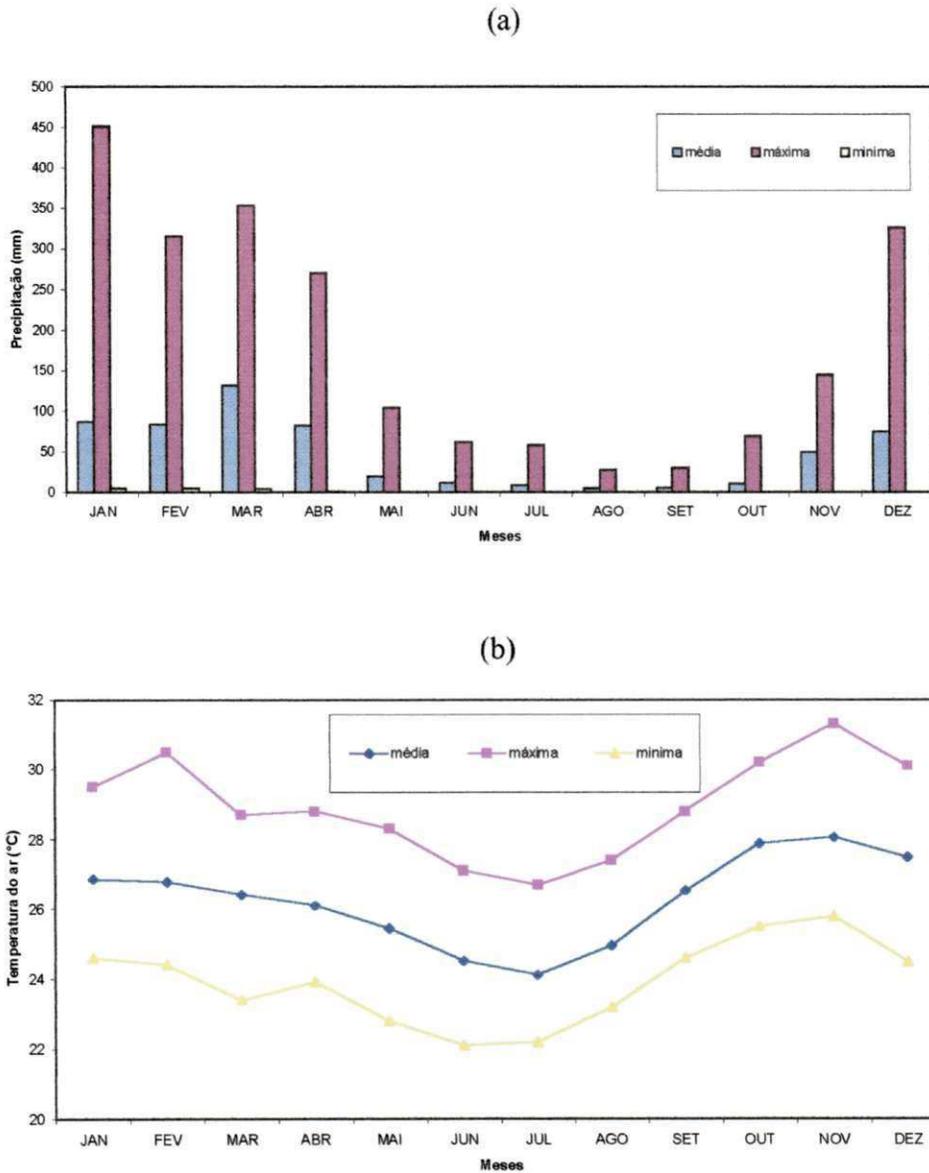


Figura 3.2 – Descrição climatológica da região (de 1964 a 2004): precipitação (a) e temperatura do ar (b)

Uma visão mais detalhada do comportamento mensal da temperatura do ar e, da precipitação pluviométrica no campo experimental de Mandacaru nos anos de aquisição das imagens pode ser visto na Figura 3.3. No mês de dezembro de 2000 a precipitação mensal foi de 174,2 mm, no mês de outubro de 2001 não ocorreu precipitação, já no mês de setembro de 2003 a precipitação registrada foi de 2,7 mm.

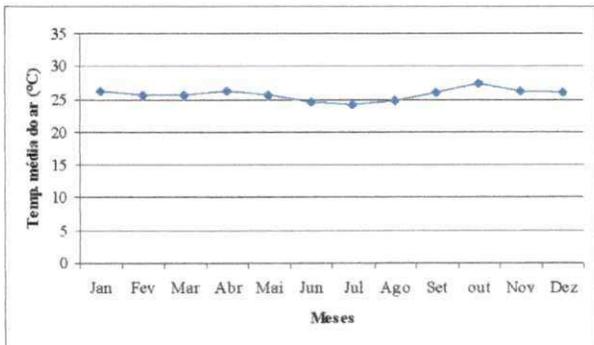


Figura 3.3a – Temperatura média do ar em 2000

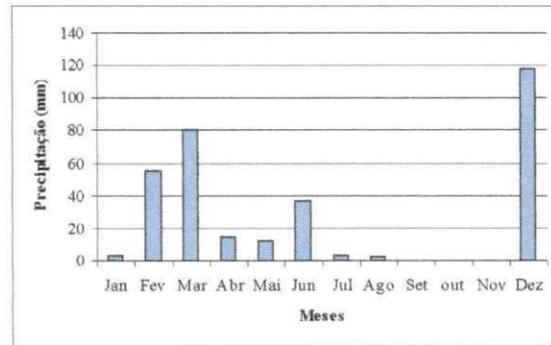


Figura 3.3d- Precipitação mensal em 2000

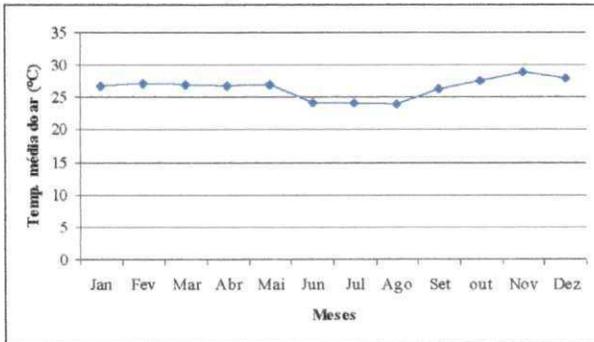


Figura 3.3b- Temperatura média do ar em 2001

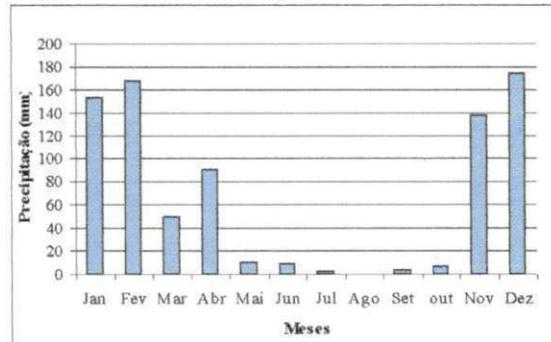


Figura 3.3e- Precipitação mensal em 2001

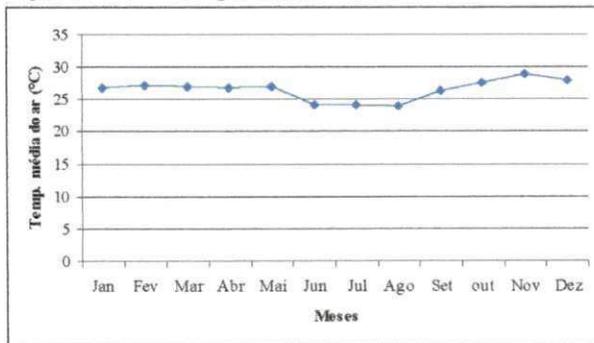


Figura 3.3c- Temperatura média do ar em 2003

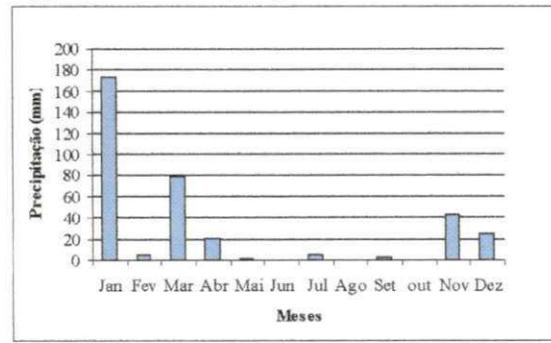


Figura 3.3f- Precipitação mensal em 2003

### 3.1.3 - Imagem de Satélite

Para esse estudo foram utilizadas cinco imagens, sendo três delas do Mapeador Temático do Landsat 5, obtidas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) de Cachoeira Paulista-SP, com sete bandas espectrais, cujas características das bandas estão presentes na Tabela 3.1. Nesta tabela também estão incluídas a irradiância solar monocromática ( $k_{\lambda}$ ) das bandas refletivas (bandas, 1, 2, 3, 4, 5, 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 Landsat 5-TM sobre a referida área às 9 horas e 30 minutos (tempo solar) dos dias 04 de dezembro de 2000 (Dia Juliano: 338) e 04 de outubro de 2001 (Dia Juliano: 277), na órbita 217 e ponto 67. As imagens do ano de 2000 e 2001 foram recortadas com uma das ferramentas do software ERDAS Imagine 8.6, que resultou no retângulo com as seguintes coordenadas geográficas: canto superior esquerdo ( $40^{\circ}49'28.9''$  oeste e  $9^{\circ}19'38.7''$  sul); canto inferior esquerdo ( $40^{\circ}49'31.6''$  oeste;  $9^{\circ}28'27.2''$  sul); canto superior direito ( $40^{\circ}32'46.9''$  oeste;  $9^{\circ}19'43''.4$  sul) e canto inferior direito ( $40^{\circ}32'49.3''$  oeste;  $9^{\circ}28'32.1''$  sul). O sensor TM mede a radiância espectral dos alvos e armazena na forma de níveis de cinza, ou número digital (ND), cujos valores variam de 0 a 255 (8 bits), tendo uma resolução espacial de 30 m x 30 m nas bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, e resolução de 120 m x 120 m na banda 6. Utilizou-se também uma imagem Landsat 5 do dia 24 de setembro de 2003, correspondendo a combinação de órbita pontos 217/67, com deslocamento para sul, com vistas a melhor enquadramento das áreas irrigadas. Os cantos do recorte da imagem Landsat 5 para o ano de 2003 são: canto superior esquerdo ( $40^{\circ}40'39.6''$  Oeste e  $8^{\circ}55'32.4''$  sul); canto inferior esquerdo ( $40^{\circ}40'48''.2$  oeste e  $9^{\circ}25'07''.9$  sul); canto superior direito ( $40^{\circ}09'34.8''$  e  $8^{\circ}55'39.5''$  sul); canto inferior direito ( $40^{\circ}09'40''.6$  oeste e  $9^{\circ}25'15.4''$  sul). Foram georreferenciados os seguintes pontos (Campo Experimental de Bebedouro, Fazenda Fruitfort e Fazenda Vale das Uvas) de controle na área que compreende a imagem do ano de 2003, através do instrumento Global Position System (GPS-Garmin 76 S) com precisão de nove metros, com vistas a subsidiar as análises das variáveis envolvidas no estudo. Foram utilizadas ainda duas imagens do satélite NOAA-16, para os dias 04 de outubro de 2001 (Dia Juliano (DJ): 277) e 24 de setembro de 2003 (Dia Juliano (DJ): 267). Por fim foi utilizada imagem Landsat 5-TM do dia 12 de outubro de 2004 para validação do algoritmo SEBAL com os dados coletados na torre micrometeorológica (10 metros de altura) instalada no sítio experimental do CPTASA, onde encontra-se instalado

anemômetro sônico tridimensional CSAT3 modelo Li- 7500 da Campbell, efetuando medidas dos fluxos em alta frequência (16 Hertz). Foram adquiridos juntos Serviços de Proteção ao Vôo de Petrolina (SRPV) os dados de radiossondagem do dia 267 do ano de 2003 para cálculo do conteúdo de vapor d'água na atmosfera. Os arquivos do NOAA-AVHRR estão disponíveis na página eletrônica da NOAA, em sua forma original (dados brutos) no formato L1B. Esses arquivos encontram-se em formato binário, contendo várias informações, como: dia em que foi obtida a imagem, a hora de início da varredura da imagem, as coordenadas de posição dos pixels, dentre outras informações. Para converter esses arquivos em imagens, bem como realizar a correção radiométrica das bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 do Landsat 5-TM e das bandas 1 e 2, do NOAA-AVHRR, utilizou-se o software ERDAS 8.6

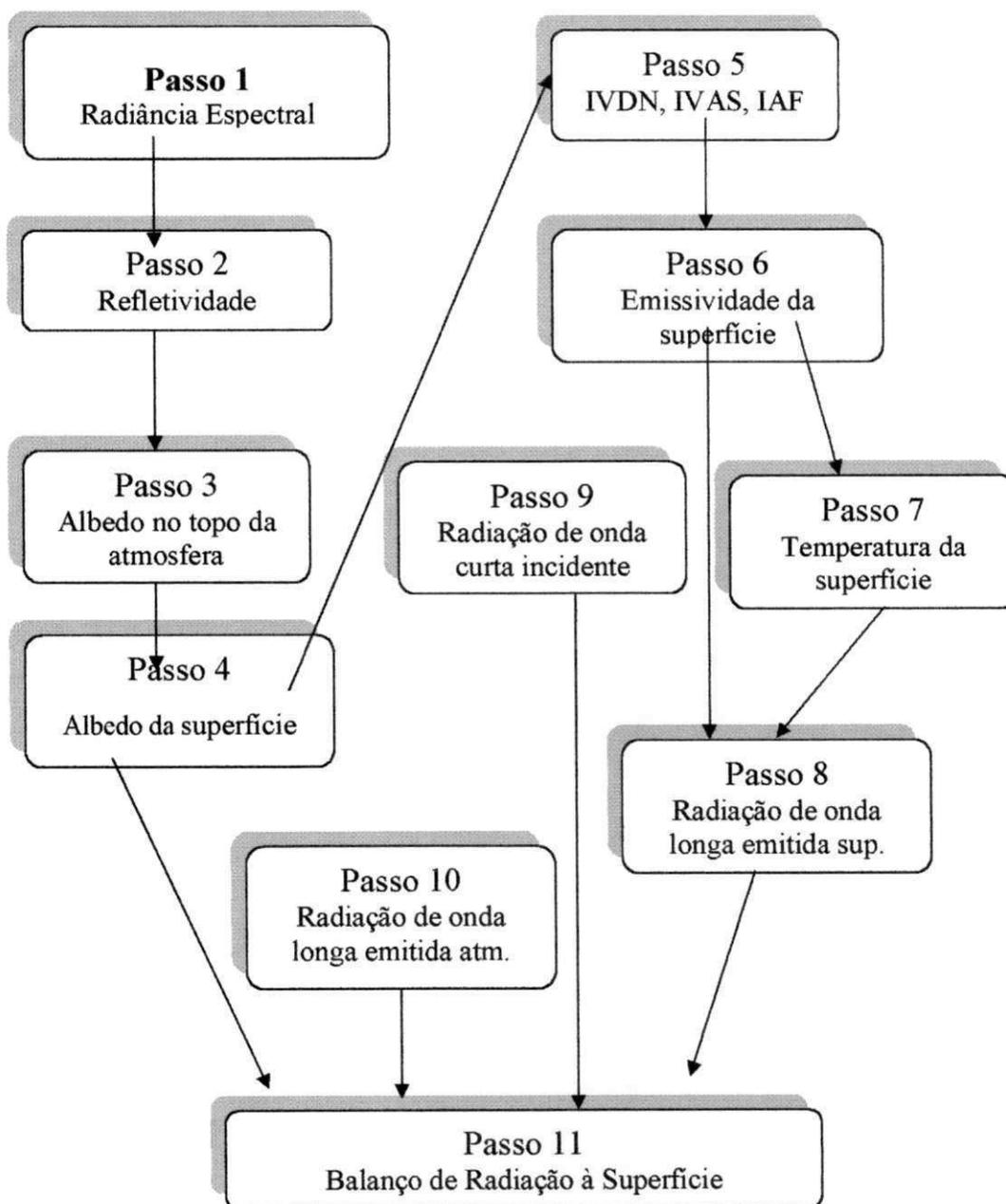
**Tabela 3.1** - Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima  $a_1$  e máxima  $b_1$ , (validos até maio de 2003, e  $a_2$  e  $b_2$  a partir Junho de 2003 ), e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA).

Bandas	Comprimento de Onda( $\mu\text{m}$ )	Coeficientes de Calibração ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ )				Irradiância Espectral Topo da Atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ )
		$a_1$	$b_1$	$a_2$	$b_2$	
1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,765	178,94	-1,52	193,0	1957
2 (verde)	0,53 – 0,61	-3,576	379,05	-2,14	365,0	1829
3 (vermelho)	0,62 – 0,69	-1,502	255,69	-1,17	264,0	1557
4 (IV-próximo)	0,78 – 0,79	-1,763	242,30	-1,51	221,0	1047
5 (IV-médio)	1,57 – 1,78	-0,411	30,17	-0,37	30,2	219,3
6 (IV-termal)	10,4 – 12,5	1,238	15,60	1,237	15,303	-
7 (IV-médio)	2,10 – 2,35	-0,137	13,15	-0,15	16,5	74,52

Fonte: Allen et al. (2002)

### 3.2- MÉTODO

Para proporcionar um melhor entendimento das diversas etapas do processamento das imagens Landsat 5-TM e modelos utilizados, foi elaborado um fluxograma, que está representado na Figura 3.4 com todas as etapas de obtenção do balanço de radiação à superfície. Para as imagens NOAA, o processamento dos passos pode ser visualizado na Figura 3.5, e será apresentado paralelamente aos passos do Landsat 5-TM.



**Figura 3.4** – Fluxograma das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície do Landsat 5-TM.

### 3.2.1- Calibração radiométrica – Passo 1

O primeiro passo constituiu-se no cálculo da radiância espectral de cada banda ( $L_{\lambda_i}$ ), ou seja, na efetivação do processo de 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 sensor do satélite Landsat 5-TM, para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 do TM. Neste processo foi utilizada a relação proposta por Markham e Baker (1987):

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

onde a e b são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ) conforme Tabela 3, 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 Landsat 5 - TM. A radiância do AVHRR/NOAA pode se determinada através da equação de Rao e Chen (1999):

$$L_{\lambda_i} = \frac{\alpha_i \cdot F_{o,i} \cdot \cos(z)}{100\pi \cdot \omega_i} \quad (3.2)$$

onde:  $L_{\lambda_i}$  é a radiância espectral para o NOAA ( $\text{W.m}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ )

$\alpha_i$  é a refletância das bandas 1 e 2 do AVHRR

$\pi$  (sr) número irracional (3,14159)

$\omega$  é a largura efetiva ( $\mu\text{m}$ ) da banda i

$F_{o,i}$  é a radiação solar no topo da atmosfera, correspondendo às bandas 1 e 2 do AVHRR. Os valores de  $\omega$  são 0,129  $\mu\text{m}$  e 0,244  $\mu\text{m}$ , para as bandas 1 e 2 respectivamente. Os valores de  $F_{o,i}$  são 207,1  $\text{W.m}^{-2}$  para a banda 1 e 251,01  $\text{W.m}^{-2}$  para a banda 2 (Rao e Chen, 1999). A refletância de um pixel nas bandas 1 (0,58 a 0,68  $\mu\text{m}$ ) e 2 (0,725 a 1,10  $\mu\text{m}$ ) do AVHRR pode ser obtida diretamente através dos coeficientes de calibração (inclinação S e intercepto I) contidos em arquivos brutos, obtidos diretamente da NOAA, além da intensidade no pixel de interesse (ou de cada um dos pixels de uma área específica de estudo). Mensalmente, a NOAA disponibiliza os

valores atualizados (site: <http://www.aasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/16updata.html>) dos coeficientes S e I, que possibilitam obter a refletância segundo a expressão:

$$\alpha_{\lambda} = E^2 (S_i \cdot C_{10,i} + I_i) \quad (3.3)$$

em que:  $\alpha_i$  é a refletância (%) do pixel correspondente a banda i (1 e 2) do NOAA

$E^2$  é a razão entre a distância Terra-Sol (U.A) e a distância média Terra – Sol (1 U.A), calculada pela equação 3.5

$C_{10,i}$  a intensidade no pixel (em 10 bits)

$S_i$  é a inclinação da reta de calibração  $mW/(m^2 \cdot sr \cdot cm^{-1} \cdot count)$ ,  $I_i$  é o intercepto  $mW/(m^2 \cdot sr \cdot cm^{-1})$ .

Devido à ausência da calibração a bordo do satélite, os canais 1 e 2 do NOAA-16 necessitam de calibração pós-lançamento. Várias técnicas de calibração foram desenvolvidas (Rao e Chen, 1995; Heidinger et al., 2002) com vistas a melhorar a performance dos canais 1 e 2. Nesse sentido, a série AVHRRs foi adaptada para o AVHRR/3, em função da estabilidade radiométrica do sensor e das características de ganho do instrumento. As equações de regressão para calibração dos canais 1 e 2 do NOAA-16 para as respectivas datas foram obtidas em <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/html/c7/sec7-1.htm>, a saber:

Para o dia 04 de outubro de 2001 foram utilizados os seguintes coeficientes de calibração dos canais 1 e 2 do NOAA-16 :

$$\text{Canal 1: } \{0,0523 \cdot ND - 2,016 ; ND \leq 496 \text{ e } 0,1528 \cdot ND - 51,91 ; ND \geq 497\} \quad (3.3a)$$

$$\text{Canal 2: } \{0,0513 \cdot ND - 1,943 ; ND \leq 499 \text{ e } 0,1510 \cdot ND - 51,17 ; ND \geq 500\} \quad (3.3b)$$

Para o dia 24 de setembro de 2003 os coeficientes de calibração foram:

$$\text{Canal 1: } \{0,0535 \cdot ND - 2,066 ; ND \leq 498 \text{ e } 0,1564 \cdot ND - 53,15 ; ND > 498\} \quad (3.3c)$$

$$\text{Canal 2: } \{0,0575 \cdot ND - 2,172 ; ND \leq 500,2 \text{ e } 0,1694 \cdot ND - 58,14 ; ND > 500,2\} \quad (3.3d)$$

Os valores de  $\alpha_i$  obtidos através da equação 3.3 representam a refletância medida no topo da atmosfera, ou seja, baseada na radiância refletida por um pixel, mas medida no nível do AVHRR.

### 3.2.2- Refletância monocromática – Passo 2

O passo 2 compreende o cálculo da reflectância monocromática de cada banda ( $\rho_{\lambda_i}$ ) do Landsat 5-TM, 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)

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (3.4)$$

em que  $L_{\lambda_i}$  é a radiância espectral de cada banda,  $k_{\lambda_i}$  é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $Wm^{-2} \mu m^{-1}$ , Tabela 3),  $Z$  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):

$$E^2 = 1,000110 + 0,034221 \cos \Gamma + 0,001280 \sin \Gamma + 0,000719 \cos 2\Gamma + 0,000077 \sin 2\Gamma \quad (3.5)$$

em que  $\Gamma = 2\pi(DJ-1)/365$  (rad) e DJ é o dia juliano. Para 04 de dezembro de 2000  $d_r$  foi igual a 0,987 e para 04 de outubro de 2001 foi igual a 1,00. Já para o dia 24 de setembro de 2003 o  $d_r$  foi de 1,03. O ângulo zenital solar ( $Z$ ) foi obtido através do cabeçalho das imagens adquiridas. Para o 04 de dezembro de 2000 o valor de  $Z = 31,28^\circ$ , para 04 de outubro de 2001 tem-se  $Z = 30,03^\circ$  e para 24 de setembro de 2003  $Z$  foi de  $32,2^\circ$ . Para a imagem NOAA-16 do dia 04 de outubro de 2001 o valor de  $d_r$  foi de 0,998 e o de  $Z = 33,8^\circ$ . Para a imagem NOAA-16 do dia 24 de setembro de 2003 (DJ: 266) o  $d_r$  foi de 1,002, enquanto que o valor de  $Z = 35,8^\circ$ .

### 3.2.3- Albedo planetário – Passo 3

O passo 3 representa o cálculo do albedo planetário ( $\alpha_{toa}$ ), isto é, o albedo não ajustado a transmissividade atmosférica, que é obtida pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas, que segundo Bastiaanssen (1995) é dada por:

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

onde  $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5, \rho_6$  e  $\rho_7$  são os albedos planetários das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 do Landsat 5-TM. Uma vez conhecido os valores das refletâncias das bandas 1 e 2, que como visto, foram baseados nas observações realizadas pelo AVHRR no topo da atmosfera, procede-se o cálculo do albedo planetário do NOAA-AVHRR, com base nos valores de  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$ . Para isso, foi utilizado a parametrização proposta por Hucek e Jacobowitz (1995), que é:

$$\alpha = 0,40\alpha_1 + 0,43\alpha_2 + 2,2 \quad (3.7)$$

onde:  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$  são as refletâncias das bandas 1 e 2 do AVHRR/NOAA. Para duas refletâncias das bandas 1 e 2 do AVHRR/NOAA, Saunders (1990) e Gutman (1994) usaram 0,5 como coeficiente para cálculo do albedo no topo da atmosfera.

### 3.2.4 – Albedo da superfície – Passo 4

Nesse passo obtém-se o albedo da superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos  $\alpha$ , dado pela equação proposta por Bastiaanssen (1995):

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (3.8)$$

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

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2.10^{-5} z \quad (3.9)$$

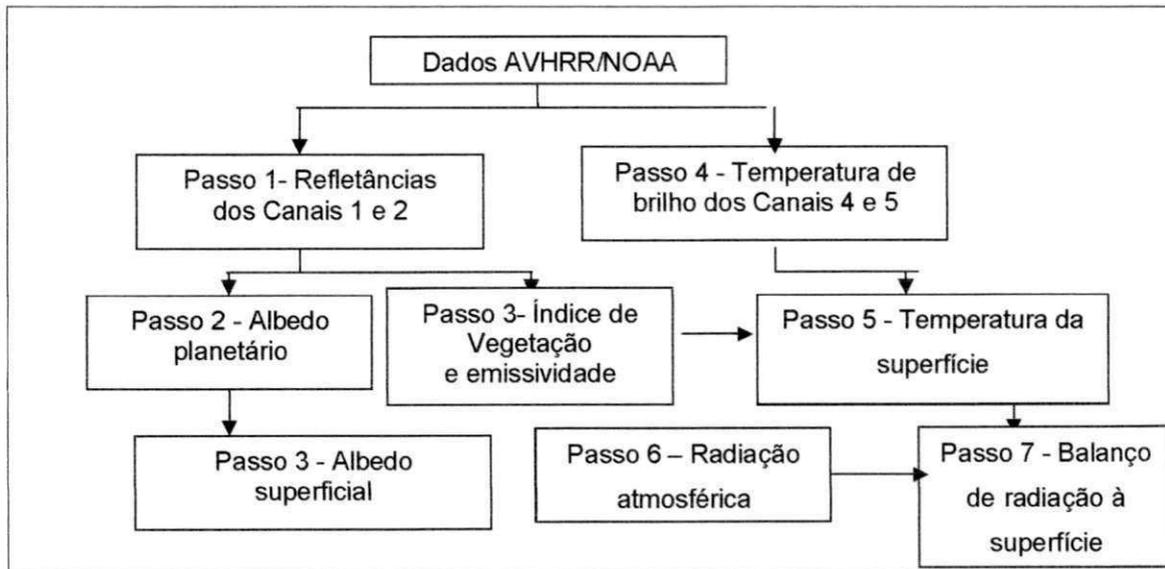
onde  $z$  é a altitude de cada pixel (m). Para efeito de simplificação, foi utilizado  $z = 376$  m, que representa a altitude da cidade de Petrolina – PE, sendo admitido que na área estuda a mesma era constante para todos os pixels, obtendo-se  $\tau_{sw} = 0,757$ . A equação (3.9) foi aplicada para as imagens dos anos 2000 e 2001 do Landsat 5-TM e NOAA-16. Para as imagens do Landsat 5-TM e NOAA-16 do ano 2003, foi aplicada a equação desenvolvida por Qin e Karnieli (2001) uma vez

que essa equação considera o conteúdo de vapor d'água na coluna atmosférica, minimizando assim a influência desse vapor na estimativa da transmitância atmosférica. Desse modo temos:

$$\tau_{sw} = 1,031412 - 0,11536w \quad (3.10)$$

em que:  $\tau_{sw}$  é a transmitância atmosférica de onda curta e  $w$  é o conteúdo de vapor d'água da coluna atmosférica ( $\text{g.cm}^{-2}$ )

De acordo com Qin e Karnieli (2001), essa equação é válida para a faixa de temperatura do ar próximo a superfície entre  $18^{\circ}\text{C}$  a  $38^{\circ}\text{C}$ , e conteúdo de vapor d'água na faixa de 1,6 a  $3,0 \text{ g.cm}^{-2}$ . O conteúdo de vapor d'água da coluna atmosfera para o dia em questão foi de  $1,7 \text{ g.cm}^{-2}$ . Desse modo, o cálculo da transmitância atmosférica para área de estudo foi de  $\tau_{sw} = 0,835$ . Existem várias parametrizações destinadas ao cálculo do albedo superficial, a partir de medidas realizadas nas bandas espectrais dos canais 1 e 2 do AVHRR (Ferreira, 2004). Wydick et al. (1987) propuseram um algoritmo que relaciona as refletâncias espectrais do AVHRR medida no topo da atmosfera com o albedo superficial. Um outro modelo bastante utilizado é o proposto por Hucek e Jacobowitz (1995) que possibilita estimar o albedo no espectro de  $0,3$  a  $3,0 \mu\text{m}$ , com base nas refletâncias das bandas 1 e 2 do AVHRR, obtidas no topo da atmosfera. Em trabalho mais recente Liang (2002) obteve para vários sensores (AVHRR, ETM+) equações de transformações da refletância de diferentes bandas espectrais de cada um desses sensores, em albedo superficial. Os valores de  $\alpha_1$  e de  $\alpha_2$ , obtidos na equação 3.7, não foram submetidos a nenhum processo de correção atmosférica. Então, utilizamos a equação 3.7, desenvolvida por Bastiaanssen (1995), no Landsat 5-TM para a obtenção do albedo superficial corrigido, que é muito prático e tem sido aplicado em áreas irrigadas.



**Figura 3.5-** Fluxograma com os principais passos do cálculo do balanço de radiação à superfície para as imagens NOAA. Fonte: Ferreira (2004).

### 3.2.5 – Índices de vegetação: IVDN, IVAS e IAF – Passo 5

Considera-se o índice de vegetação da diferença normalizada, IVDN, definido por:

$$IVDN = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (3.11)$$

em que  $\rho_{IV}$  e  $\rho_V$  correspondem, respectivamente, às refletâncias das bandas 4 e 3 do Landsat 5 – TM, e bandas 2 e 1 para o caso do satélite NOAA-AVHRR, respectivamente. Também foi utilizado o índice de vegetação ajustado para os efeitos do solo (IVAS), calculado a partir da equação proposta por Huete (1988) :

$$IVAS = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (3.12)$$

em que L é uma constante (adimensional) e é denominado de fator de ajuste do índice, podendo assumir valores de 0,25 a 1,0 dependendo da cobertura do solo. Segundo Huete (1988) o valor de

0,25 é indicado para vegetação densa, enquanto que 0,5 para vegetação com densidade intermediária e 1,0 para vegetação com baixa densidade. Optou-se em utilizar o valor de  $L= 0,5$ , uma vez que esse valor é o que melhor representa as características da área de estudo, como também é o mais utilizado na literatura (Huete e Warrick, 1990; Accioly et al., 2002; Boegh et al., 2002).

O índice de área foliar (IAF) também é uma variável biofísica, e é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, sendo utilizado em sensoriamento remoto com indicador da quantidade de biomassa para cada pixel da imagem. Esse índice foi calculado através da equação proposta por Allen et al. (2002).

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

### 3.2.6- Emissividades – Passo 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  $\epsilon_{NB}$ . Por sua vez, quando o cálculo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, há de ser considerada a emissividade no domínio da radiação termal  $\epsilon_0$  ( $8\mu\text{m} - 14\mu\text{m}$ ). Segundo Allen et al. (2002), as emissividades  $\epsilon_{NB}$  e  $\epsilon_0$  podem ser obtidas, para  $IVDN > 0$  e  $IAF < 3$ , segundo:

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

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01IAF \quad (3.14b)$$

Para pixels com  $IAF \geq 3$ , tem-se que  $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$ . Para corpos de água ( $NDVI < 0$ ), 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).

As emissividades dos canais 4 e 5 do NOAA foram obtidas segundo as expressões desenvolvidas por Cihlar (1994):

$$\Delta\varepsilon = \varepsilon_4 - \varepsilon_5 = 0,01019 + 0,0134\text{Ln}(\text{IVDN}) \quad (3.15)$$

$$\varepsilon_4 = 0,9897 + 0,029\text{Ln}(\text{IVDN}) \quad (3.16)$$

$\Delta\varepsilon$  é a diferença entre as emissividades

### 3.2.7 – Temperatura da superfície – Passo 7

Para a obtenção da temperatura da superfície ( $T_s$ ) do Landsat-5, foram utilizados a radiância espectral da banda termal  $L_{\lambda,6}$  e a emissividade  $\varepsilon_{NB}$  obtida no passo anterior. Dessa forma, obteve-se a temperatura da superfície (K) pela seguinte expressão (Markhn e Baker, 1996; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002, Silva et al., 2004):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB}K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (3.17)$$

onde  $K_1 = 607,76\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1260,56\text{K}$  são constantes de calibração da banda termal do Landsat 5 –TM.

### 3.2.8- Temperatura de brilho dos canais 4 e 5 do AVHRR/NOAA

Para obtenção da temperatura da superfície do satélite NOAA, é necessário obter a temperatura de brilho de um dado pixel, com base em medidas realizadas pelo AVHRR-NOAA-16, e quantificar a radiância emitida por esse pixel. Deste modo, realiza-se a calibração radiométrica dos canais 4 (10,5  $\mu\text{m}$  a 11, 5  $\mu\text{m}$ ) e 5 (11,5  $\mu\text{m}$  e 12,5  $\mu\text{m}$ ) do AVHRR/NOAA-16, ao processo de conversão da intensidade ( $C_{10}$ ) de cada pixel, que varia de 0 a 1023, em radiância

monocromática  $L_{\alpha_i}$ , em que  $i$  compreende as bandas 4 e 5. Desse modo, a obtenção de  $L_{\alpha_i}$  é dada pela seguinte expressão:

$$L_{\alpha_i} = (S_i \cdot C_{10,i} + I_i) \quad (3.18)$$

onde:  $S_i$ ,  $C_{10,i}$  e  $I_i$  já foram definidos anteriormente na equação (3.3)

Os valores de  $S_i$  e  $I_i$ , extraídos de arquivos L1B (formato do arquivo NOAA) arquivos, devem ser reescalados, isto é, reduzidos à escala de valores das unidades constantes na equação (3.13) e, por essa razão, devam ser divididos por  $2^{30}$  e  $2^{22}$ , respectivamente. O radiômetro AVHRR mede a radiância de cada pixel à superfície e, ao mesmo tempo, do espaço e de um alvo interno de referência, sendo que este último tem a sua temperatura medida por um conjunto de termômetros de resistência de platina. Com base nesses dois pontos, são obtidos valores correspondentes de  $S_i$  e  $I_i$ , e esse procedimento possibilita a calibração continuada dos canais termais do AVHRR, o que não ocorre com os canais refletivos (1 e 2), que têm suas calibrações efetivadas com base em dados de alvos à superfície (Rao e Chen, 1996; 1999). Os dados de radiância obtidos neste processo devem ser ainda submetidos a um procedimento de correção que considera a não linearidade entre os sinais produzidos pelo AVHRR quando direcionado para o espaço e um alvo interno de referência, com radiância conhecida (Ferreira, 2004).

Para obtenção da radiância corrigida, utiliza-se a expressão (Kidwell, 1998):

$$L_{O_i,corr} = A.L_{O_i} + B.L_{O_i}^2 + C \quad (3.19)$$

onde; A, B e C são coeficientes obtidos antes do lançamento do satélite, cujos valores para o NOAA-16 são mostrados na Tabela 3.2.

**Tabela 3.2-** Coeficientes de calibração não-linear da radiância termal dos canais 4 e 5 do AVHRR-NOAA-16.

Canais Termals	Coeficientes de calibração não linear		
	A	B (mW <sup>-1</sup> )	C (mW/(m <sup>2</sup> .sr.cm <sup>-1</sup> ))
<b>Canal 4</b>	0,93271	0,00024532	2,96
<b>Canal 5</b>	0,97432	0,00014854	2,25

Fonte: <http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/html/c7/cec7-1.html>.

De posse da radiância, obtém-se a temperatura de brilho, com base na seguinte expressão:

$$T_i = \frac{C_2 \cdot \nu_i}{\ln\left(1 + \frac{C_1 \cdot \nu_i^3}{L_{\lambda_i, \text{corr}}}\right)} \quad (3.20)$$

onde:  $L_{\lambda_i, \text{corr}}$  é a radiância corrigida (mW.m<sup>-2</sup>.sr<sup>-1</sup>.cm)

$C_1 = 1,1910659 \times 10^{-5}$  mW/( m<sup>-2</sup>.sr<sup>-1</sup>.cm<sup>-4</sup> )

$C_2 = 1,438833$  cmK.

$\nu$  é o número de onda correspondente à porção central do intervalo espectral da referida banda. O valor de  $\nu$  das bandas 4 e 5 são de:  $\nu_4 = 929,5878$  cm<sup>-1</sup> e  $\nu_5 = 835,374$  cm<sup>-1</sup>. É importante registrar que a temperatura obtida através deste procedimento ainda não corresponde à temperatura da superfície, visto que a temperatura da superfície necessita além da temperatura de brilho dos canais 4 e 5, das emissividades dos referidos canais.

### 3.2.9- Temperatura da superfície (Ts) do NOAA

Ao se utilizar o sensoriamento remoto para obter o valor de Ts, deve-se considerar os problemas resultantes dos efeitos de absorção atmosférica e da emissividade da superfície, para cada pixel da imagem. Nesse sentido, diferentes algoritmos têm sido propostos visando à correção desses dois efeitos, de modo a proporcionar valores de Ts mais confiáveis (Ferreira, 2004). Muitos estudos têm sugerido que a emissividade da superfície pode ser a maior fonte de erro no cálculo de Ts (Becker, 1987). O grande problema, é que, rigorosamente falando, não existe ainda um método plenamente satisfatório. Vasquez et al. (1997) compararam diferentes algoritmos destinados ao cálculo de Ts e concluíram que a formulação de Ulivieri et al. (1994) foi a que apresentou maior precisão. Portanto, foi aplicada nesta pesquisa para cálculo da Ts do NOAA-16 a equação proposta de Ulivieri et al (1994), dada por:

$$T_s = T_4 + 2,76(T_4 - T_5) + 38,6(1 - \varepsilon) - 96 \cdot \Delta\varepsilon \quad (3.21)$$

onde:  $T_4$  e  $T_5$  são as temperaturas de brilho em K

$\varepsilon$  é a emissividade média da superfície calculada por  $(\varepsilon_4 + \varepsilon_5)/2$ , em que  $\varepsilon_4$  e  $\varepsilon_5$  são obtidos das equações 3.15 e 3.16, e  $\Delta\varepsilon$  é a diferença entre as emissividades.

### 3.3- Radiação de onda longa emitida – Passo 8

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

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (3.22)$$

onde  $\varepsilon_0$  é a emissividade de cada pixel,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman

( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$ ) e  $T_s$  é a temperatura da superfície (K).

### 3.3.1 – Radiação de onda curta incidente – Passo 9

A radiação de onda curta incidente  $R_{s\downarrow}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) 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):

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r^{-2} \cdot \tau_{sw} \quad (3.23)$$

onde  $S$  é a constante solar ( $1367 \text{ Wm}^{-2}$ ),  $Z$  é ângulo zenital solar,  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica.  $R_{s\downarrow}$  foi considerado constante em toda a área de estudo, e assim foram obtidos na estação da Embrapa para 04/12/2000 e 04/10/2001 os seguintes valores instantâneos:  $867,3 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $896,5 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que para o dia 24/09/2003 foi  $920 \text{ Wm}^{-2}$  e  $912 \text{ Wm}^{-2}$  para o dia 12/10/2004.

### 3.3.2 – Radiação de onda longa emitida pela atmosfera – Passo 10

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

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (3.24)$$

onde  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica obtida por:  $\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09}$  (Bastiaanssen, 1995; Allen et al., 2002). Para o cálculo da radiação de onda longa incidente foram obtidos valores da temperatura do ar na Estação Meteorológica, localizada no município de Petrolina-PE, às 10 horas. Que são de:  $T_a = 301,7 \text{ K}$  (04 de dezembro de 2000),  $T_a = 302,9 \text{ K}$  (04 de outubro de 2001),  $T_a = 298,5 \text{ K}$ , para o dia 24 de setembro de 2003 e  $T_a = 300,2 \text{ K}$  para o dia 12 de outubro de 2004.

### 3.3.3 – Saldo de radiação – Passo 11

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

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o) R_{L\downarrow} \quad (3.25)$$

onde  $R_{s\downarrow}$  é a radiação de ondas curtas incidente,  $\alpha$  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  $\varepsilon_o$  é a emissividade de cada pixel.

### 3.3.4 – Fluxo de calor no solo -Passo 12

O fluxo de calor no solo  $G$  ( $Wm^{-2}$ ) foi obtido segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa os valores próximos ao meio-dia:

$$G = \left[ \frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) (1 - 0,98IVDN^4) \right] R_n \quad (3.26)$$

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

### 3.3.5 - Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível  $H$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ), o cerne do SEBAL, é estimado com base na velocidade do vento e na temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura próxima à superfície entre dois níveis da superfície, segundo Bastiaanssen (1998a):

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (3.27)$$

onde  $\rho$  é a densidade do ar ( $\text{kgm}^{-3}$ ), e que neste estudo foi utilizada o valor de  $\rho = 1,15 \text{ kgm}^{-3}$ ,  $c_p$  é o calor específico do ar à pressão constante ( $1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ),  $a$  e  $b$  são constantes de calibração da diferença de temperatura da superfície, e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $\text{sm}^{-1}$ ). Na Figura 3.6 está representado o esquema do cálculo de  $H$ . Para a obtenção de  $H$  com o modelo SEBAL, faz-se necessário o conhecimento de dois pixels, denominados pixels âncoras, para se determinar a variação de temperatura ( $dT$ ) entre dois níveis de referência e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ) em todos os pixels da área de estudo.

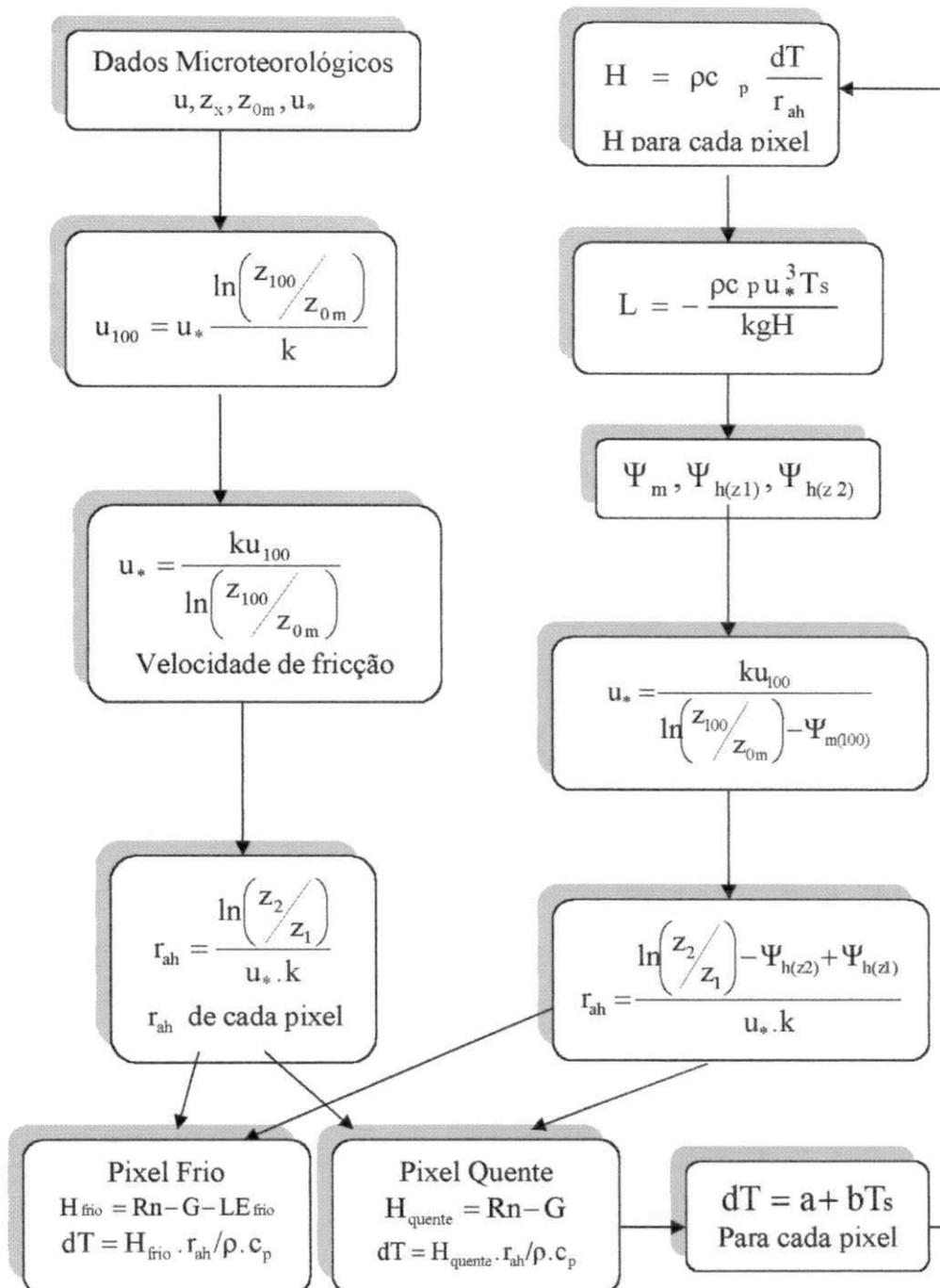


Figura 3.6 – Fluxograma das etapas do processamento do fluxo de calor sensível.

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

$$z_{0m} = 0,12h \quad (3.28)$$

Considerou-se  $h = 0,3$  m, valor usado em outros estudos (Allen et al., 2002), o que resultou em  $z_{0m} = 0,036$  m.

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

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (3.29)$$

onde  $k$  é constante de von Karman (0,41),  $u_x$  é a velocidade do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) na altura  $z_x$  (neste estudo este nível foi de 2,0 m) e  $z_{0m}$  é a coeficiente de rugosidade (m). Para a imagem de 04 de dezembro de 2000 a velocidade instantânea do vento foi de  $1,2 \text{ ms}^{-1}$ , para a imagem de 04 de outubro de 2001 foi de  $1,6 \text{ ms}^{-1}$  e para imagem de 2003 a velocidade do vento foi de  $2,8 \text{ ms}^{-1}$ . Dessa forma, para a imagem de 2000 foi obtido  $u_* = 0,12 \text{ ms}^{-1}$ , para a imagem de 2001 um valor de  $u_* = 0,16 \text{ ms}^{-1}$  e  $u_* = 0,28 \text{ ms}^{-1}$  para imagem de 2003.

Em seguida, considerando-se, ainda, a atmosfera em equilíbrio neutro, foi estimada a velocidade do vento,  $u_{100}$  ( $\text{ms}^{-1}$ ), ao nível de  $z = 100$  m (blending height), onde assume-se que os efeitos da rugosidade da superfície para região de estudo são desprezíveis, por estar fora da camada limite superficial ( Bastiaanssen, 1995), ou seja:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (3.30)$$

Dessa forma, para a imagem de 2000 foi obtido  $u_{100} = 2,37 \text{ ms}^{-1}$ , para a imagem de 2001 foi obtido  $u_{100} = 3,16 \text{ ms}^{-1}$  e para imagem de 2003 o valor de  $u_{100} = 5,4 \text{ m.s}^{-1}$ .

Com a hipótese de que  $u_{100}$  é constante em toda a cena estudada, foi obtido a velocidade de fricção  $u_*$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) para cada pixel através da equação:

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (3.31)$$

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

$$Z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62IVAS) \quad (3.32)$$

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

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (3.33)$$

onde  $z_1$  e  $z_2$  são as alturas acima da superfície (neste estudo utilizou-se  $z_1 = 0,1 \text{ m}$  e  $z_2 = 2,0 \text{ m}$ ) e  $k$  é a constante de von Karman, e foi usado o valor de 0,41.

O cálculo da diferença de temperatura próxima à superfície  $dT$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) para cada pixel é computada através da relação linear entre  $dT$  e  $T_s$ :

$$dT = a + bT_s \quad (3.34)$$

onde  $a$  e  $b$  são coeficientes da relação linear e são obtidos no SEBAL através dos pixels âncoras (quente e frio).

O pixel “frio” encontra-se numa área bem irrigada, onde se assumiu que o fluxo de calor sensível é nulo ( $H_{\text{frio}} = 0$ ) e o fluxo de calor latente  $LE_{\text{frio}}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) é dado por:

$$LE_{\text{frio}} = R_n - G \quad (3.35)$$

Por sua vez, o pixel “quente” foi escolhido numa área de solo exposto, onde se assumiu que o fluxo de calor latente é nulo ( $LE_{\text{quente}} = 0$ ) e o fluxo de calor sensível  $H_{\text{quente}}$  ( $Wm^{-2}$ ) é dado por:

$$H_{\text{quente}} = Rn - G = \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (3.36)$$

onde  $T_s$ ,  $Rn$ ,  $G$  e  $r_{ah}$  são obtidos no pixel quente da imagem. Com base nesses valores, obtém-se  $a + bT_s = r_{ah} (Rn - G) / \rho c_p$ . Como no pixel frio  $dT = 0$ , ou seja,  $a + bT_s = 0$ , tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de  $a$  e  $b$ . Logo, pode-se obter  $H$ , segundo a Equação 3.27, pixel a pixel.

Os valores obtidos não representam adequadamente o  $H$  de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo, que nas etapas seguintes é considerada, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel.

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

$$L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (3.37)$$

onde,  $u_*$  é a da velocidade de fricção de cada pixel das imagens ( $ms^{-1}$ ), em cada pixel,  $g$  é o módulo do campo gravitacional terrestre ( $9,81ms^{-2}$ ) e pixel a pixel, obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade. Os valores de  $L$  definem as condições de estabilidade da seguinte forma: se  $L < 0$ , a atmosfera é considerada instável; se  $L > 0$ , a atmosfera é considerada estável e se  $L = 0$  a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum ( $\psi_m$ ) e de calor ( $\psi_h$ ) deverão ser considerados. Para isto, utiliza-se das formulações (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002):

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

$$\psi_{m(100\text{ m})} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(100\text{ m})}}{2} \right) + \ln \left( \frac{1 + x_{(100\text{ m})}^2}{2} \right) - 2 \operatorname{arctg}(x_{(100\text{ m})}) + 0,5 \pi \quad (3.38a)$$

$$\psi_{h(2\text{ m})} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(2\text{ m})}^2}{2} \right) \quad (3.38b)$$

$$\psi_{h(0,1\text{ m})} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(0,1\text{ m})}^2}{2} \right) \quad (3.38c)$$

onde;

$$x_{(100\text{ m})} = \left( 1 - 16 \frac{100}{L} \right)^{0,25} \quad (3.9a)$$

$$x_{(2\text{ m})} = \left( 1 - 16 \frac{2}{L} \right)^{0,25} \quad (3.39b)$$

$$x_{(0,1\text{ m})} = \left( 1 - 16 \frac{0,1}{L} \right)^{0,25} \quad (3.39c)$$

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

$$\psi_{m(200\text{ m})} = -5 \left( \frac{100}{L} \right) \quad (3.40a)$$

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

$$\psi_{m(0,1\text{ m})} = -5 \left( \frac{0,1}{L} \right) \quad (3.40c)$$

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

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

$$u_* = \frac{u_{100} \cdot k}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right) - \psi_{m(100m)}} \quad (3.41)$$

$\psi_{m(100m)}$  é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100 m.

De posse dos valores corrigidos de  $u_*$ , foi obtido o valor corrigido da resistência aerodinâmica ao transporte de calor  $r_{ah}$  ( $\text{sm}^{-1}$ ) através da seguinte equação (Bastiaanssen, 1995, Morse et al., 2000; Allen et al., 2002):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (3.42)$$

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

Após ter sido obtido os valores dessas variáveis, retorna-se ao cálculo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que seja observada estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura ( $dT$ ) e da resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ) para o pixel quente. Para isto, é necessário realizar as iterações até que alcance estabilidade dessas variáveis.

### 3.3.6 - Fluxo de calor latente

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

$$LE = R_n - G - H \quad (3.43)$$

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

Seguindo as considerações realizadas por Shuttleworth et al. (1989), em que relaciona a fração evaporativa com a evapotranspiração para 24 horas, permitindo com isso estimar a evapotranspiração para o dia da imagem assumindo que o valor da fração evaporativa é constante durante as 24 horas do dia. Nesse sentido, foi calculada a fração evaporativa instantânea para cada pixel da imagem através da seguinte equação:

$$\Lambda = \frac{LE}{Rn - G} \quad (3.44)$$

onde  $\Lambda$  é a fração evaporativa, e LE, Rn e G estão em unidades de  $W.m^{-2}$ .

Portanto, seguindo as considerações acima realizadas a evapotranspiração é calculada da seguinte forma:

$$ET_{24} = \Lambda Rn_{24} \quad (W.m^{-2}) \quad (3.45)$$

onde  $ET_{24}$  é evapotranspiração nas 24 horas,  $Rn_{24}$  é o saldo de radiação nas 24 horas, e foi calculado como:

$$Rn_{24} = (1 - \alpha).R_s\pi_{24} - 110.\tau_{sw24} \quad (3.46)$$

onde  $R_s\pi_{24}$  é radiação solar incidente integrada para 24 horas, com valores médios instantâneo para as 10:00 horas de 222,  $W.m^{-2}$ , 240,6  $W.m^{-2}$ , 246,5  $W.m^{-2}$  e 232  $W.m^{-2}$ , para os dias 04 de dezembro de 2000, 04 de outubro de 2001 e 24 de setembro de 2003 e 12 de outubro de 2004 respectivamente. O  $\tau_{sw24}$  é a transmitância atmosférica do dia da passagem do satélite. Então a evapotranspiração em milímetros dia (mm/dia) foi calculada da seguinte forma:

$$ET_{24} = \frac{86400\Lambda Rn_{24}}{\lambda} \quad (3.47)$$

onde 86400 é o fator de conversão de segundos para dia, e  $\lambda$  é calor latente de vaporização ( $2,45 \times 10^6$  J/Kg) para temperatura do ar  $20^\circ C$ .

## **4- RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **4.1 Características gerais das imagens de 2000 a 2003**

As Figuras 4.1a e 4.1b constituem a área de interesse (recorte) do estudo na composição RGB das bandas 4, 3, 2 do Mapeador Temático do Landsat 5 para os anos de 2000 e 2001, respectivamente. De modo geral, observa-se uma variedade de matizes e geometria (círculos, retângulos) dos diferentes alvos das imagens. Em uma visão mais detalhada, nota-se que em alguns pontos das áreas irrigadas da imagem de 2000 a tonalidade do vermelho é mais clara do que na imagem de 2001. Como exemplo, verifica-se a área do pivô central, que nesse ano estava com cultivos mais recentes do que no ano de 2001. Por outro lado, na imagem de 2000 a área com caatinga densa apresenta uma tonalidade de vermelho mais intenso do que na mesma área da imagem de 2001, indicando, em primeira análise que durante o período de obtenção da imagem de 2001, essa área estava com a vegetação nativa mais seca que no período de aquisição da imagem de 2000. As áreas com a tonalidade esverdeada que aparece nas imagens são áreas com vegetação nativa com baixa densidade foliar ou áreas com cultivo de pequeno porte.

As áreas que apresentam cor azul escuro compõem parte da água do lago de Sobradinho (à esquerda das imagens) e um grande trecho do rio São Francisco. As áreas que apresentam tonalidades em azul claro, passando para branco, são áreas de solo exposto e estão situadas, em grande parte, às margens do rio São Francisco e em áreas de atividade agrícola que estão sendo preparadas para a implantação de novas culturas. Outro cenário que merece destaque nas duas imagens do Landsat 5, diz respeito às “ilhas”, ou seja, pequenos pedaços de terra que se formam ao longo do leito do rio São Francisco. Em síntese, essas ilhas são resultados de uso inadequado do solo, bem como de práticas agrícolas equivocadas, formando com isso o binômio para o processo de assoreamento do trecho do rio, mudando, assim, a paisagem do rio São Francisco nessa região.



**Figura 4.1a** - Composição RGB das bandas 4, 3, 2 do Mapeador Temático do Landsat 5, uma visão geral da área de interesse em 04/12/2000



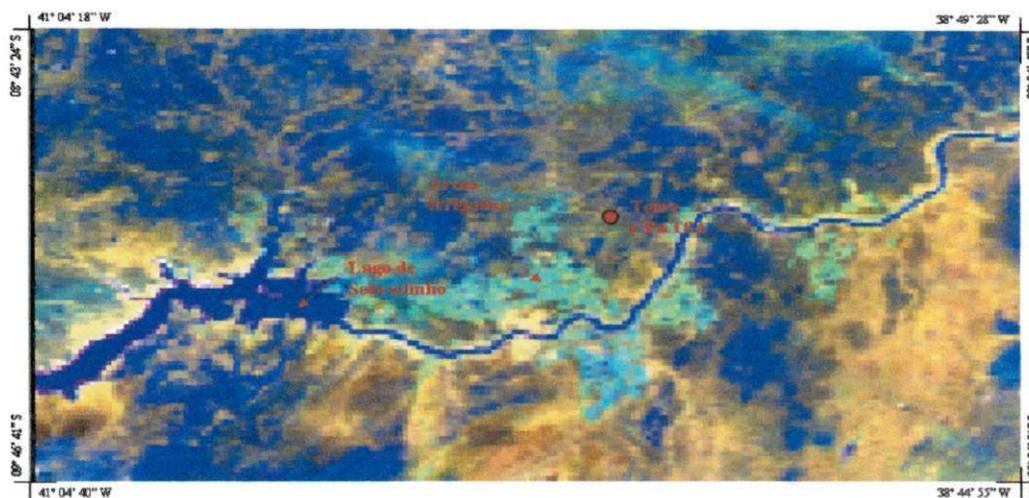
**Figura 4.1b** - Composição RGB das bandas 4, 3, 2 do Mapeador Temático do Landsat 5, uma visão geral da área de interesse em 04/10/2001

Nas Figuras 4.2 e 4.3 são apresentadas composições RGB das bandas 1, 2, 3 do NOAA-16, para os dias 04 de outubro de 2001 e 24 de setembro de 2003. Observa-se claramente que as áreas dessas figuras são maiores que as áreas das Figuras 4.1a e 4.1b. Essa diferença no tamanho de áreas entre as imagens deve-se basicamente a três motivos; primeiro, a resolução espacial da imagem do NOAA-16 é de 1,1 km, enquanto que a do Landsat 5 é de apenas 30 m; Já o segundo motivo está relacionado a diferença entre essas resoluções, muito provavelmente a análise e visualização dos alvos na imagem do NOAA-16 ficariam comprometidas quando comparadas com as imagens do Landsat 5. O terceiro e último motivo diz respeito a área de estudo, vez que optou-se em contemplar no recorte das imagens do NOAA-16 a área do Centro de Pesquisa do Trópico Semi-Árido, unidade da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (CPTASA/EMBRAPA), visto que essa área será objeto de análise mais detalhada no estudo.

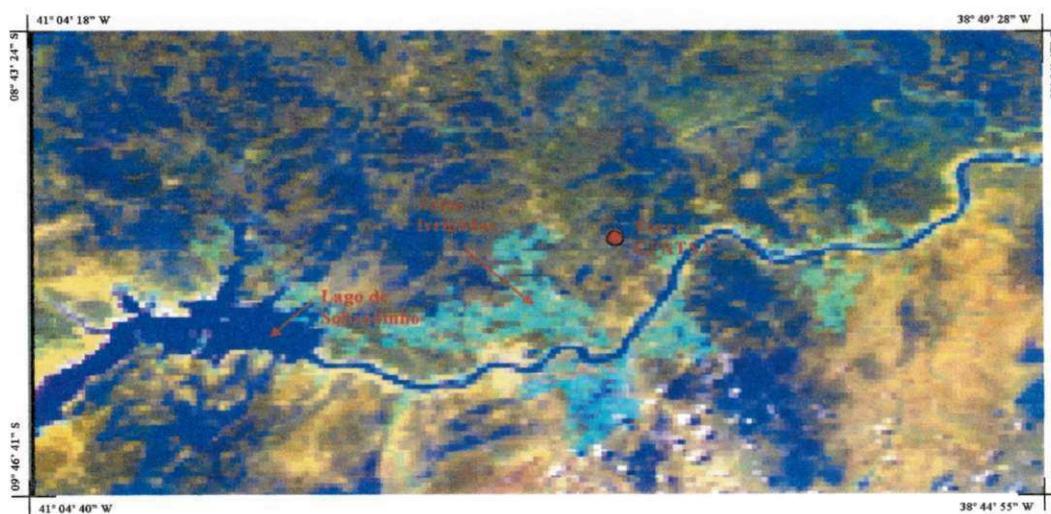
A exemplo da análise visual realizada nas imagens dos anos de 2000 e 2001 do Landsat-5, as áreas que apresentam cor azul escuro na Figura 4.2 e 4.3, compõem parte da água do lago de Sobradinho e um grande trecho do rio São Francisco. Diferentemente da composição das bandas 4, 3, 2 das imagens do Landsat-5, onde áreas irrigadas aparecem com tonalidade avermelhada, na Figura 4.2 e 4.3 essas áreas apresentam tonalidade esverdeada, revelando que a combinação de bandas 1 (0,58 - 0,68  $\mu\text{m}$ ) e 2 (0,725 - 1,1  $\mu\text{m}$ ) do AVHRR/3 do NOAA-16, apresenta boa sensibilidade para identificação de áreas agrícolas. Por fim, as áreas com coloração amarela são muito provavelmente áreas com vegetação nativa, como também áreas com pouca vegetação. Pode-se também observar no canto inferior esquerdo da Figura 4.3, que existe maior quantidade de nuvens, dificultando ainda mais a visualização dos alvos.

A Figura 4.4 é a composição RGB das bandas 4, 3, 2 do TM do Landsat-5 do dia 24 de setembro de 2003. Observa-se nessa tomada de imagem de 2003 algumas áreas comuns às imagens dos anos de 2000 e 2001 do Landsat-5, como o lago de Sobradinho, áreas da caatinga, áreas irrigadas. Entretanto, nota-se claramente que essa imagem, ao contrário das imagens dos anos de 2000 e 2001 do Landsat-5, contempla a área que compreende o CPATSA/EMBRAPA, possibilitando assim que seja efetuada a validação de algumas das variáveis envolvidas no estudo. Embora as análises preliminares das características gerais das cartas do NOAA-16 tenham ocorrido por

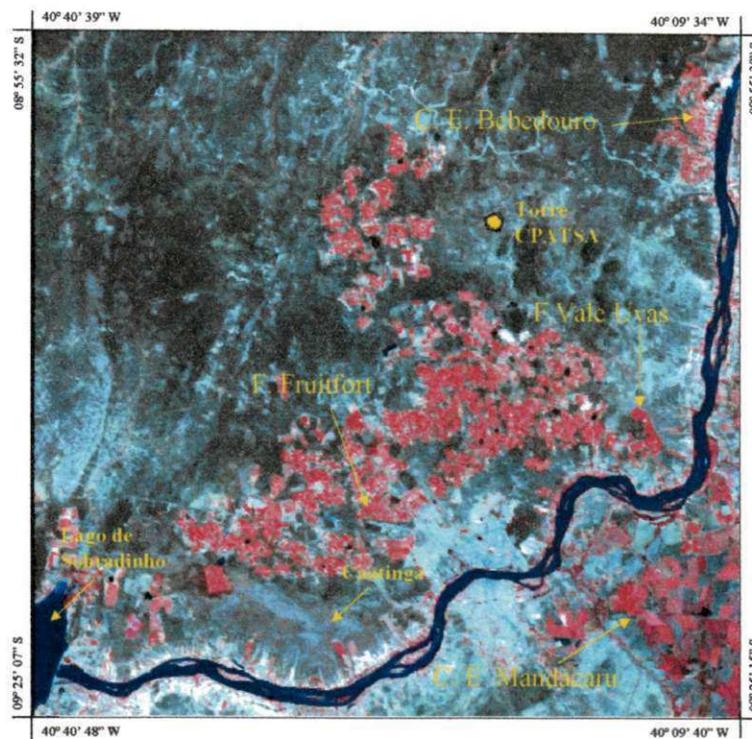
questão pratica conjuntamente na ordem, NOAA-16, ano 2001 e 2003, em análises futuras observar-se-á a ordem Landsat-5 e NOAA-16 do mesmo ano.



**Figura 4.2** - Composição RGB das bandas do AVHRR do NOAA-16, uma visão geral da área de interesse em 04/10/2001.



**Figura 4.3** - Composição RGB das bandas do AVHRR do NOAA-16, uma visão geral da área de interesse em 26/09/2003

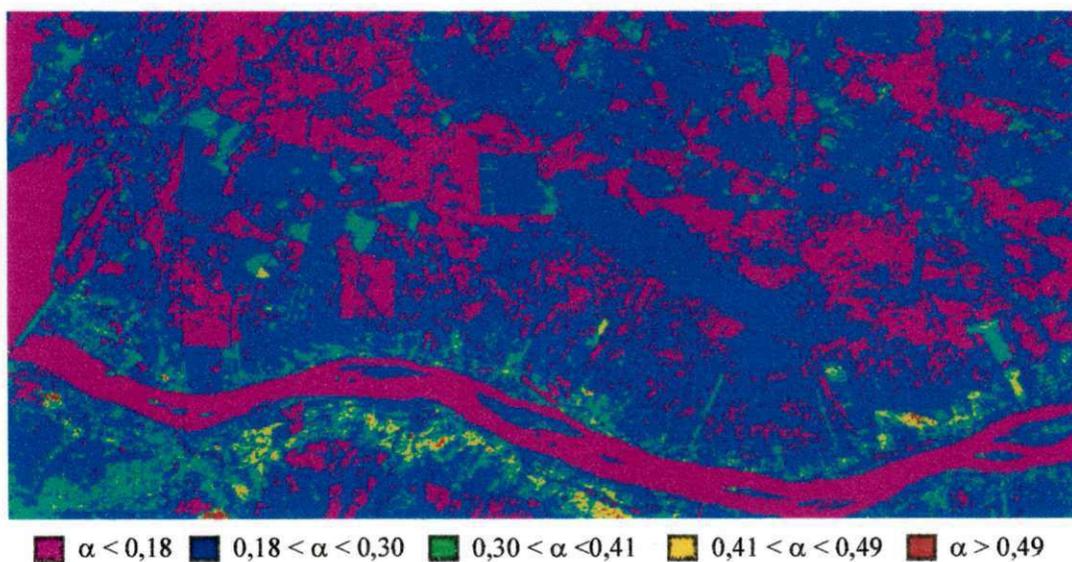


**Figura 4.4** - Composição RGB das bandas 4, 3, 2 do Mapeador Temático do Landsat 5, uma visão geral da área de interesse em 24/09/2003

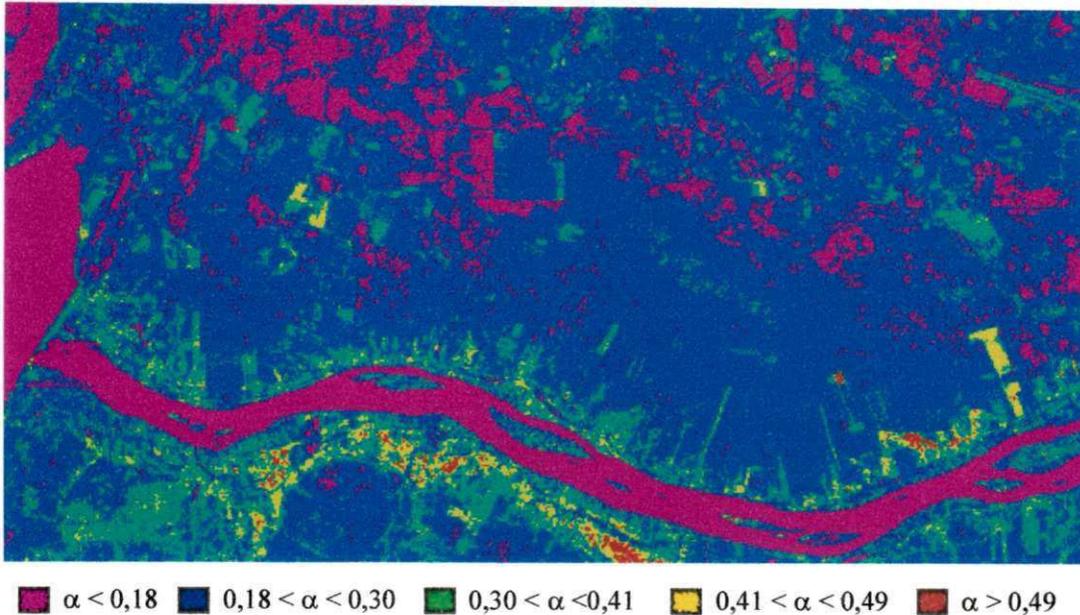
#### 4.2- Albedo da superfície

Nas Figuras 4.5a e 4.5b estão representadas as cartas do albedo da superfície dos anos 2000 e 2001 do Landsat 5, respectivamente. Analisando essas figuras percebe-se que não houve mudança significativa entre o albedo em ambos os anos. Entretanto, nota-se que o ano de 2000 apresenta maior quantidade de áreas com tonalidade magenta (reservatórios de água, solo úmido) indicando, em primeira análise, maior quantidade de umidade no solo, corroborando assim com a climatologia, uma vez que a data da imagem do ano de 2000 corresponde ao início do período chuvoso da região. Nessas figuras, as áreas em magenta apresentam áreas com menores valores de albedo, sendo que estas correspondem, como mencionado anteriormente, aos reservatórios de água (lago de Sobradinho, trecho do rio São Francisco, e pequenos reservatórios de água). Para ambos os anos estas áreas apresentam valores de albedo

variando de 7% a 15%. As regiões com tonalidade azulada e esverdeada representam as áreas que possuem valores de albedo intermediários e correspondem a áreas com fruteiras irrigadas (goiaba, banana, manga, uva e coco) e vegetação nativa (caatinga). Por outro lado, as áreas com tonalidade amarelada, avermelhada, correspondem a solo exposto. Os valores de mínimo, máximo e médio do albedo para o ano de 2000 foram de 7% , 56% e 20% respectivamente, enquanto que para o ano de 2001 esses valores foram de 9% ; 59% e 23%, respectivamente. Os valores de albedo no lago de Sobradinho, solo exposto e caatinga para o ano de 2000 foram de 7%, 43%, 23%, respectivamente, enquanto que para o ano de 2001 os valores desses mesmos alvos foram de 9%, 45% e 19%, respectivamente. Bastiaanssen (2000) aplicou o SEBAL para imagens Landsat 5 na bacia de Gediz na Turquia para os dias 26 de junho e 29 de agosto de 1998. Os valores do albedo da água encontrado nessa pesquisa foram ligeiramente inferiores (5% e 6%) aos valores encontrados no lago de Sobradinho para o ano de 2000 e cerca de 3% menor que o encontrado para o mesmo lago no ano de 2001.



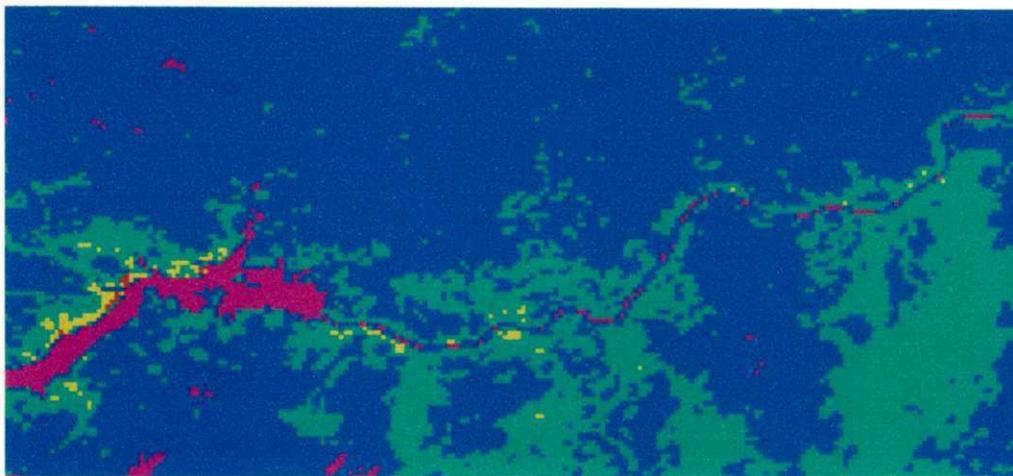
**Figura 4.5a** - Carta do albedo da superfície obtida com o Landsat 5 em 04/12/2000



**Figura 4.5b** - Carta do albedo da superfície obtida com o Landsat 5, em 04/10/2001

Na Figura 4.6 é apresentada a carta do albedo da superfície para o dia 04/10/2001 do satélite NOAA-16. A exemplo das análises do albedo realizadas anteriormente, as tonalidades apresentadas correspondem aos mesmos alvos analisados, muito embora haja maior dificuldade visual em analisar as cartas geradas por essa plataforma, vez que tem baixa resolução espacial para tal propósito. Os valores de mínimo, máximo e médio do albedo foram de 9%, 52% e 23%, e os alvos lago de Sobradinho, solo exposto e caatinga foram de 10%, 46% e 29%, respectivamente ou seja, valores superiores aos encontrados para o ano de 2000 e 2001 das imagens do Landsat 5.

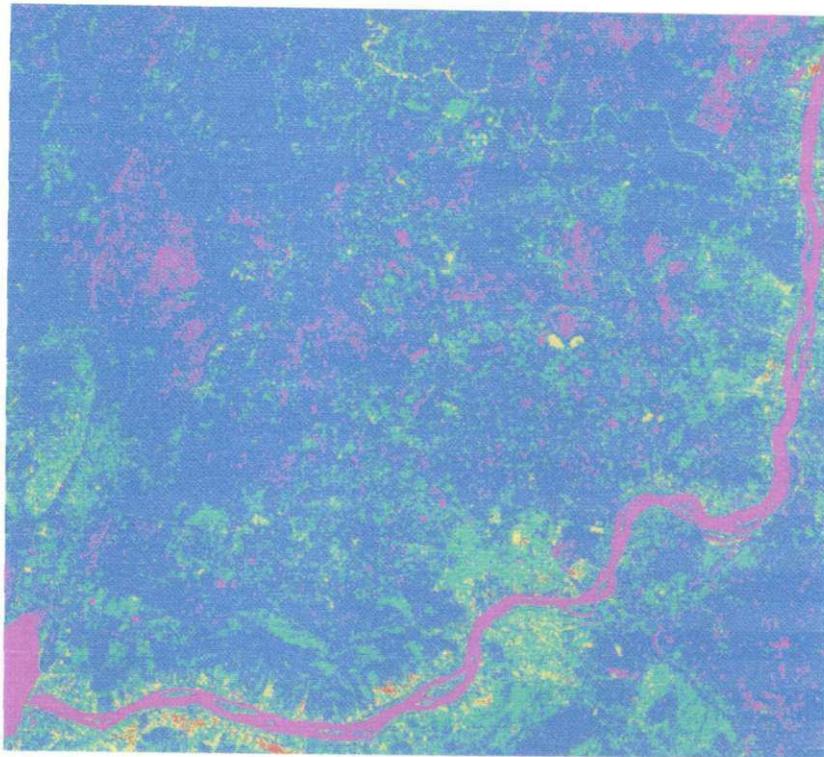
Chandrapala e Wimalasuriya (2003) aplicaram o SEBAL no Sri Lanka, com um conjunto de imagens do NOAA-14 durante o ano de 2000. Eles encontraram albedo médio de 5% para água, enquanto que para solo exposto o albedo foi de 38%.



■  $\alpha < 0,18$   
 ■  $0,18 < \alpha < 0,30$   
 ■  $0,30 < \alpha < 0,41$   
 ■  $0,41 < \alpha < 0,49$   
 ■  $\alpha > 0,49$

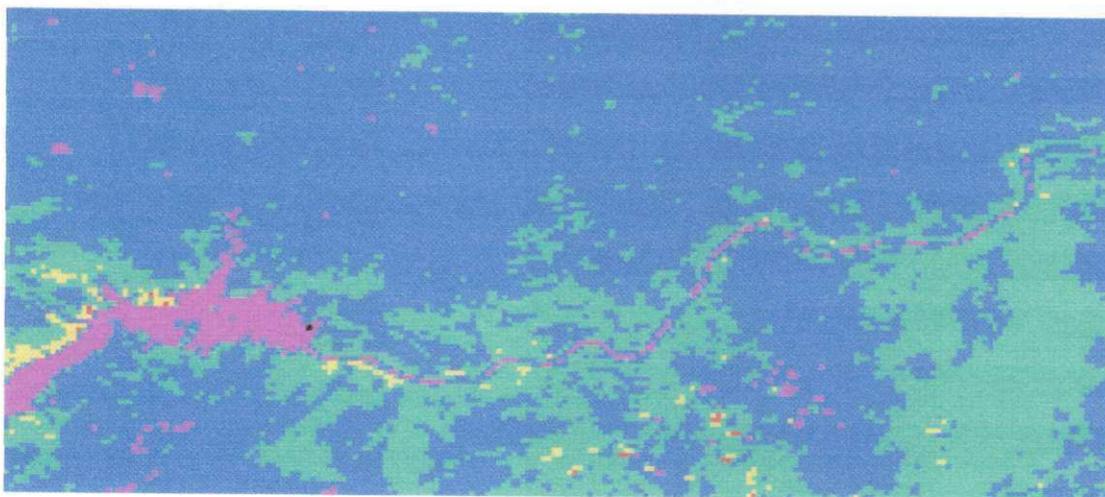
**Figura 4.6** - Carta do albedo da superfície obtida com o NOAA-16, em 04/10/2001

As Figuras 4.7 e 4.8, correspondem às cartas do albedo da superfície do Landsat-5 e NOAA-16 para o dia 24/09/2003. Os valores do albedo mínimo, máximo e médio para a carta do Landsat foram de 6%, 51% e 16%, respectivamente, sendo que para as imagens do NOAA, esses valores foram de 8%, 57% e 23%. Os valores de albedos da água do lago de Sobradinho, solo exposto e caatinga para a carta do Landsat foram de 8%, 41% e 23%, enquanto que para a carta do NOAA esses valores foram de 9%, 43% e 25%. Os valores do albedo da água se aproximam bastante daqueles observados por Bastiaanssen et al., (1998a) e Bastiaanssen (2000) para as imagens do Landsat na Bacia de Gediz. Lopes (2003) e Bezerra (2004) aplicaram o SEBAL para estudar balanço de radiação e energia nessa mesma região e encontram percentuais de albedo para solo exposto próximos aos obtidos neste estudo, tais percentuais variaram de 35% a 40%. Bezerra (2004) também analisou em seu trabalho o albedo de uma área de caatinga e obteve um valor médio de 22%. Na área da estação meteorológica automática da Fazenda Fruitfort (Figura 4.4), o valor do albedo às 10h foi de 16,4%, enquanto que na Fazenda Vale das Uvas (Figura 4.4), o valor do albedo nessa mesma hora atingiu 21,5%. É importante ressaltar que, na Fazenda Fruitfort, a área da estação meteorológica estava bem cuidada, sendo o solo da estação completamente coberto com grama viçosa. Já na Fazenda Vale das Uvas, a área que compreende a instrumentação da estação meteorológica estava com solo parcialmente coberto e a grama bem rasa.



$\alpha < 0,18$ 
  $0,18 < \alpha < 0,30$ 
  $0,30 < \alpha < 0,41$ 
  $0,41 < \alpha < 0,49$ 
  $\alpha > 0,49$

**Figura 4.7** - Carta do albedo da superfície obtida com o Landsat 5, em 24/09/2003



$\alpha < 0,18$ 
  $0,18 < \alpha < 0,30$ 
  $0,30 < \alpha < 0,41$ 
  $0,41 < \alpha < 0,49$ 
  $\alpha > 0,49$

**Figura 4.8** - Carta do albedo da superfície obtida com o NOAA-16, em 24/09/2003

#### 4-3- Índices de vegetação (IVDN, IVAS e IAF)

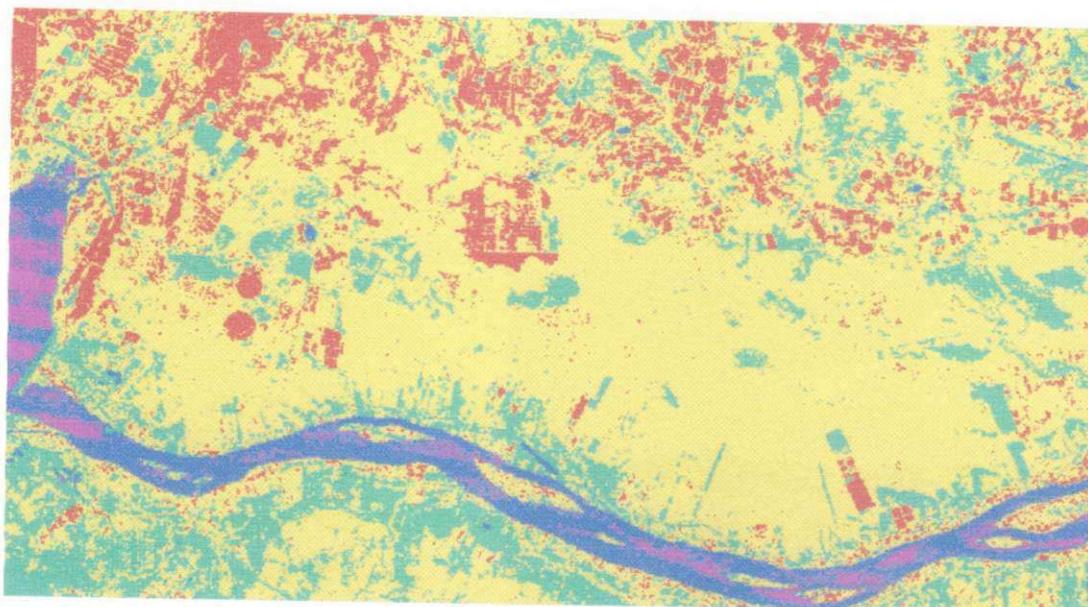
Nas Figuras 4.9a e 4.9b estão representadas as cartas do IVDN para os anos de 2000 e 2001 do Landsat 5, onde a tonalidade magenta representa valores do IVDN inferiores a  $-0,28$  para ambos os anos, correspondendo a parte do lago de Sobradinho e leito do rio São Francisco. O sinal negativo do IVDN (razão entre a diferença e a soma das bandas 4 e 3 do Landsat e as bandas 2 e 1 do NOAA) na água é o resultado da alta absorção da radiação eletromagnética deste alvo na faixa do infravermelho próximo (bandas 4 do Landsat e 2 do NOAA). Na teoria, os valores de IVDN oscilam no intervalo de  $-1,0$  a  $+1,0$ , embora, na prática, os valores oscilem entre  $-0,2$  e  $+0,8$  (Goward et al., 1985). Por outro lado, a tonalidade avermelhada representa os valores de IVDN superiores a  $0,50$ , correspondendo às áreas irrigadas.

O conjunto de tonalidades azulada, esverdeada e amarelada representa áreas com valores de IVDN intermediários, correspondendo à parte do lago de Sobradinho e trecho do rio São Francisco, como também áreas com vegetação nativa e solo exposto, respectivamente. Para o ano de 2000 os valores do IVDN variam de  $-0,50$  e  $0,70$ , com média de  $0,32$ . Já para o ano de 2001 esses valores estão no intervalo de  $-0,55$  a  $0,67$ , com média de  $0,20$ . Pode-se afirmar, com base nas cartas obtidas, que a cobertura vegetal da região estudada no ano de 2000 é mais densa que a de 2001, vez que se observa uma maior quantidade de áreas com tonalidade magenta na carta de 2000. No entanto, nota-se que no conjunto de três pivôs (a esquerda nas Figuras 4.9a e 4.9b) da imagem de 2001, a tonalidade avermelhada é mais intensa, evidenciando que o IVDN nessa área para o ano de 2001 é maior que no ano de 2000.

Outro ponto que merece destaque na intercomparação das imagens diz respeito à área com vegetação nativa (caatinga), representada pela tonalidade amarelada, e se observa maior predominância dessa tonalidade na imagem de 2000, especialmente no canto inferior direito da imagem, mais precisamente as margens do rio São Francisco, indicando que muito embora a diferença de data de imageamento dos alvos seja de apenas 10 meses, houve mudança significativa nessa área no que se refere a cobertura vegetal, fato que vem confirmar o acelerado processo de degradação ambiental existente na área, proveniente de práticas inadequadas de uso do solo nessa região.

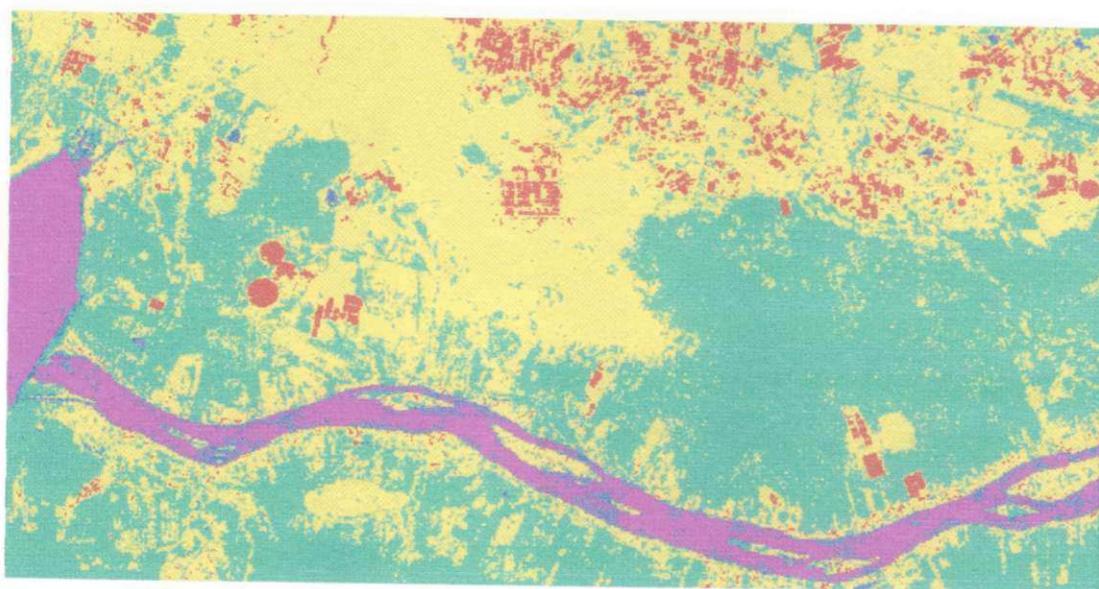
Os valores do IVDN obtidos das cartas do Landsat 5 de 2000 e 2001, para os tipos de pixel solo exposto e área irrigada, são semelhantes àqueles obtidos por Daughtry et al., (1990), ou seja, em torno de 0,20 para solo exposto e 0,70 para áreas com cultivo. Segundo Huete e Tucker (1991) os valores de IVDN para solo exposto variam entre 0,05 e 0,30. Estudos mais recentes como o de Braga (2000) e Melo (2003) mostram que a introdução de parâmetros da vegetação, derivados do IVDN, em modelos climáticos, pode resultar em mudanças significativas dos fluxos de superfície obtidos por simulações numéricas.

Outros dois índices de vegetação foram utilizados neste trabalho, o índice de vegetação ajustado para efeito do solo (IVAS) e o índice de área foliar (IAF). Para o ano de 2000 o IVSA variou de -0,24 a 0,65, com média de 0,21, enquanto que para 2001 esses valores foram de -0,20 a 0,62 e média de 0,15. Já o IAF variou de 0,2 a 3,0 com valor médio de 0,4, para o ano de 2000, enquanto que em 2001 variou de 0 a 2,6, com média de apenas 0,15. Segundo Allen et al.(2002), o IVAS além de ser um índice de vegetação que procura amenizar os ruídos provocados pelo solo, também é usado para estimar o IAF, que por sua vez é utilizado para estimar a emissividade da superfície. Para ambos os anos, o valor da emissividade da superfície baseado no IAF proposto por Allen et al.(2002) foi de 0,96 a 0,97 na área irrigada, de 0,95 para solo exposto, e 0,99 para água. Feitosa et al.(2004) estudaram índices de vegetação nessa mesma região, e observaram que o coeficiente de correlação entre o IVDN e o IVAS foi de  $R = 0,975$ . Eles também notaram que a relação entre esses índices e o IAF é linear até o valor de 1,5 do IAF , com valor máximo de 4,0.



$IVDN < -0,28$ 
  $-0,28 < IVDN < 0,01$ 
  $0,01 < IVDN < 0,25$ 
  $0,25 < IVDN < 0,50$ 
  $0,50 < IVDN < 0,75$

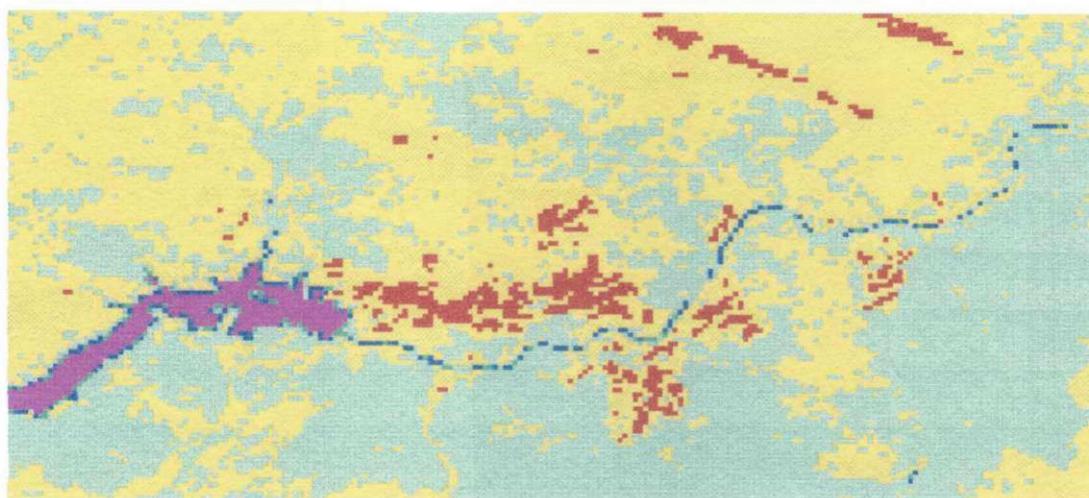
**Figura 4.9a** – Carta do IVDN obtida com o Landsat 5 em 04/12/2000



$IVDN < -0,28$ 
  $-0,28 < IVDN < 0,01$ 
  $0,01 < IVDN < 0,25$ 
  $0,25 < IVDN < 0,50$ 
  $0,50 < IVDN < 0,75$

**Figura 4.9b** – Carta do IVDN obtida com o Landsat 5 em 04/10/2001

Apresenta-se na Figura 4.10 a carta do IVDN gerada a partir dos canais 1 e 2 do NOAA para o dia 04 de outubro de 2001. Observa-se que esta apresenta o mesmo padrão visual de cores das cartas de IVDN analisadas anteriormente. Entretanto, foram encontrados valores de IVDN menores que os observados nas cartas do ano de 2000 e 2001 do Landsat-5. Esses valores variaram de  $-0,69$  a  $0,47$ , com média de  $0,12$ . Os valores de IVDN para solo exposto, vegetação nativa e área irrigada foram de  $0,10$ ,  $0,22$  e  $0,40$  respectivamente. Já o IVAS e IAF apresentaram valores (variaram de  $-0,24$  a  $0,65$  para IVAS e  $0,3$  a  $3,2$  para o IAF) muito próximos aos observados nas cartas de 2001 e 2001 do Landsat 5.



■ IVDN < -0,28 ■ -0,28 < IVDN < 0,01 ■ 0,01 < IVDN < 0,25 ■ 0,25 < IVDN < 0,50 ■ 0,50 < IVDN < 0,75

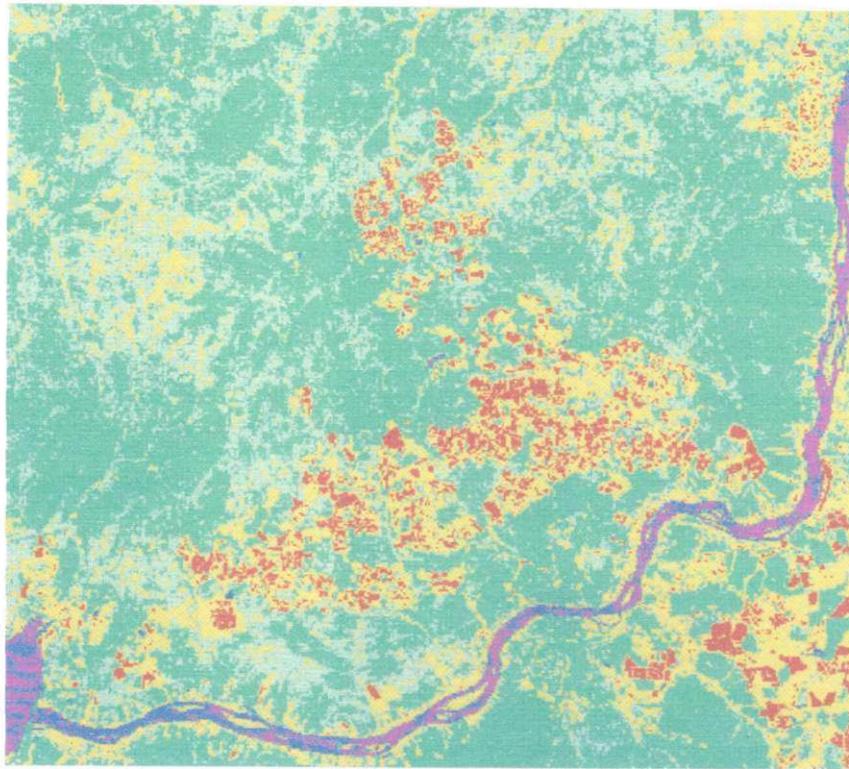
**Figura 4.10** - Carta do IVDN obtida com o NOAA-16 em 04/10/2001.

Analisando as Figuras 4.11 e 4.12, que representam as cartas dos valores de IVDN no ano de 2003 para o Landsat-5 e NOAA, respectivamente, percebe-se que houve uma mudança no panorama visual das imagens, especialmente na imagem do Landsat-5, vez que a tomada dessa carta abrange uma área diferente, como também possibilita observar com mais detalhes a área, visto que a resolução espacial desse sensor ( $30\text{m} \times 30\text{m}$ ) é melhor que do NOAA ( $1,1\text{km} \times 1,1\text{km}$ ). Entretanto, o que realmente é importante ressaltar, é que houve aumento da área cultivada bem como um adensamento de ocupação do solo pela vegetação.

Diante dessa constatação, o valor do IVDN pode ser utilizado, não apenas para determinar onde as plantas estão se desenvolvendo melhor e onde se encontram, por exemplo, sob stress hídrico, como também pode ser utilizado, dentre outros fins, para se verificar as conseqüências da variabilidade climática interanual sobre a vegetação, muito importante nos modelos de escala regional.

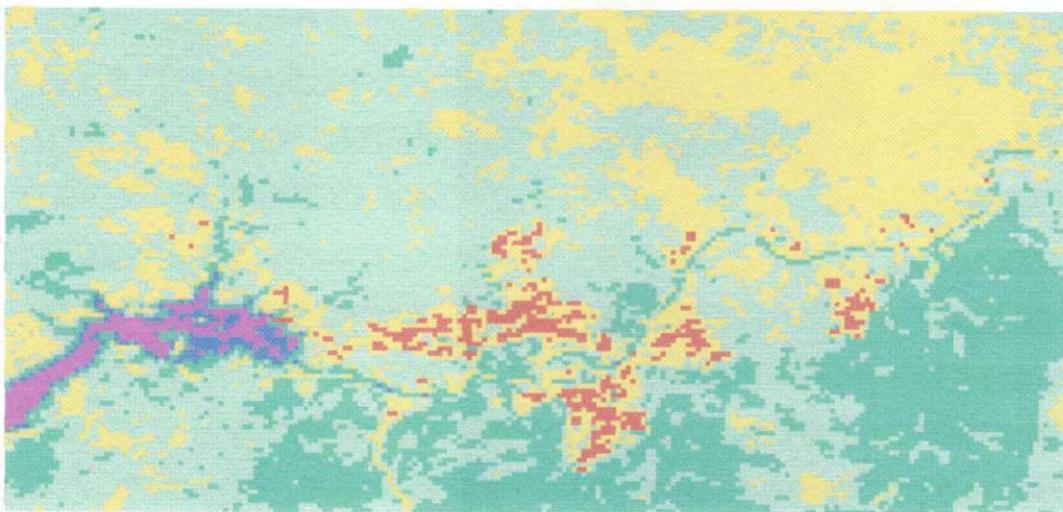
Os valores do IVDN do Landsat 5 para o ano de 2003 variaram de -0,40 a 0,74, com média de 0,26, enquanto que para o NOAA esses valores foram de -0,58 a 0,68, com média de 0,20. Já os valores de IVAS e IAF na carta Landsat 5 ficaram compreendidos entre -0,30 a 0,72, e de 0,2 a 3,8, respectivamente. Para o NOAA esses números foram de -0,63 a 0,65, com média de 0,15 e de 0,1 a 3 respectivamente. Essa mudança de cobertura vegetal das duas cartas acarretou um decréscimo de cerca de 10% na emissividade da superfície.

Teixeira (2003) utilizou imagens do NOAA-15 e NOAA-16 para estimar o IVDN do Estado do Ceará. Ele observou que, embora haja diferença no horário de passagem dos satélites (NOAA-15, às 07:15 hora local) e NOAA-16 (às 14 h), os padrões de distribuição da vegetação são semelhantes. Di Pace (2004) estudou o balanço de radiação à superfície nessa mesma região, utilizando imagens TM Landsat 5 e modelo digital de elevação-MDE, com resolução espacial de 28 m. Ele comparou as variáveis do balanço com e sem a aplicação do modelo e concluiu que não houve mudanças significativas nos cálculos do IVDN, com também nas estimativas da emissividade da superfície.



IVDN < -0,28
  -0,28 < IVDN < 0,01
  0,01 < IVDN < 0,25
  0,25 < IVDN < 0,50
  0,50 < IVDN < 0,75

**Figura 4.11-** Carta do IVDN obtida com o Landsat 5 em 24/09/2003



IVDN < -0,28
  -0,28 < IVDN < 0,01
  0,01 < IVDN < 0,25
  0,25 < IVDN < 0,50
  0,50 < IVDN < 0,75

**Figura 4.12-** Carta do IVDN obtida com o NOAA-16 em 24/10/2003

#### 4.4- Temperatura da superfície (Ts)

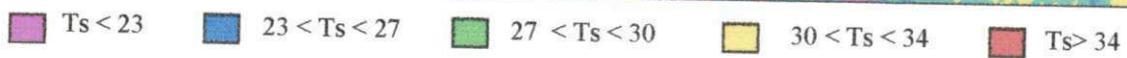
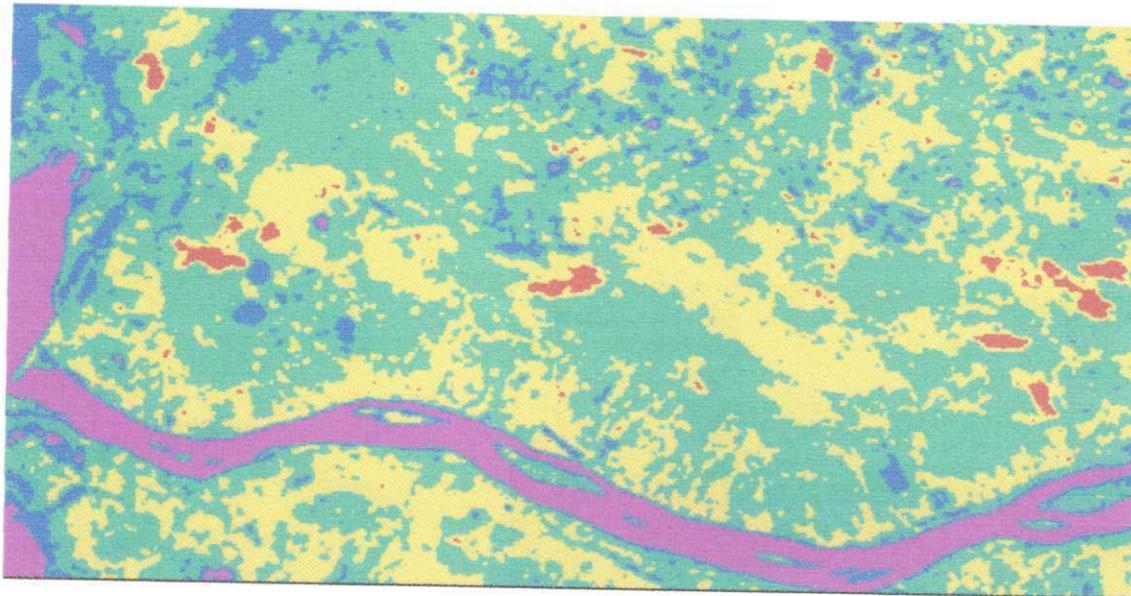
Nas Figuras 4.13a e 4.13b estão representadas as cartas de temperatura da superfície (Ts) dos anos de 2000 e 2001 do Landsat 5, respectivamente. Observa-se que as áreas com tonalidade magenta representam valores de temperatura inferiores a 23°C, correspondendo ao lago de Sobradinho, rio São Francisco e alguns pequenos açudes. As áreas com tons azuis delimitam regiões da superfície com temperatura variando de 23°C a 27°C, correspondendo as áreas irrigadas com cultivos de banana, goiaba, uva, manga, entre outros. As manchas com geometria circular em azul na porção superior do trecho do rio São Francisco, com melhor destaque na carta de 2001, representam regiões que possuem pivôs centrais de irrigação.

As áreas com coloração amarelada e esverdeada são aquelas com vegetação nativa e cultivos com baixa densidade vegetativa. Já as áreas com tonalidade avermelhada, com maior proporção na carta de 2001, representam as Ts superiores a 34°C, e caracterizam áreas com solo exposto. Pode-se também observar claramente nessas cartas, maior concentração de regiões em cores amarelo e vermelho às margens do rio São Francisco, caracterizando baixa cobertura vegetal e solo exposto, indicando uso inadequado do solo, fato que só vem confirmar as análises do albedo da superfície e IVDN realizadas anteriormente.

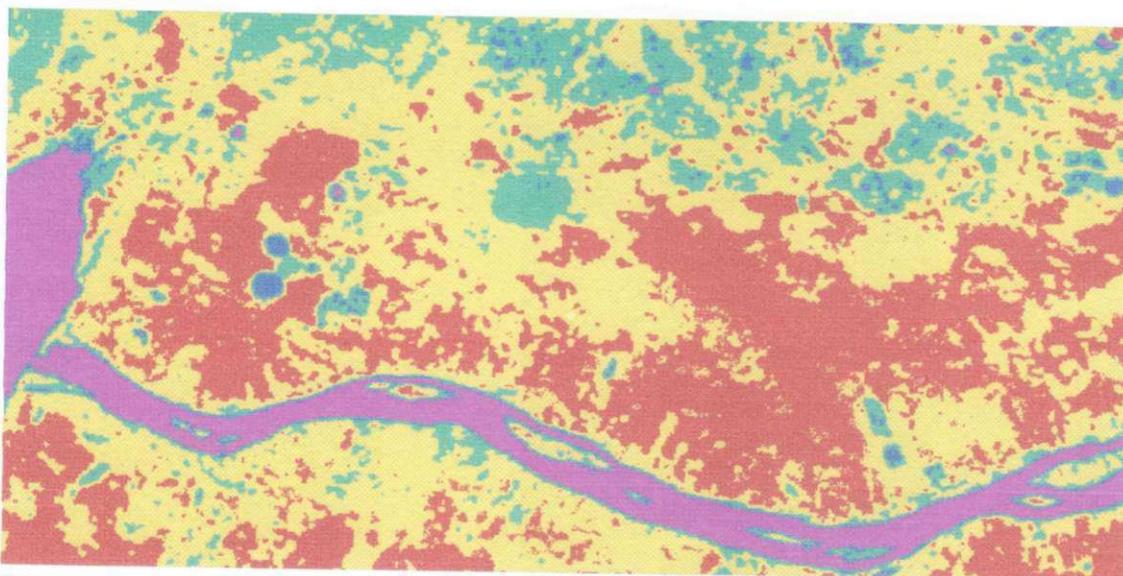
As Figuras 4.14a e 4.14b representam os histogramas de frequência dos anos de 2000 e 2001, respectivamente, onde a linha vertical vermelha indica o valor médio de Ts. A média, os valores de mínimo, máximo e desvio padrão para a cena do ano de 2000 são 28,2°C, 20,0°C, 37,7°C e 2,6°C, respectivamente e em 2001 essas estatísticas são de 33,8°C, 21,7°C, 39,6 °C, e 3,2 °C respectivamente. Nos histogramas de 2000 e 2001, observa-se a presença de duas modas, onde a moda à esquerda (menor) representa o valor de Ts correspondente ao lago de Sobradinho e o trecho do rio São Francisco, cujos valores são de 20,5°C em 2000 e 22,7°C em 2001. Por outro lado, a moda à direita (maior) representa o valor de Ts correspondente as área com pouca cobertura vegetal e solo exposto, cujos valores são de 28,9°C em 2000 e 36,6°C em 2001. Também se observa que os valores de temperatura da superfície em 2000 concentram-se em torno da média, enquanto que em 2001 concentram-se acima da média, exceto para os valores referentes aos corpos de água, o qual apresentam valores muito próximos entre os anos. Bastiaanssen (2000) aplicou o SEBAL em imagens

Landsat-5 na bacia de Gediz (Turquia) e verificou que a temperatura da superfície variou de 19°C a 50°C. Qin e Karnieli (2001) estudaram a temperatura da superfície na região da fronteira entre Israel e Egito através de imagens Landsat-5. Eles encontraram diferenças entre as Ts nessa pequena faixa da superfície de até 3,4°C e, atribuíram essa diferença, dentre outros fatores, a constituição do solo. Eles concluem dizendo que, devido a grande variação espacial da Ts, tanto a cobertura como material que compõe o solo podem ser os fatores que mais contribuem para que haja grandes diferenças nas estimativas de Ts.

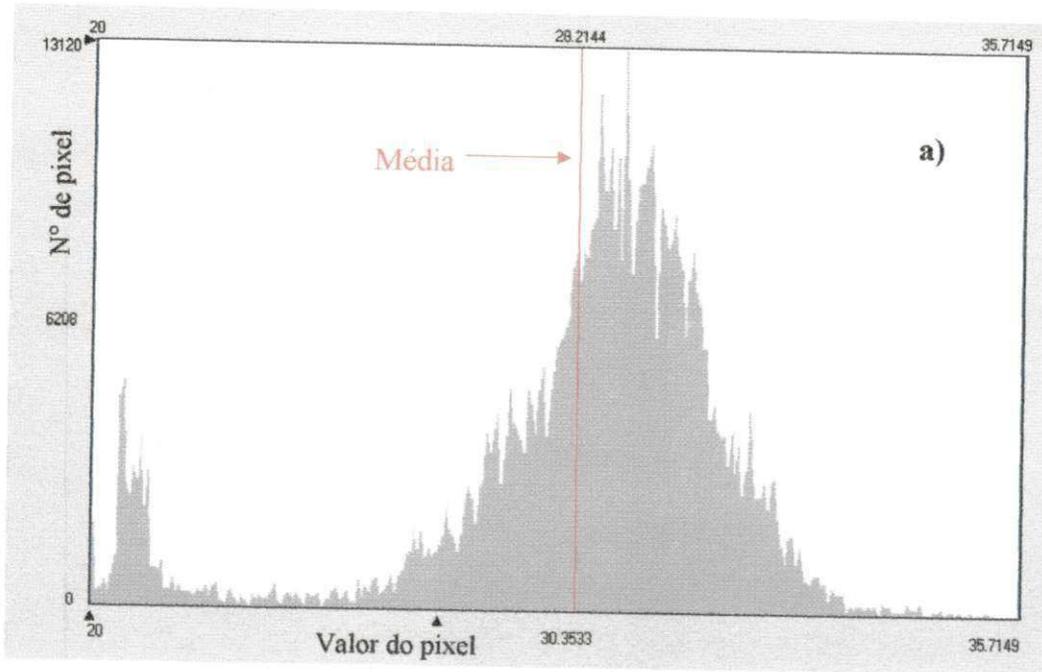
Em trabalho mais recente, Di Pace (2004) aplicou o SEBAL na mesma região deste estudo para verificar em detalhes a influência do modelo digital de elevação (MDE) na estimativa da Ts. Os resultados desse trabalho mostraram que quando aplicado o MDE, a Ts foi 1,5°C menor que a Ts sem a aplicação do modelo. Outro fato marcante nesse estudo foi que tanto a diferença da Ts média quanto da Ts máxima (solo com baixa densidade de vegetal e/ou solo exposto) com a aplicação do modelo foi cerca de 1,4°C menor que sem a aplicação do modelo, enquanto que para a Ts mínima (corpos d'água e/ou solo bem abastecido de água) a diferença entre com e sem a aplicação do modelo foi de apenas 0,5°C, ou seja, o MDE pode ser um grande aliado na estimativa da Ts, em especial em áreas com baixa cobertura vegetal, bem como em região de solo exposto. Portanto, esses resultados reforçam as análises de Ts realizadas anteriormente.



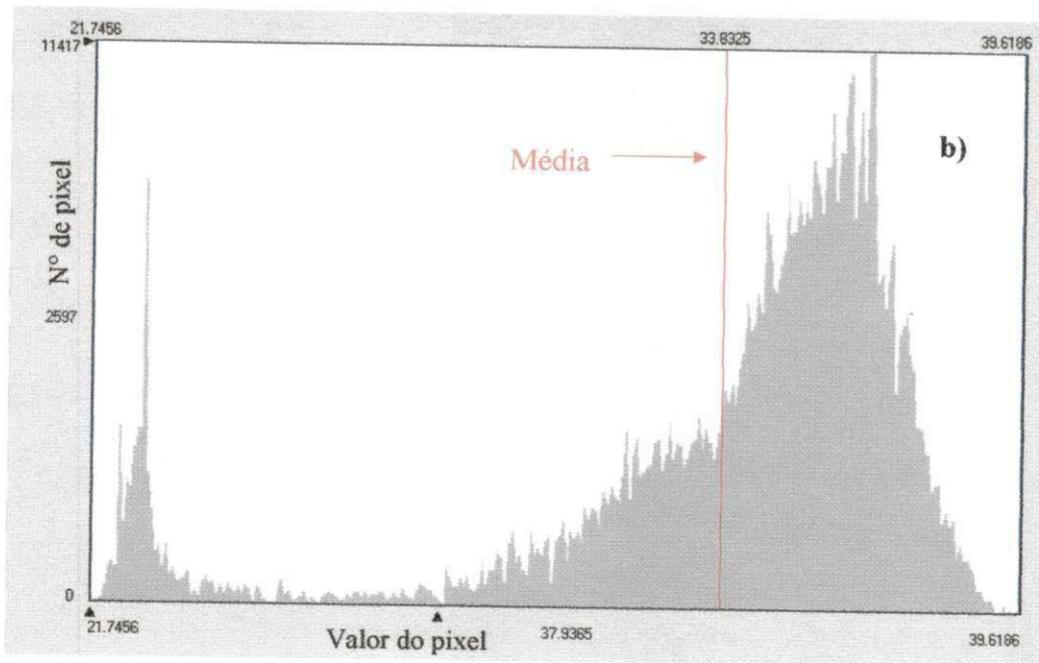
**Figura 4.13a** – Carta da temperatura da superfície (°C) obtida com o Landsat 5, em 04/12/2000



**Figura 4.13b** - Carta da temperatura da superfície (°C) obtida com o Landsat 5, em 04/10/2001



**Figura 4.14a** – Histograma de frequência da temperatura da superfície (°C) do Landsat 5 em 04/12/2000

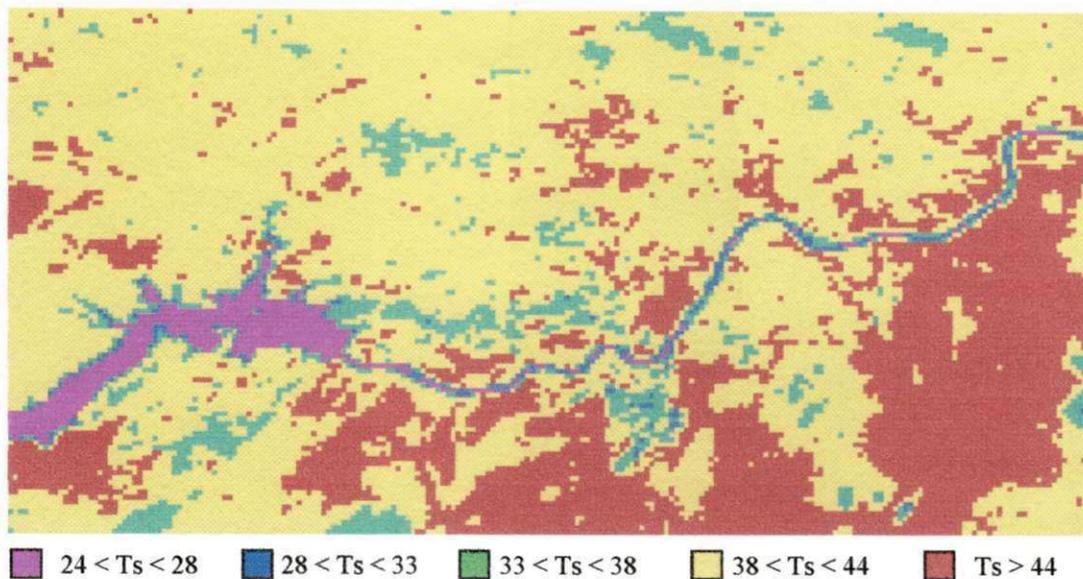


**Figura 4.14b** - Histograma de frequência da temperatura da superfície (°C) obtida com o Landsat 5 em 04/10/2001.

Para fins comparativos entre a Ts do Landsat-5 e NOAA-16, atribuiu-se a mesma tonalidade de cores para análise dos alvos das referidas cartas. No entanto, foi utilizada uma faixa de Ts para a carta NOAA-16 diferente daquela do Landsat 5, uma vez que a diferença de Ts entre ambas é muito expressiva. A Figura 4.15 representa a carta da temperatura da superfície (°C) do NOAA-16 para o dia 04/10/2001, onde as tonalidades magenta e azul representam superfícies líquidas e áreas com cultivo irrigado bem abastecido de água. No entanto, do ponto de vista visual, essa constatação fica um pouco prejudicada, visto que essa carta tem resolução espacial de 1,1km x 1,1km, enquanto que no caso do Landsat 5 essa resolução é de apenas 30mx30m. Os valores de mínimo, médio, máximo e o desvio padrão são de 23,1°C; 42,7°C , 49,3°C e 2,3°C, respectivamente. Ademais, os horários de obtenção das cenas diferem do Landsat 5 e NOAA-16, o que naturalmente proporciona diferenças entre as Ts de um mesmo alvo.

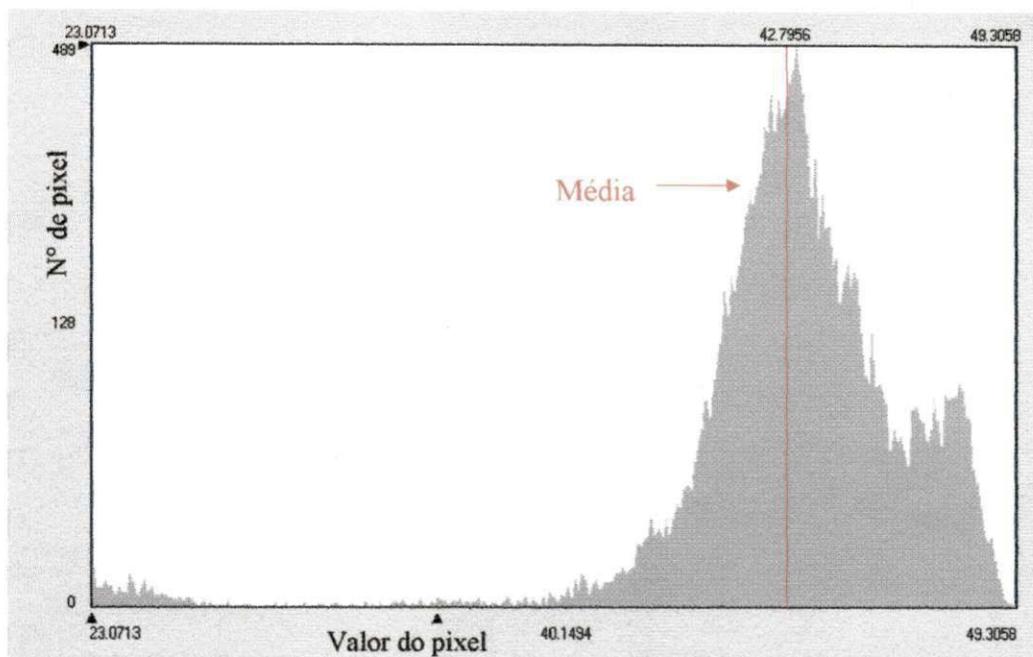
Fazendo-se uma comparação entre a Ts mínima do Landsat-5 nos anos de 2000 e 2001, com a carta de Ts de 2001 do NOAA, nota-se que o valor de Ts mínima está com uma diferença máxima de apenas 3°C. No entanto, a diferença entre a Ts máxima do Landsat-5 para o ano de 2001 é de 9,7°C, enquanto que para 2000 a Ts máxima do NOAA atingiu 11,6°C. Essa enorme diferença pode ser atribuída a três fatores: primeiro, a passagem do Landsat 5 ocorre por volta de 9:30 HL, enquanto que a do NOAA-16 esse horário se dá às 14:00 HL, ou seja, só essa diferença de horário no imageamento da cena já justifica alguns graus entre as estimativas de temperatura do Landsat 5 e NOAA-16. Vale a pena ressaltar que em superfícies líquidas e/ou em áreas bem abastecida de água essa diferença não ocorre de forma tão pronunciada, uma vez que esse tipo de alvo é mais eficiente em absorve a radiação eletromagnética que as superfícies continentais, assim como o tempo de resposta desse alvo é maior do que do continente. O segundo fator está relacionado com a resolução espacial dos sensores TM e AVHRR, ou seja, a informação que chega ao sensor é um valor integrado da área imageada, melhor dizendo, a resposta espectral de um alvo que tem na banda (Banda 6) do termal 120 x 120 metros de resolução espacial é bem diferente daquele que tem resolução espacial de 1,1km x 1,1km. Por fim, o retângulo que compõe a carta NOAA é maior que do Landsat-5. Dessa forma, cria-se a possibilidade real nessa cena NOAA de ter alvos (exemplo; algum tipo de solo ou de rocha) que tenham uma assinatura espectral bem diferente dos alvos encontrados na cena Landsat 5, produzindo aumento da refletância, resultando em aumento da Ts. Essa análise pode ser em parte constatada, pelo menos do ponto de vista visual, olhando-se para o canto inferior direito da carta

NOAA, onde se observa uma grande mancha em vermelho, quase contínua, com grande extensão territorial, possivelmente correspondendo a um tipo de rocha ou solo com alta refletância.



**Figura 4.15-** Carta da temperatura da superfície(°C) obtida com o NOAA-16 em 04/10/2001

A Figura 4.16 representa o histograma de frequência da temperatura da superfície (°C) do NOAA-16 para o dia 04/10/2001, onde a linha vertical vermelha indica a média de Ts. Este histograma de frequência também apresenta duas modas. Ao contrário do histograma da carta Landsat 5, no entanto, esse histograma apresenta as duas modas do lado direito, sendo que a moda principal (maior) apresenta um valor de 42,9°C, que se assemelha muito ao valor da média que é de 42,7°C, enquanto que o valor da segunda moda (mais a direita) é de 47,6°C. Esse valor modal de 47,6°C corresponde, na carta do NOAA, justamente àquela grande mancha contínua no canto inferior direito da carta, como já mencionado, indica provavelmente área com tipo de solo que favoreça tais valores.



**Figura 4.16-** Histograma de frequência da temperatura da superfície (°C) obtida com o NOAA-16 em 04/10/2001

O par de Figuras 4.17 e 4.18 representa as cartas de temperatura da superfície (°C) do Landsat-5 e NOAA-16 para o dia 24/09/2003, respectivamente. Os menores valores de  $T_s$ , como era de se esperar, concentraram-se no lago de Sobradinho e no rio São Francisco, onde se observa, para o caso do Landsat 5,  $T_s$  variando de 20,9°C a 22°C, enquanto que para o NOAA esses valores variaram de 21,1°C a 25°C. Também foram encontrados valores próximos a esses no canto inferior direito da carta Landsat-5, onde se percebe dois pequenos pivôs, que constituem parte do campo experimental de Mandacaru e concentram  $T_s$  na faixa de 22°C a 24,5°C. Comparando-se as cartas do Landsat 5 e NOAA-16, percebe-se poucos pontos em azul na carta do NOAA, enquanto que no caso do Landsat-5 essa tonalidade é mais freqüente. A principal razão disso reside no fato de que a imagem NOAA como já foi mencionado tem baixa resolução espacial (1,1 km x 1,1km), e como grande parte das áreas irrigadas dessa região não alcançam essa dimensão, a cor em azul na carta NOAA não apresenta boa visualização. Aparece em destaque no centro da carta do Landsat-5 um aglomerado em azul correspondendo áreas com cultivo irrigado, com  $T_s$  variando de 23,3°C até 26,8°C, enquanto que na carta NOAA essa variação atinge a faixa de 28°C a 32°C, e só

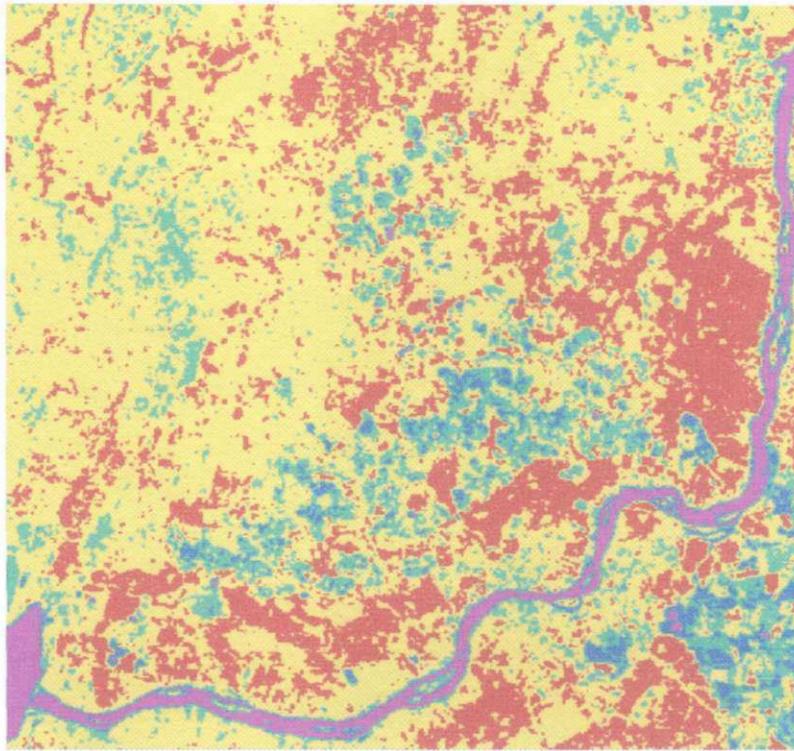
é vista nas bordas do lago de Sobradinho e em poucas áreas (parte inferior da carta) do campo experimental de Mandacaru.

As estimativas de Ts da água, encontrados nesta pesquisa, são semelhantes aos obtidos por Schnider e Mauser (1996) que estimaram a Ts do lago de Uberlingen (Alemanha) através de dados obtidos pelo Landsat-5 e as compararam com medidas de superfície do lago tomadas no instante do imageamento da cena, e obtiveram um valor de 20,6°C para a medida de Ts do lago e 19,9°C para a estimativa do satélite. Yokoyama & Tanba (1991) utilizaram vários algoritmos diferentes para estimar a Ts de um lago no Japão. Eles compararam a Ts do lago estimado pelo NOAA-9 com medidas feitas com bóias e notaram que as estimativas do NOAA-9 sobreestimaram a Ts medida em até 2,3°C.

A Ts de áreas com pouca cobertura vegetal, que corresponde a cor verde nas cartas, variou de 27°C a 30°C na carta do Landsat-5, enquanto que na carta NOAA-16 essa variação foi de 33°C até aproximadamente 38°C. A tonalidade amarela que representa solo exposto, apresenta uma variação de Ts de 30°C a 34°C na carta Landsat-5, enquanto que no NOAA-16 a faixa de Ts variou de 38°C a 44°C.

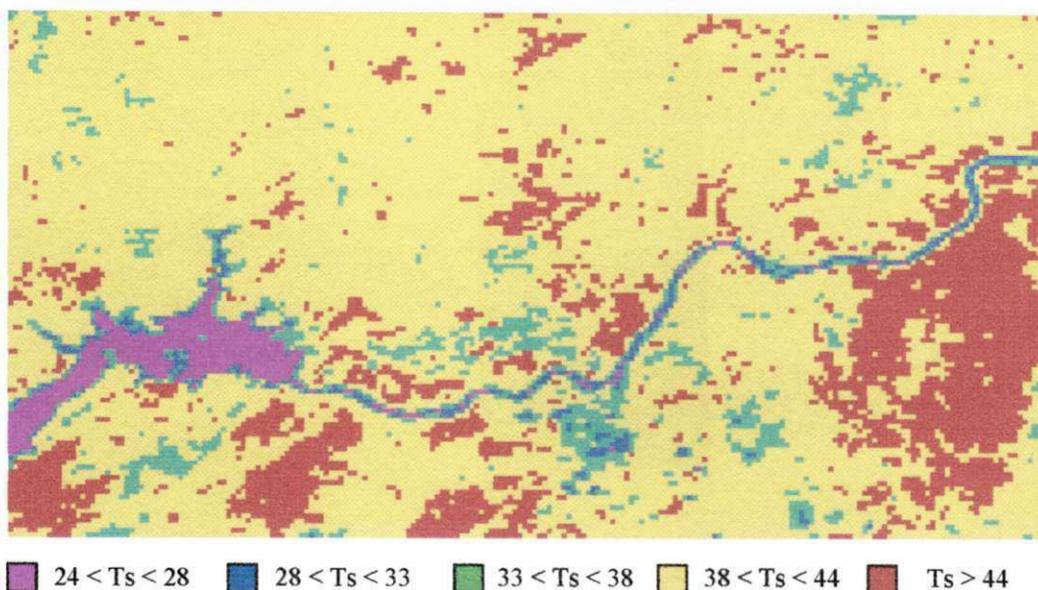
Visualmente, percebe-se claramente o domínio da tonalidade amarela na carta de Ts do NOAA, indicando que grande parte da cena está no limiar entre solo com baixa cobertura vegetal e solo exposto, enquanto que na carta de Ts do Landsat 5 essa tonalidade também é expressiva. Devido a melhor resolução espacial do sensor TM, essa tonalidade se apresenta em menor destaque. A faixa de Ts obtida pelo NOAA-16 para solo exposto encontrado nessa pesquisa é da mesma ordem de magnitude do observado por Ma et al. (2003), que estudou a Ts via satélite numa região árida do noroeste da China, e encontrou valores médios de 26°C para Ts correspondente aos pixels no oásis e 46°C para os pixels atribuídos a área de solo exposto. As áreas em vermelho, que caracterizam áreas com solo totalmente exposto, compreendem a Ts de 34°C a 38,4°C para a carta Landsat 5, enquanto que para a carta do NOAA-16 essa variação foi de 44°C a 49,3°C. Essa grande diferença entre as Ts do Landsat-5 e NOAA-16, como já mencionado anteriormente, é atribuída a diferença de horário de passagens dos satélites, a resolução espacial, bem como a diferença de tamanho do retângulo que compõe as duas cenas. Além disso, Bernstein (1992) assegura que o nível de incerteza que caracteriza as Ts obtidas pelo sensor AVHRR é devido uma variedade de fontes. Primeiro, o próprio radiômetro possui um ruído entre 0,1°C e 0,2°C, em segundo lugar, um erro adicional de 0,1 e 0,2°C pode ocorrer devido à presença de

pequenas nuvens não detectáveis pelo campo de visada do radiômetro, assim como por efeitos atmosféricos não modelados, como também por aerossóis. Além disso, deve-se ainda levar em consideração a diferença existente entre a  $T_s$  obtida pelo sensor e a  $T_s$  medida *in situ*, que é tomada a uma certa profundidade do solo.



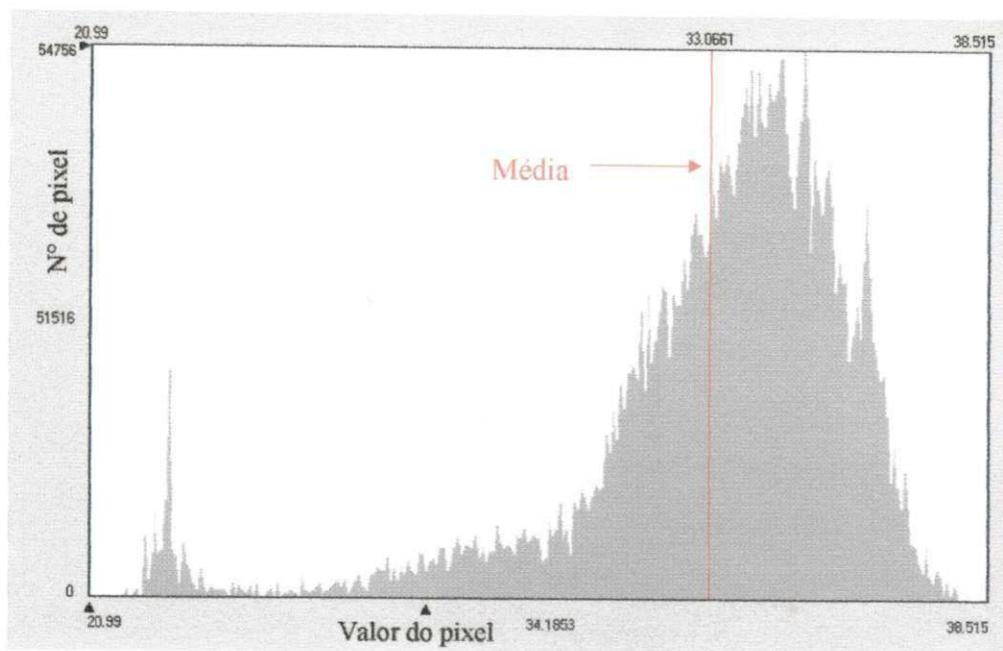
■  $T_s < 23$    ■  $23 < T_s < 27$    ■  $27 < T_s < 30$    ■  $30 < T_s < 34$    ■  $T_s > 34$

**Figura 4.17** - Carta da temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) obtida com o Landsat 5 em 24/09/2003

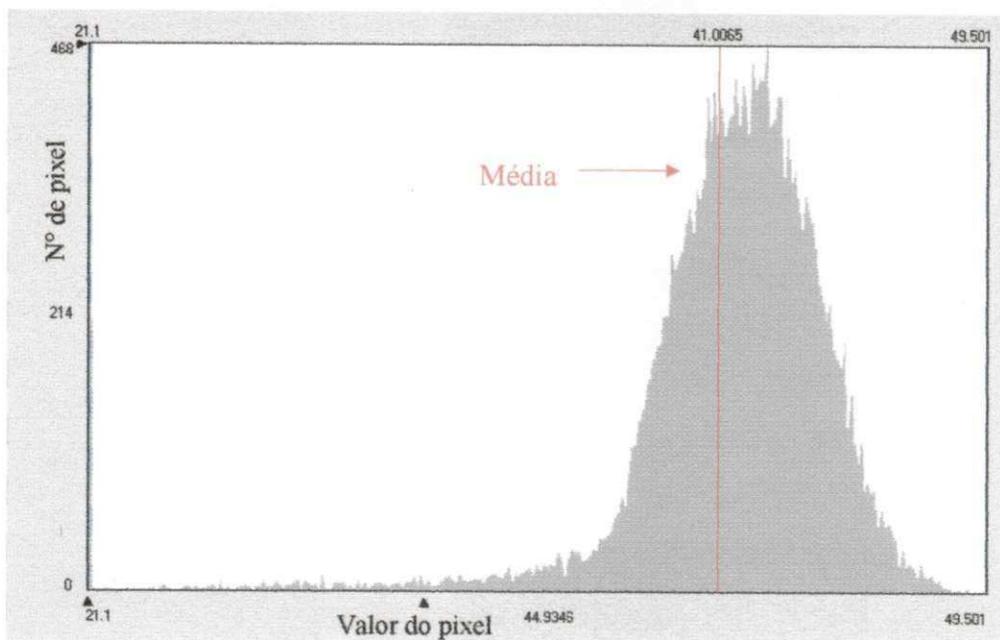


**Figura 4.18** - Carta da temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) obtida com o NOAA-16 em 24/09/2003

O par de Figuras 4.19 e 4.20 corresponde aos histogramas de frequência da  $T_s$  do Landsat-5 e NOAA-16 para o dia 24/10/2003, respectivamente. Os valores mínimo, média, máximo, e desvio padrão para a cena Landsat 5 são;  $20,9^{\circ}\text{C}$ ,  $33,1^{\circ}\text{C}$ ,  $38,5^{\circ}\text{C}$ , e  $2,9^{\circ}\text{C}$  respectivamente, enquanto que para a cena NOAA-16 esses valores foram  $21,1^{\circ}\text{C}$ ,  $41,0^{\circ}\text{C}$ ,  $49,5^{\circ}\text{C}$ , e  $3,8^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Nota-se claramente que na cena Landsat-5 o histograma é bi-modal, enquanto que no caso do NOAA-16 o histograma é uni-modal. A moda à esquerda (menor) na carta Landsat 5 corresponde a corpos d'água e apresenta um valor de  $22,5^{\circ}\text{C}$ , enquanto que a moda maior (à direita) corresponde ao solo e tem valor de  $34,2^{\circ}\text{C}$ . Já para a cena NOAA o valor da moda foi de  $42,4^{\circ}\text{C}$ .



**Figura 4.19** - Histograma de frequência da temperatura da superfície (°C) obtida com Landsat 5 em 24/09/2003



**Figura 4.20** - Histograma de frequência da temperatura da superfície (°C) obtida com o NOAA-16 em 24/09/2003

#### 4.5- Radiação de onda curta e onda longa

A Tabela 4.1 apresenta os valores da radiação de onda curta incidente e a radiação de onda longa emitida pela atmosfera para o Landsat 5 nos anos de 2000, 2001 e 2003 e nos anos 2001 e 2003 para o NOAA-16. Os valores foram estimados segundo a equação utilizada por Bastiaanssen (1995) e Allen et al. (2002) e considerados constantes para toda cena e anos estudados. A radiação solar global estimada para 2001 encontra-se muito próxima do valor observado na estação meteorológica de Bebedouro, localizada no município de Petrolina-PE, que foi de  $863 \text{ Wm}^{-2}$ , às 10 h da manhã, evidenciando assim que a equação utilizada nesta pesquisa apresenta boa precisão. As estimativas de  $R_{s\downarrow}$  e  $R_{L\downarrow}$  entre os anos e sensores apresentam boa concordância, a maior diferença entre as estimativas foi entre a  $R_{s\downarrow}$  do Landsat-5 do ano de 2000 e a  $R_{s\downarrow}$  do NOAA-16 para o ano de 2003, contudo essa diferença não ultrapassou os 8%. Observa-se também na Tabela 4.1, que as estimativas de radiação de onda longa emitida pela atmosfera entre os anos e satélites não apresentam variação expressiva, a maior diferença entre essa variável é observada na  $R_{L\downarrow}$  obtida com Landsat 5 entre os anos de 2000 e 2003, em que tal diferença é só de  $27 \text{ Wm}^{-2}$ .

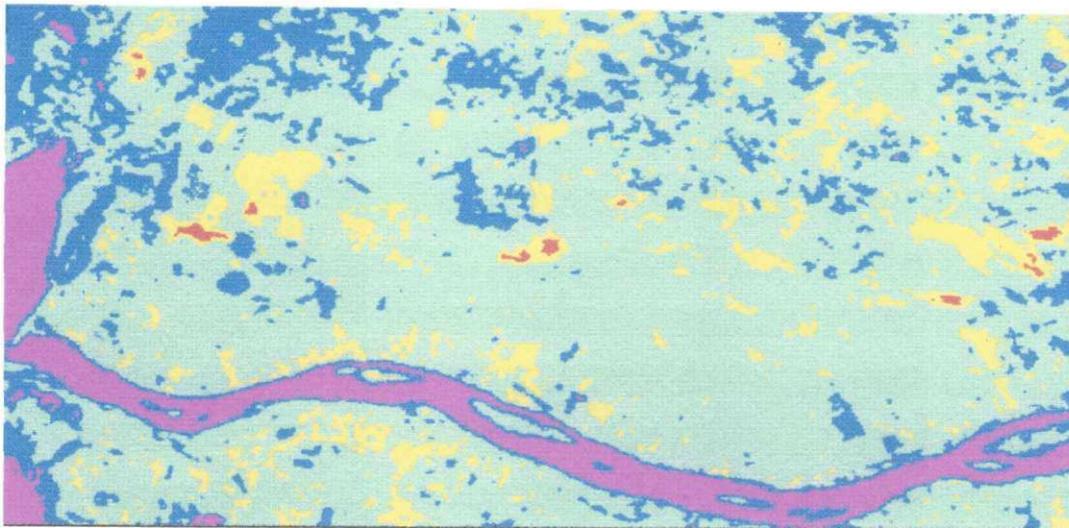
**Tabela 4.1** – Radiação de onda curta incidente medida e estimada respectivamente e, estimativa da radiação de onda longa emitida pela atmosfera para o Landsat 5 nos anos de 2000, 2001 e 2003 e nos anos de 2001 e 2003 para o NOAA-16.

LANDSAT-5	2000	2001	2003
$R_{sr} (\text{Wm}^{-2})$	880	863	910
$R_{sr} (\text{Wm}^{-2})$	867	896,5	945,7
$R_{Lr} (\text{Wm}^{-2})$	355,8	361,5	382,8
NOAA-16	2000	2001	2003
$R_{sr} (\text{Wm}^{-2})$	–	878	920
$R_{Lr} (\text{Wm}^{-2})$	–	367,3	375,4

As cartas de radiação de onda longa emitida pela superfície ( $R_{L\uparrow}$ ) estão representadas pelas Figuras 4.21a e 4.21b, onde as áreas com tonalidade magenta representam valores de  $R_{L\uparrow}$  inferiores a  $425 \text{ Wm}^{-2}$  para ambos os anos e correspondem aos corpos d'água. O valor mínimo de  $R_{L\uparrow}$  para o ano de 2000 foi  $390 \text{ W.m}^{-2}$ , enquanto que para 2001 foi da ordem de  $420 \text{ Wm}^{-2}$ . As áreas em tonalidade avermelhada representam valores de  $R_{L\uparrow}$  superiores a  $480 \text{ Wm}^{-2}$ , correspondem a áreas com baixa cobertura vegetal ou solo exposto. O valor de  $R_{L\uparrow}$  máximo para o ano de 2000 foi de  $489 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que para 2001 esse valor atingiu  $517 \text{ Wm}^{-2}$ .

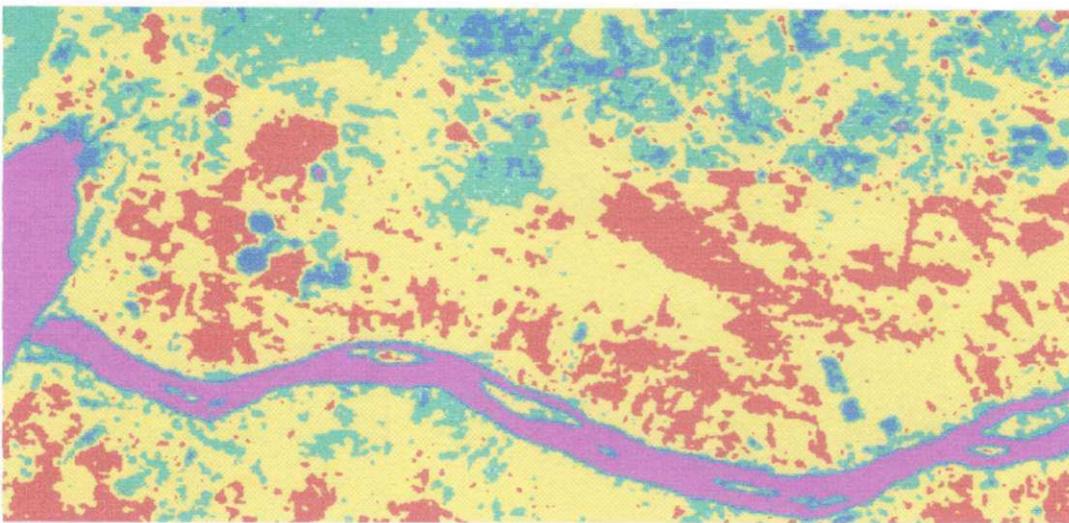
Percebe-se também que a tonalidade azulada, com maior destaque os pivôs (canto esquerdo da carta) correspondem às áreas com cultivo irrigado e apresentam valores de  $R_{L\uparrow}$  entre  $425 \text{ Wm}^{-2}$  e  $440 \text{ Wm}^{-2}$ . Nota-se nitidamente a predominância da tonalidade esverdeada na carta de 2000, ou seja, grande parte dos valores de  $R_{L\uparrow}$  está compreendida entre  $445 \text{ Wm}^{-2}$  e  $465 \text{ Wm}^{-2}$ . Já no ano de 2001, observa-se predominância da tonalidade amarelada, que limita  $R_{L\uparrow}$  entre  $465 \text{ Wm}^{-2}$  a  $485 \text{ W.m}^{-2}$ . Essa diferença de  $20 \text{ Wm}^{-2}$  entre as cartas de  $R_{L\uparrow}$  está associada ao fato de que a temperatura da superfície em 2001 foi superior a temperatura de superfície apresentada nas mesmas áreas em 2000. O valor da  $R_{L\uparrow}$  média, moda e desvio padrão para o ano de 2000 foi de  $447 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $447,4 \text{ Wm}^{-2}$  e  $13 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente, enquanto que para 2001 esses números foram iguais a  $480 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $493,3 \text{ Wm}^{-2}$  e  $20,3 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente.

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



■  $R_{L\uparrow} < 425$ 
■  $425 < R_{L\uparrow} < 445$ 
■  $445 < R_{L\uparrow} < 465$ 
■  $465 < R_{L\uparrow} < 485$ 
■  $R_{L\uparrow} > 485$

**Figura 4.21a** - Carta da radiação de onda longa emitida pela superfície ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 04/12/2000

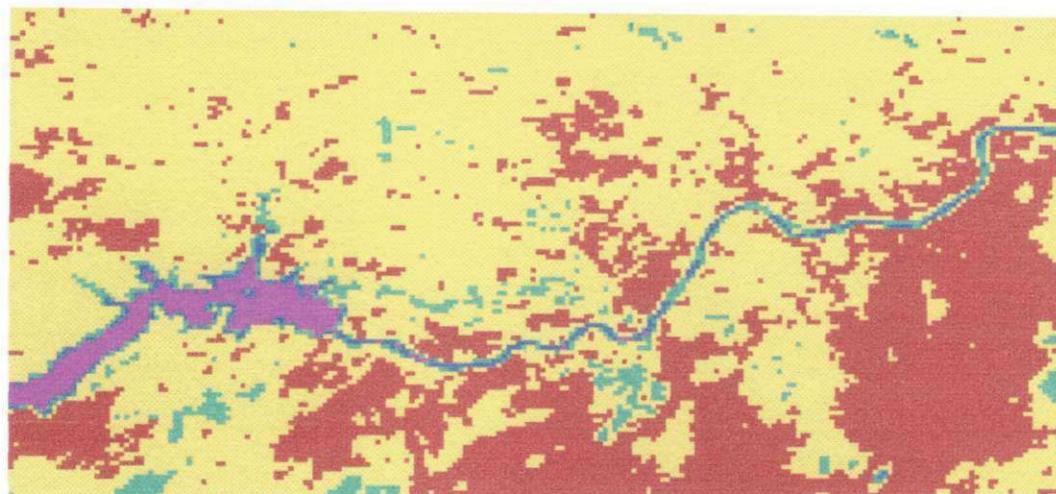


■  $R_{L\uparrow} < 425$ 
■  $425 < R_{L\uparrow} < 445$ 
■  $445 < R_{L\uparrow} < 465$ 
■  $465 < R_{L\uparrow} < 485$ 
■  $R_{L\uparrow} > 485$

**Figura 4.21b** - Carta da radiação de onda longa emitida pela superfície ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 04/10/2001

Para a plataforma NOAA, a estimativa da  $R_{L\uparrow}$  para o ano de 2001 pode ser visualizada na Figura 4.22. Nota-se primeiramente que essa carta apresenta, em termos visuais, um padrão de distribuição de cores muito semelhante ao da carta de  $T_s$  (Figura 4.15), vez que  $R_{L\uparrow}$  depende, sobretudo, da emissividade e da temperatura da superfície. A exemplo das cartas do Landsat 5 ( $R_{L\uparrow}$ ) a tonalidade magenta corresponde aos corpos d'água, que neste caso em particular apresenta um valor mínimo de  $423 \text{ Wm}^{-2}$ . Já tonalidade azulada que corresponde nas cartas de  $R_{L\uparrow}$  do Landsat-5 áreas com cultivo irrigado, é vista nessa carta apenas ao longo do trecho do rio São Francisco e bordas do lago de Sobradinho, ou seja, devido a baixa resolução espacial do AVHRR/NOAA, os pixels que correspondem as áreas com cultivo irrigado (pequenas áreas) são aparecem de forma destacada nessa carta, dificultando a análise qualitativa da  $R_{L\uparrow}$  dessas áreas.

Percebe-se também pequenas manchas esverdeadas com a  $R_{L\uparrow}$  variando de  $455$  a  $465 \text{ Wm}^{-2}$ , correspondendo às áreas com vegetação mais densa. A média o valor máximo, a moda e desvio padrão foram iguais a:  $483 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $550 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $483,8 \text{ Wm}^{-2}$  e  $25,4 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. A predominância da coloração amarela evidencia que grande parte dessa cena apresenta emissão de radiação de onda longa entre  $465$  e  $485 \text{ Wm}^{-2}$ , indicando que essa área é, em grande parte, constituída de solo com baixa densidade de vegetação. Esses valores apresentam uma razoável concordância com aqueles obtidos por Jackson et al. (1985), ao estudarem o balanço de radiação em áreas com solo exposto e em áreas com seis diferentes cultivares de trigo, no Arizona (Estados Unidos). Os pesquisadores compararam as estimativas  $R_{L\uparrow}$  de satélites com medidas realizadas à superfície e verificaram que o valor médio estimado sobreestimou em 7% o valor médio medido, com valores da  $R_{L\uparrow}$  variando de  $400$  a  $600 \text{ Wm}^{-2}$  para solo exposto e de  $280$  a  $400 \text{ Wm}^{-2}$  para as áreas com os cultivares de trigo.

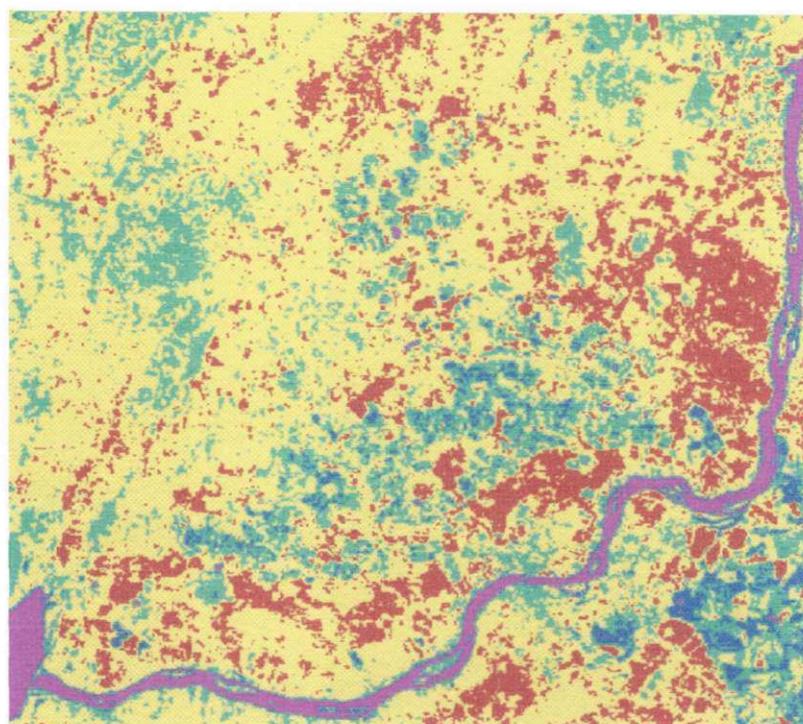


$R_{L\uparrow} < 425$ 
  $425 < R_{L\uparrow} < 445$ 
  $445 < R_{L\uparrow} < 465$ 
  $465 < R_{L\uparrow} < 485$ 
  $R_{L\uparrow} > 485$

**Figura 4.22-** Carta da radiação de onda longa emitida pela superfície ( $Wm^{-2}$ ) obtida com o NOAA-16 em 04/10/2001

Apresenta-se, agora, a análise das Figuras 4.23 e 4.24 que representam as cartas de  $R_{L\uparrow}$  para o Landsat-5 e NOAA-16 no dia 24/09/2003, respectivamente. As tonalidades das referidas cartas da  $R_{L\uparrow}$  obedecem rigorosamente a mesma correspondência de áreas das cartas de  $R_{L\uparrow}$  anteriormente analisadas. O padrão de distribuição de cores da carta da  $R_{L\uparrow}$  do Landsat-5 para o ano de 2003 é muito similar ao encontrado na carta da  $T_s$  do mesmo ano, onde se visualiza maior predominância da coloração amarela ( $465 Wm^{-2} < R_{L\uparrow} < 485 Wm^{-2}$ ) que corresponde a  $T_s$  na faixa de  $30^{\circ}C$  a  $34^{\circ}C$ . Esta carta também revela que as áreas com cultivo irrigado (em azul) com  $T_s$  variando de  $23^{\circ}C$  a  $27^{\circ}C$ , se distribuem ao longo do curso do rio São Francisco, no entanto, concentram-se numa área que seguramente distam das margens do rio, visto que a mesma apresenta alto grau de antropismo, indicando que esse fato não só possibilitou como também aprofundou a migração do irrigante dessas áreas para aquele com menor grau de ocupação do solo. A média, o valor mínimo (magenta), máximo (em vermelho), moda e desvio padrão da  $R_{L\uparrow}$  para ano de 2003 foram de  $474 Wm^{-2}$ ,  $401 Wm^{-2}$ ,  $500 Wm^{-2}$ ,  $484,6 Wm^{-2}$  e  $17,6 Wm^{-2}$  respectivamente. Di Pace (2004) aplicou um modelo digital de elevação (MDE) nessa mesma região de estudo, com vistas a estimar a  $R_{L\uparrow}$  e comparar com as estimativas de  $R_{L\uparrow}$  sem aplicação do MDE, os resultados mostraram que não houve diferença significativa entre as estimativas de  $R_{L\uparrow}$

com ou sem MDE, os valores variaram de  $435,4 \text{ Wm}^{-2}$  a  $477 \text{ Wm}^{-2}$  com aplicação do MDE e de  $432,6 \text{ Wm}^{-2}$  a  $473 \text{ Wm}^{-2}$  sem aplicação do MDE.

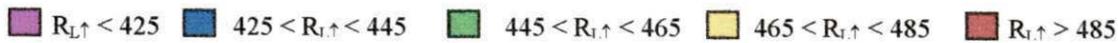
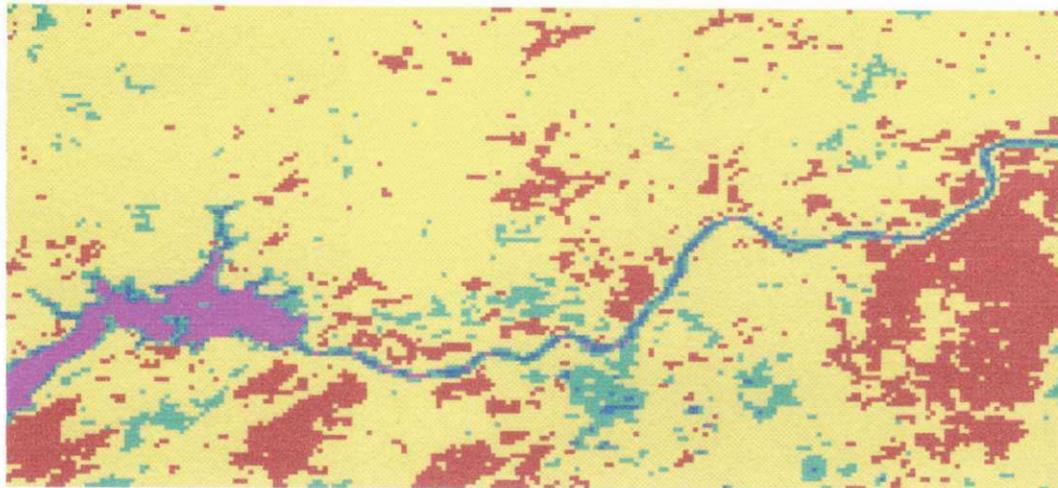


■  $R_{L\uparrow} < 425$  ■  $425 < R_{L\uparrow} < 445$  ■  $445 < R_{L\uparrow} < 465$  ■  $465 < R_{L\uparrow} < 485$  ■  $R_{L\uparrow} > 485$

**Figura 4.23** - Carta da radiação de onda longa emitida pela superfície ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido com Landsat 5 em 24/09/2003

Nota-se grande semelhança entre a carta de  $R_{L\uparrow}$  do NOAA-16 do ano de 2001 (Figura 4.22) com a carta de  $R_{L\uparrow}$  desse mesmo satélite do ano de 2003 (Figura 4.24). Essa constatação pode ser facilmente observada quando se compara a estatística das duas cartas, ou seja, a  $R_L$  média, o valor mínimo, moda e desvio padrão da carta de 2001, praticamente não apresentam diferença (cerca de 2%) com relação à carta de  $R_{L\uparrow}$  do ano de 2003, com valores iguais a :  $484,5 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $395 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $484 \text{ Wm}^{-2}$  e  $26 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. No entanto, o valor máximo da  $R_{L\uparrow}$  na carta de 2003 é cerca de 8% menor que da carta do ano 2001, com valor máximo de  $510 \text{ W.m}^{-2}$ , ou melhor, um decréscimo de  $40 \text{ W.m}^{-2}$ . Em primeira análise essa diferença entre  $R_{L\uparrow}$  nas cartas, se traduz em menor quantidade de pixels que corresponde as características espectrais de áreas com solo exposto. Isso pode de fato ser visualizado entre as cartas, onde se

observa maior quantidade de pixels com tonalidade avermelhada (solo exposto) na carta da  $R_{L\uparrow}$  do ano de 2001 do que na carta da  $R_{L\uparrow}$  do ano de 2003.



**Figura 4.24-** Carta da radiação de onda longa emitida pela superfície ( $Wm^{-2}$ ) obtida com o NOAA-16 em 24/09/2003

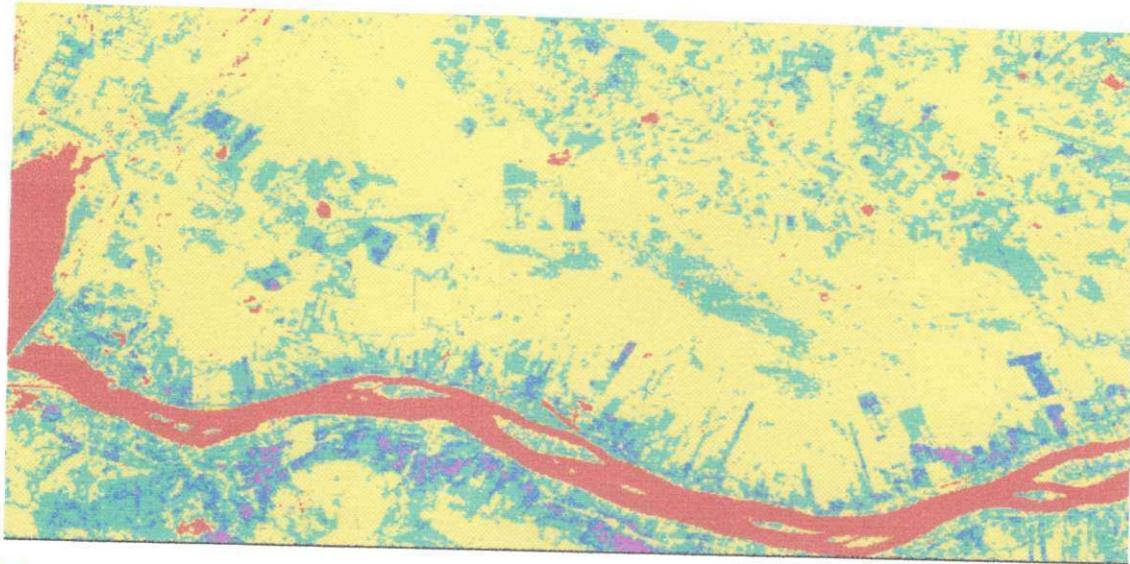
#### 4.6- Saldo de Radiação à Superfície (Rn)

As Figuras 4.25a e 4.25b representam os valores instantâneos do saldo de radiação à superfície (Rn) obtidos com Landsat 5 em 04/12/2000 e 04/10/2001, respectivamente. As áreas com tonalidade magenta em ambas as cartas representam valores de Rn inferiores a  $360 Wm^{-2}$ , que correspondem às áreas sem vegetação, e concentram-se em sua maioria às margens do rio São Francisco. Já as áreas com tonalidade avermelhada representam valores de Rn superiores a  $660 Wm^{-2}$  e correspondem ao Lago de Sobradinho, trecho do rio São Francisco e alguns açudes. É importante salientar que a distribuição de tonalidades nas cartas de Rn é bastante similar. A carta do ano de 2000, no entanto, apresenta maior predominância da tonalidade amarelada ( $560 Wm^{-2} < Rn < 660 Wm^{-2}$ ) que em grande parte corresponde às áreas irrigadas. Em outras palavras, isto denota que existe maior quantidade de energia disponível na carta do ano de 2000 para ser utilizada nos processos físicos, que na carta de Rn do ano de 2001.

Considerando que a estimativa de Rn instantâneo possibilita a espacialização dessa estimativa na cena como um todo, as estimativas de Rn desta pesquisa estão coerentes com os valores pontuais obtidos por Silva (2000) que estudou as necessidades hídricas da mangueira na mesma região pesquisada e verificou que o Rn às 9:30 h foi de  $471 \text{ Wm}^{-2}$ . A mesma comparação pode ser atribuída ao trabalho de Teixeira et al. (2000) que estudaram o balanço de radiação em área com cultivo de mangueira no mesmo perímetro irrigado e encontraram valores do Rn próximo a  $500 \text{ Wm}^{-2}$ . Pode-se salientar também, a título de comparação dessas estimativas de Rn, alguns trabalhos envolvendo estimativas de Rn via satélite desenvolvidos nos últimos 15 anos, a exemplo Moran et al. (1989) que estudaram os componentes do balanço de energia à superfície com base em dados do Landsat 5, e obtiveram valores  $700 \text{ Wm}^{-2}$  para o Rn na área com plantio de algodão e  $600 \text{ Wm}^{-2}$  para a área com trigo e alfafa.

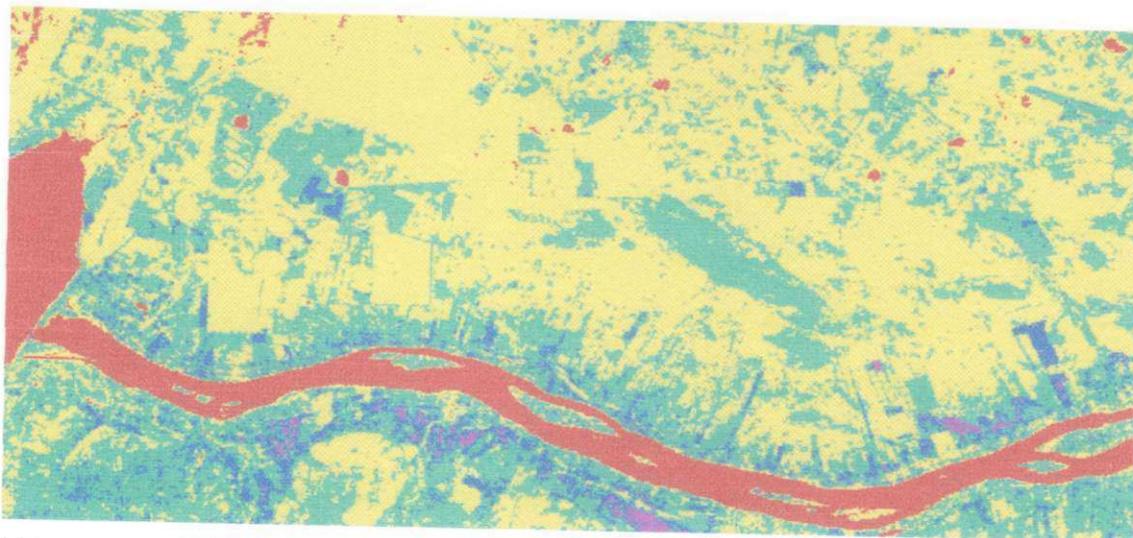
No ano seguinte Kustas et al. (1990) avaliaram o Rn via satélite com dados medidos à superfície, em área de solo exposto e área com alfafa no Arizona (Estados Unidos), e verificaram que o Rn via satélite sobreestimou em 8% ao medido nas áreas, o erro médio quadrado entre os métodos foi de apenas  $30 \text{ Wm}^{-2}$ .

Passado quase 10 anos do estudo de Moran et al. (1989), Bastiaanssen et al. (1998b) aplicaram a mesma metodologia dessa pesquisa (SEBAL) na bacia do rio Heihe (China) e verificaram que o Rn na área de oásis atingiu  $500 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que no deserto o Rn só alcançou  $400 \text{ Wm}^{-2}$ .



$Rn < 360$ 
  $360 < Rn < 460$ 
  $460 < Rn < 560$ 
  $560 < Rn < 660$ 
  $Rn > 660$

**Figura 4.25a** - Carta do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) obtida com o Landsat 5 em 04/12/2000



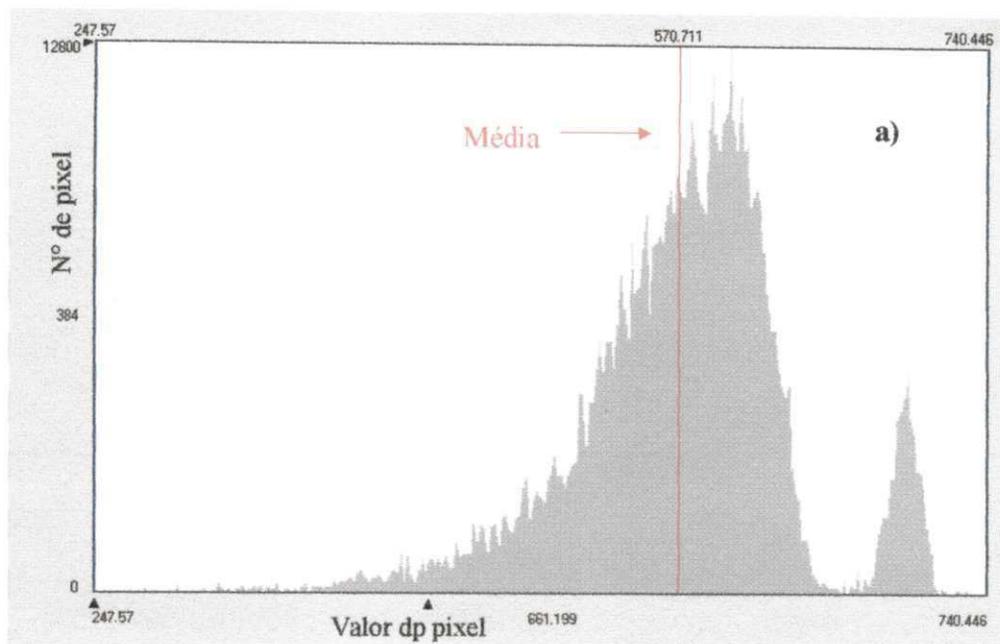
$Rn < 360$ 
  $360 < Rn < 460$ 
  $460 < Rn < 560$ 
  $560 < Rn < 660$ 
  $Rn > 660$

**Figura 4.25b** - Carta do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) obtida com o Landsat 5 em 04/10/2001

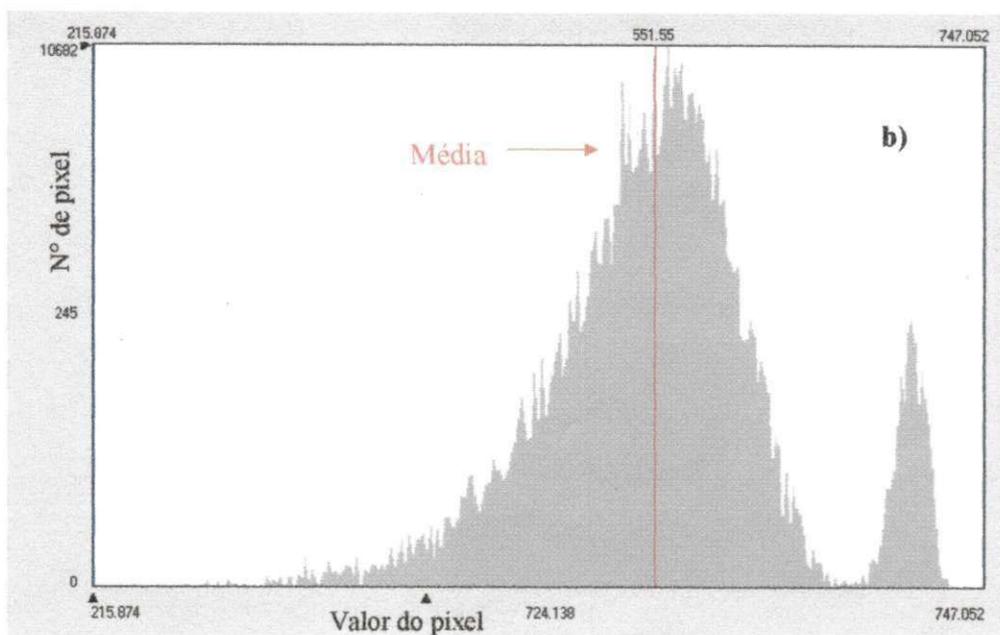
As Figuras 4.26a e 4.26b representam os histogramas de frequência do saldo de radiação das datas 04/12/2000 e 04/10/2001, respectivamente. Observa-se que os valores de  $R_n$  variam de  $247,6 \text{ Wm}^{-2}$  a  $740,4 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2000 e  $215,8 \text{ Wm}^{-2}$  a  $747 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2001. Os valores médios de  $R_n$  são representados pela linha vertical vermelha, com  $R_n$  de  $570,7 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2000 e  $551,5 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2001, enquanto que o desvio padrão foi de  $53 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e  $63 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001, respectivamente.

Observam-se duas modas em ambos os histogramas, onde a moda à esquerda (menor) representa os valores de  $R_n$  correspondente a área de com pouca vegetação, cujos valores são de  $596 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e  $563,7 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001. A moda a direita (maior) representa os valores de  $R_n$  para o lago de Sobradinho e rio São Francisco, cujos valores são de  $695,5 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e  $701,4 \text{ Wm}^{-2}$  no ano de 2001. Bezerra (2004) selecionou quatro áreas (pivô central, solo exposto, caatinga, lago) nessa mesma região de estudo e comparou os dados estatísticos dessas áreas para os anos de 2000 e 2001. O referido autor não encontrou diferença significativa no valor médio de  $R_n$  entre os anos nessas áreas, exceto na área de caatinga, onde o  $R_n$  do ano de 2000 foi cerca de 10% maior que no ano de 2001. Os valores médios de  $R_n$  naquele trabalho foram muito semelhantes aos obtidos nessa pesquisa, com  $R_n$  de  $570 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2000 e  $551 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2001.

No mesmo ano Di Pace (2004) avaliou o saldo de radiação nessa região e encontrou um valor médio de  $R_n$  15% maior na estimativa sem aplicação do MDE no ano de 2000, enquanto que no ano de 2001, esse percentual só atingiu os 8%. As médias com o MDE foram de  $478,6 \text{ Wm}^{-2}$  com MDE e  $560,8 \text{ Wm}^{-2}$  sem o MDE para o ano de 2000 e  $520,7 \text{ Wm}^{-2}$  com MDE e  $567,7 \text{ Wm}^{-2}$  sem o MDE para o ano de 2001, respectivamente.

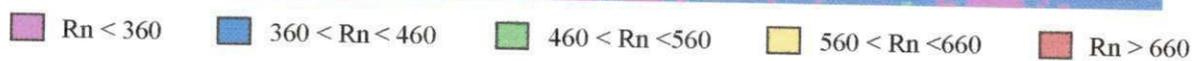
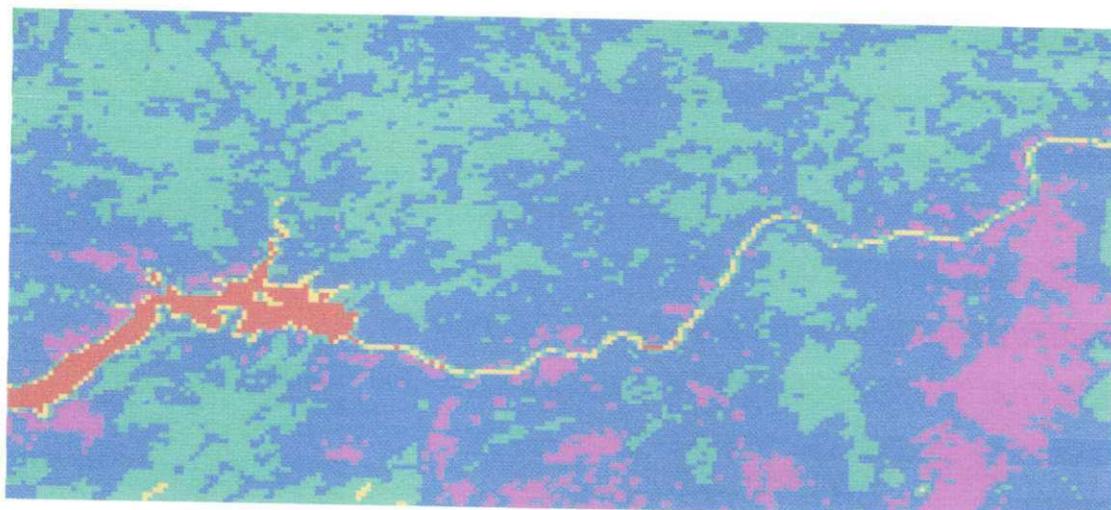


**Figura 4.26a** – Histograma de frequência do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 04/12/2000

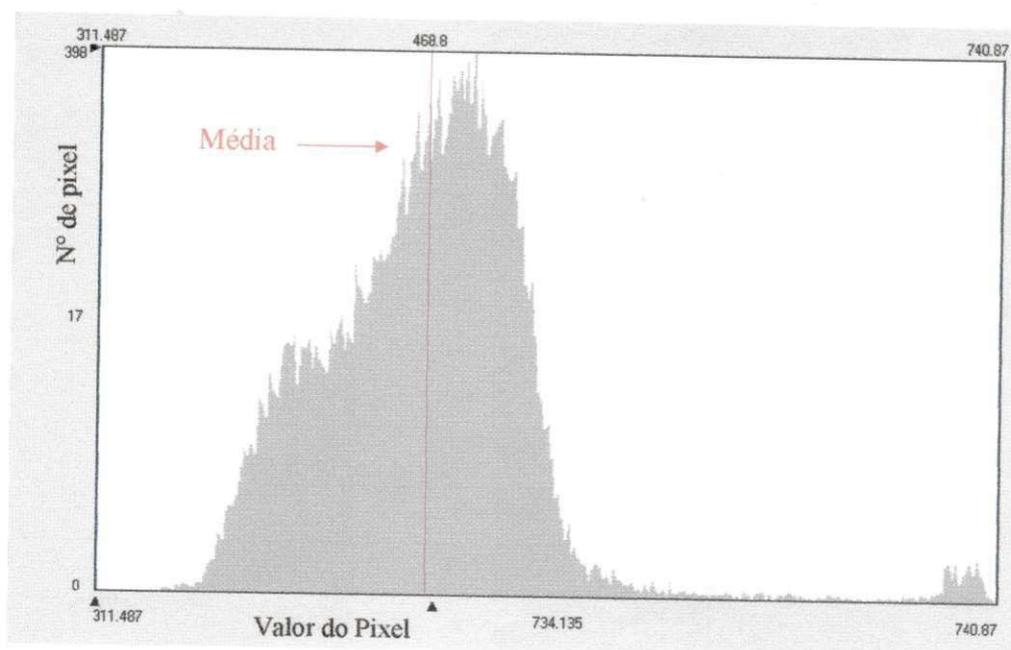


**Figura 4.26b** - Histograma de frequência do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5, em 04/10/2001

Visualiza-se nas Figuras 4.27 e 4.28 a carta do saldo de radiação instantâneo, bem como o histograma de frequência do satélite NOAA-16, do dia 04/10/2001, respectivamente. Nota-se nessa carta, ao contrário das cartas do Rn dos anos de 2000 e 2001 do Landsat 5, a predominância da tonalidade azulada e esverdeada, que caracteriza solo com baixa cobertura vegetal e caatinga. Tem-se também áreas com tonalidade magenta, em particular, no canto inferior direito da carta, constituindo área de solo exposto, com pixels menores que  $360 \text{ Wm}^{-2}$ . Pode-se observar um fato curioso nessa carta, a tonalidade amarelada confunde-se com a tonalidade esverdeada no contorno do lago de Sobradinho e ao longo do rio São Francisco. Essa configuração é devido a dois fatores: primeiro porque a resolução espacial do AVHRR para esse propósito é baixa, proporcionando uma fusão de áreas com estimativas de Rn relativamente próximas, por conseguinte dificultando o delineamento dessas áreas. Em segundo lugar, essas áreas (mais destacada no rio) apresentam pequenas “ilhas”, com solo parcialmente coberto por vegetação, revelando nessas áreas valores de Rn acima de  $560 \text{ Wm}^{-2}$ . A média (linha vertical em vermelho na Figura 4.28) e os valores de mínimo, máximo e desvio padrão das estimativas de Rn para o NOAA-16 são de:  $468,8 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $311,5 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $740,9 \text{ Wm}^{-2}$  e  $52,7 \text{ Wm}^{-2}$  respectivamente. O histograma apresenta duas modas, a primeira à esquerda que corresponde área de solo exposto ou com baixa cobertura vegetal, apresentou um valor de  $487,6 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que a segunda (a direita) que corresponde aos corpos d'água alcançou  $722,3 \text{ Wm}^{-2}$ . Os histogramas do Rn do Landsat 5 (Figura 4.26a e b) e NOAA-16 (Figura 4.28) do ano de 2001, no que se refere a moda, ainda apresentam uma caracterização das áreas bem diferenciada, ou seja, enquanto o valor da moda do Landsat-5 se concentra na faixa  $563,7 \text{ Wm}^{-2}$ , correspondente ao valor de Rn das áreas irrigadas, a moda de Rn do NOAA-16 concentra-se em valores correspondente as áreas de solo com baixa cobertura vegetal, com valor de  $487,6 \text{ Wm}^{-2}$ .



**Figura 4.27** - Carta do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 04/10/2001



**Figura 4.28** - Histograma de frequência do saldo de radiação obtido com o NOAA-16 em 04/10/2001

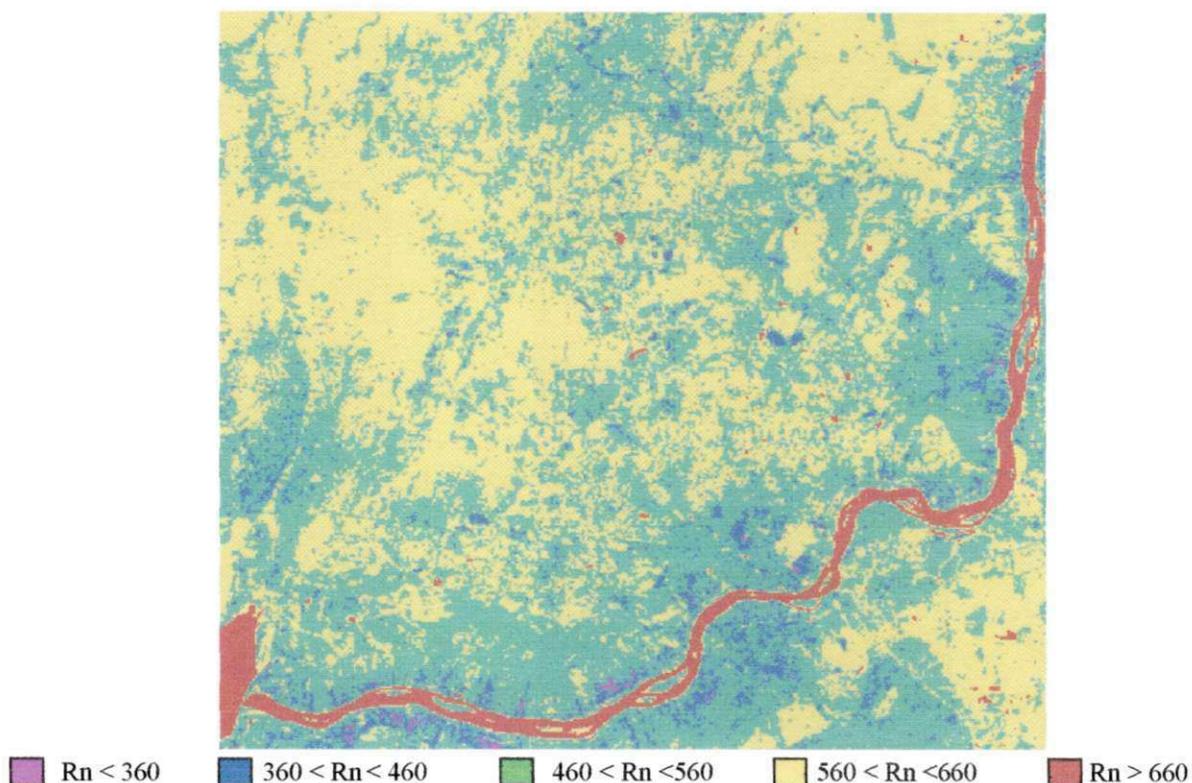
As estimativas de  $R_n$  para o ano de 2003 estão processadas nas Figuras 4.29 e 4.30, que representam as cartas do Landsat-5 e NOAA-16, respectivamente. Primeiramente, visualiza-se na carta do Landsat 5 a predominância das tonalidades esverdeada ( $460 \text{ Wm}^{-2} < R_n < 560 \text{ Wm}^{-2}$ ) e amarelada ( $560 \text{ Wm}^{-2} < R_n < 660 \text{ Wm}^{-2}$ ), que relacionam as áreas irrigadas e solo com baixa cobertura vegetal. Registra-se também nesta carta que as tonalidades magenta e azulada, acompanharam o curso do rio São Francisco, conferindo a essas áreas valores de  $R_n$  que limitam áreas de solo completamente exposto.

Por outro lado, na carta de  $R_n$  do NOAA-16, predominam as tonalidades azulada ( $360 \text{ Wm}^{-2} < R_n < 460 \text{ Wm}^{-2}$ ) e esverdeada ( $460 \text{ Wm}^{-2} < R_n < 560 \text{ Wm}^{-2}$ ), que caracterizam áreas de solo exposto e com baixa cobertura vegetal, respectivamente. A figura também reforça a argumentação estabelecida na carta do NOAA-16 do ano de 2001 (Figura 4.27) onde se confere a tonalidade amarelada (corresponde à área irrigada), vista ao longo do leito do rio São Francisco, ao sensor AVHRR do NOAA-16, ou seja, o mesmo apresenta baixa resolução espacial, limitando o delineamento das áreas estudadas. Ainda dentro deste aspecto, percebe-se na carta de  $R_n$  do Landsat-5, que a tonalidade magenta acompanha fielmente o leito do rio São Francisco, exceto em poucos pixels, onde as tonalidades amarelada e esverdeada se alternam. No entanto, na carta de  $R_n$  do NOAA-16 visualiza-se outro cenário, ou melhor, ao longo do rio predomina a tonalidade amarelada, exceto em poucos pontos, onde se registram pixels com tonalidade magenta.

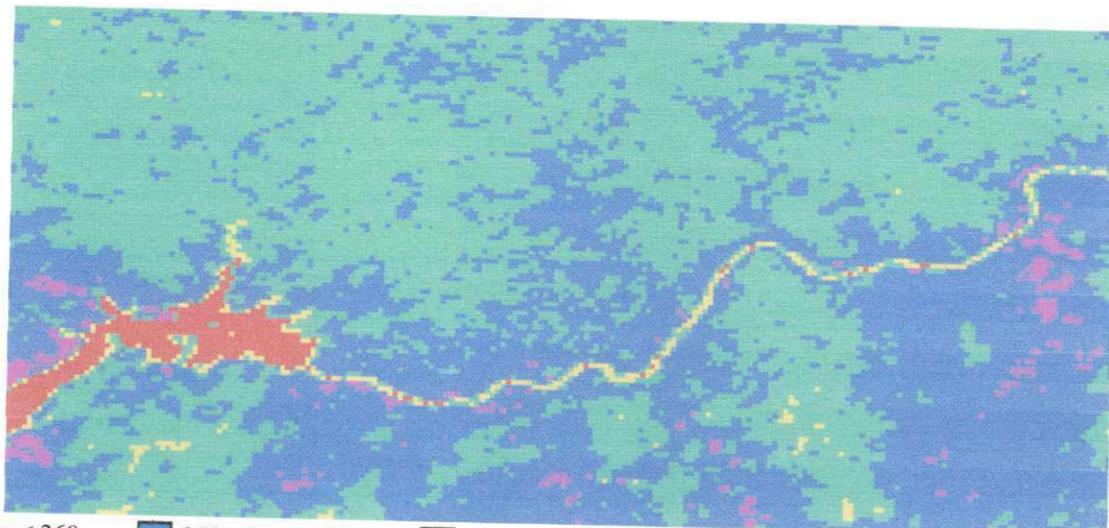
Como a tonalidade magenta corresponde aos corpos d'água e, por conseguinte, conduz valores de  $R_n$  superiores aos encontrados em outras áreas da cena, deduz-se que na carta de  $R_n$  do satélite NOAA-16 a tonalidade amarelada ( $560 \text{ Wm}^{-2} < R_n < 660 \text{ Wm}^{-2}$ ) lançada no leito do rio São Francisco, não condiz com o comportamento espectral deste alvo, causando grande impacto visual na fotointerpretação. Com vistas a oferecer uma análise mais objetiva das estimativas de  $R_n$  do Landsat 5, foi realizado o georreferenciamento de pontos (Figura 4.4) da cena de estudo do dia 24/09/2003. Dentre esses pontos foram selecionados três deles (Campo Experimental de Bebedouro, Fazenda Fruitfort e Fazenda Vale das Uvas) visto que estes pontos têm registros de  $R_n$  coletados por estações automáticas e apresentam medidas de  $R_n$  para o dia e hora de passagem do satélite. Os valores de  $R_n$  medidos foram de  $585,6 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $500,2 \text{ Wm}^{-2}$  e  $513 \text{ Wm}^{-2}$ , para Bebedouro, Fazenda Fruitfort e Fazenda Vale das Uvas, respectivamente. Os valores de  $R_n$  estimados com base no SEBAL para as mesmas

localidades, foram de  $627,7 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $550,2 \text{ Wm}^{-2}$  e  $575 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente, ou seja, comparando-se em termos percentuais os valores de Rn estimados com aqueles medidos nas respectivas áreas, representam 93,3%, 90,9% e 89,2%.

Passa-se a apresentar a seguir as Figuras 4.31 e 4.32 que correspondem aos histogramas de frequência do saldo de radiação do Landsat 5 e NOAA-16 para a data de 24 de setembro de 2003. A média, o valor mínimo, máximo e desvio padrão de Rn para o satélite Landsat-5, foram de  $597,2 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $356 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $761,4 \text{ Wm}^{-2}$  e  $49,4 \text{ Wm}^{-2}$  respectivamente, enquanto que para o satélite NOAA-16 esses valores foram de  $540,7 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $352,3 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $801,5 \text{ Wm}^{-2}$  e  $46,1 \text{ Wm}^{-2}$ . Nota-se que os valores médios de Rn em ambos as cartas praticamente se equivalem. No entanto, os valores mínimos diferem em mais de  $40 \text{ Wm}^{-2}$  e os valores máximos em mais de  $50 \text{ Wm}^{-2}$ . Esta diferença denota que apesar de existirem grandes diferenças entre os satélites, como exemplo: hora de imageamento da cena e resolução espacial, a estimativa de Rn via satélite ainda assim guarda uma certa coerência. Os valores da moda de Rn (maior) foram de  $609 \text{ Wm}^{-2}$  para o Landsat 5 e  $559,4 \text{ Wm}^{-2}$  para o NOAA-16.

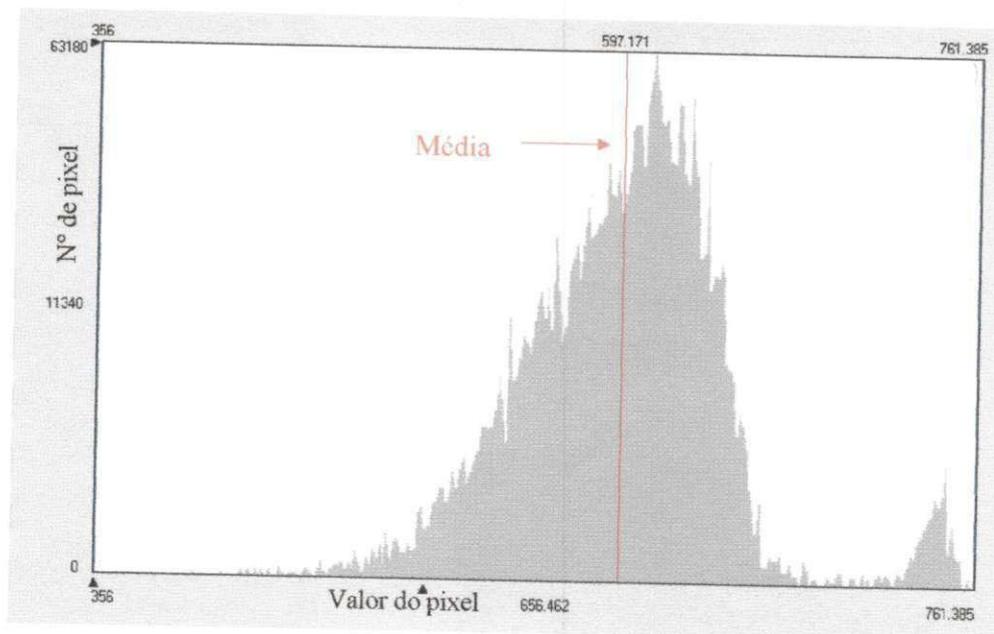


**Figura 4.29** - Carta do saldo de radiação ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido com Landsat 5 em 24/09/2003

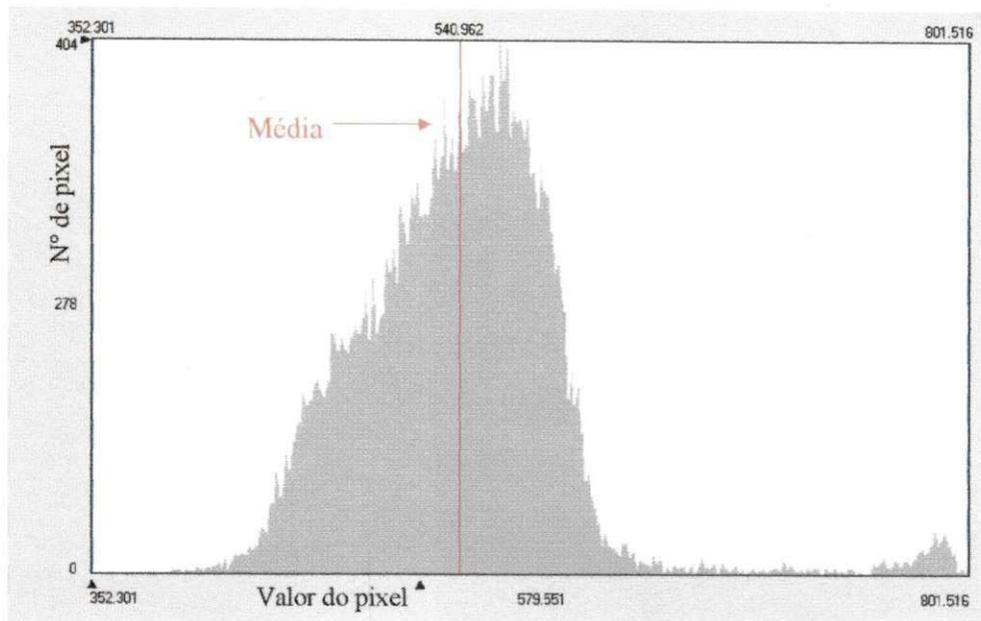


$Rn < 360$ 
  $360 < Rn < 460$ 
  $460 < Rn < 560$ 
  $560 < Rn < 660$ 
  $Rn > 660$

**Figura 4.30** - Carta do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 24/09/2003



**Figura 4.31** - Histograma de frequência do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 24/09/2003



**Figura 4.32-** Histograma de frequência do saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 24/09/2003

#### 4.7- Fluxo de Calor no Solo (G)

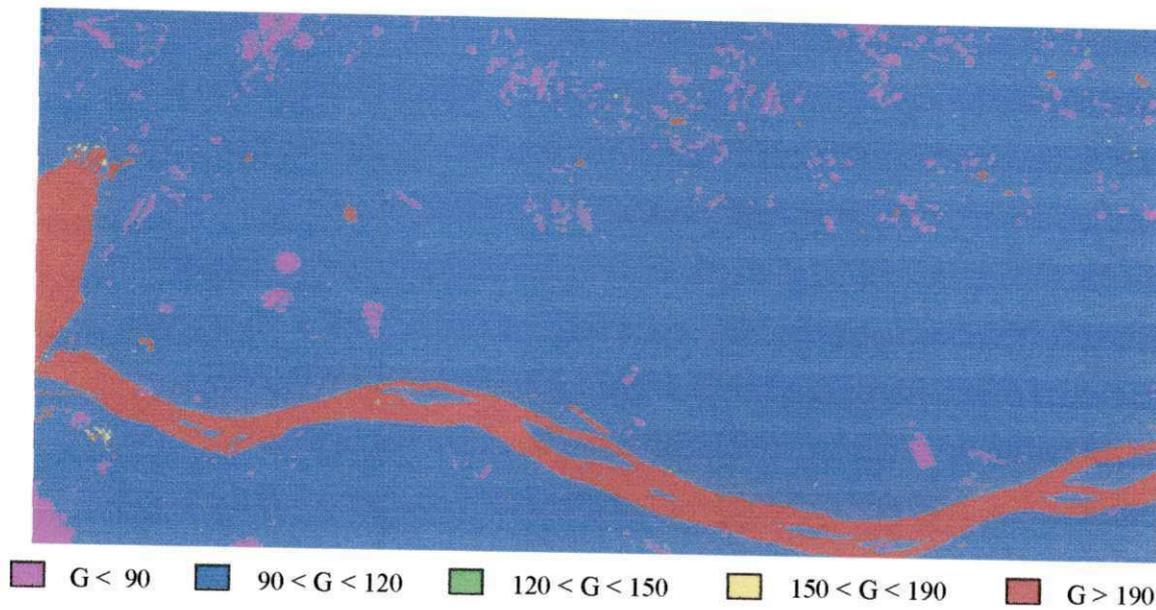
Estimar com boa precisão o fluxo de calor no solo (G) com técnica de sensoriamento remoto é uma tarefa difícil, pois depende de fatores físicos, tais como: tipo de solo, umidade do solo e cobertura vegetal, este último com grande variação temporal e espacial. Nesta pesquisa, essa variável foi estimada segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000) que reconhece a grande dificuldade de se estimar G com boa precisão com sensoriamento remoto, em particular em superfícies líquidas e aconselha realizar estudos mais específicos, com vistas a melhor parametrização dessa variável. A equação que estima G nesta pesquisa utiliza-se da temperatura da superfície, do albedo da superfície, do IVDN e do saldo de radiação. Segundo Allen et al. (2002), para um lago com pouco sedimento e profundo, o valor de G pode ser estimado como  $0,5R_n$ , ou seja, 50% do saldo de radiação é destinado para aquecimento da água. No entanto, utilizou-se nesta pesquisa  $G = 0,3R_n$ , por melhor representar as condições do lago de Sobradinho e do rio São Francisco.

Apresenta-se nas Figuras 4.33a e 4.33b as cartas da densidade de fluxo instantâneo de calor no solo para os anos de 2000 e 2001 do satélite Landsat 5,

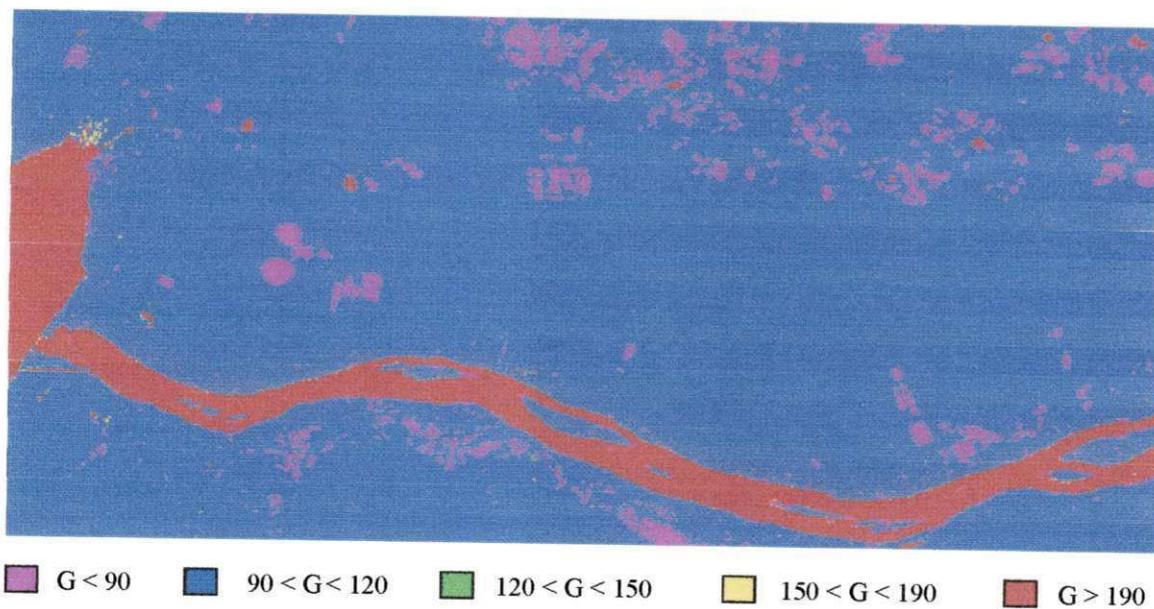
respectivamente. Percebe-se claramente, em ambas as cartas, a ampla predominância da tonalidade azulada, que compreende valores de  $G$  entre  $90 \text{ Wm}^{-2}$  e  $120 \text{ Wm}^{-2}$  e a tonalidade avermelhada que corresponde ao lago de Sobradinho e rio São Francisco e confere valores de  $G$  superiores a  $190 \text{ Wm}^{-2}$ . É importante salientar, que mesmo utilizando em sua formulação valores de  $T_s$ , albedo, IVDN e  $R_n$ , a resposta da estimativa de  $G$  não possibilita visualizar mais detalhadamente as características das diferentes áreas contidas na cena. Observa-se nas cartas que a sensibilidade da parametrização de  $G$  não contempla as tonalidades esverdeadas e amareladas, que caracterizam as áreas que estão no limiar entre as áreas com pouca cobertura vegetal e solo exposto, ou seja, é imperativo incrementar nesta parametrização uma variável que responda mais adequadamente a esses alvos. Tentou-se também refinar a amplitude das classes com vistas a melhorar a visualização dos alvos na carta. No entanto, o impacto desse refinamento não alterou de fato o aspecto das cartas. Kustas et al. (1990) aplicaram técnicas de sensoriamento remoto em regiões agrícolas do Arizona (E.U.A) e obtiveram para culturas não irrigadas de trigo, algodão e alfafa os seguintes valores de fluxo de calor no solo:  $136 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $110 \text{ Wm}^{-2}$  e  $39 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Os pesquisadores também aplicaram a mesma técnica para obter  $G$  em algodão irrigado e obtiveram o valor de  $111 \text{ Wm}^{-2}$ .

As Figuras 4.34a e 4.34b representam os histogramas de frequência de  $G$  do Landsat 5 do ano de 2000 e 2001, onde a linha vermelha indica o valor médio em ambos os histogramas. Para esta componente do balanço de energia do ano de 2000 a média foi de  $94,5 \text{ W.m}^{-2}$ , o valor mínimo, máximo e desvio padrão foram de  $29,7 \text{ W.m}^{-2}$ ,  $222,1 \text{ Wm}^{-2}$  e  $33 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Já para o ano de 2001 essas estatísticas foram de  $112 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $54,5 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $224 \text{ Wm}^{-2}$  e  $31 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. De um modo geral, percebe-se que  $G$  acusou comportamento semelhante em ambos os anos, mas a média e o valor mínimo do ano de 2001 ultrapassaram os obtidos em 2000, devido principalmente ao 2001 apresentar menor cobertura vegetal. Observa-se também nos histogramas que existem duas modas, sendo a moda à direita (maior) representa valores de  $G$  correspondentes aos corpos d'água, cujos valores são  $208 \text{ W.m}^{-2}$  em 2000 e  $210 \text{ W.m}^{-2}$  no ano de 2001. A moda a esquerda (menor) representa valores que denotam solo, e limitam os valores em  $87 \text{ W.m}^{-2}$  em 2000 e  $108 \text{ W.m}^{-2}$  em 2001. As diferenças de valores de  $G$  entre os anos analisados podem estar associados ao início da estação chuvosa em 2000. Uma vez que, foi observado no pivô central que a vegetação da

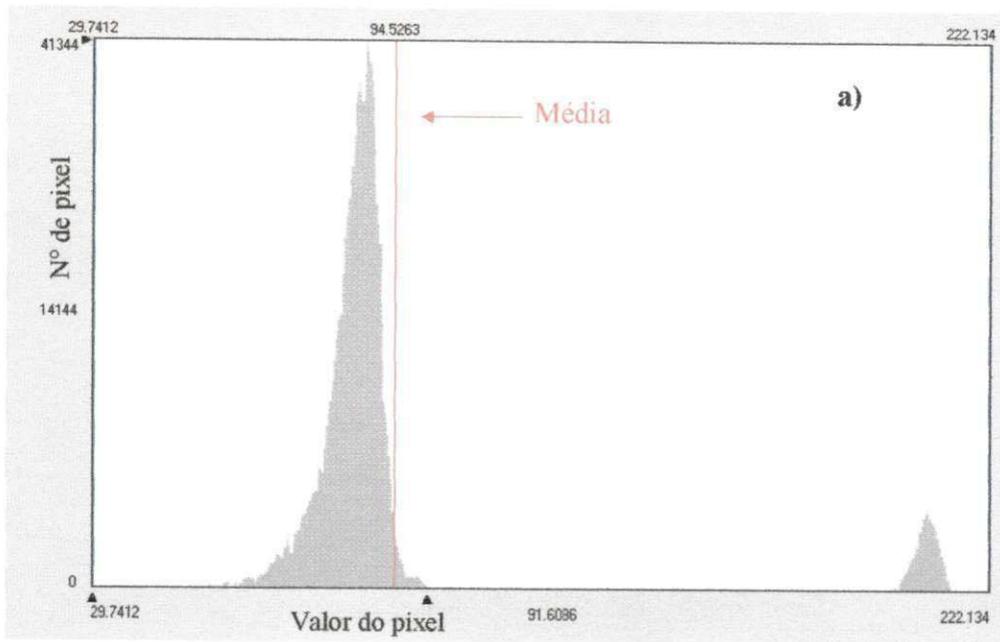
circunferência do pivô está bem mais configurada no ano de 2001, mostrando maior aumento da área foliar, fato que pode ser facilmente constatado na Figura 4.9b.



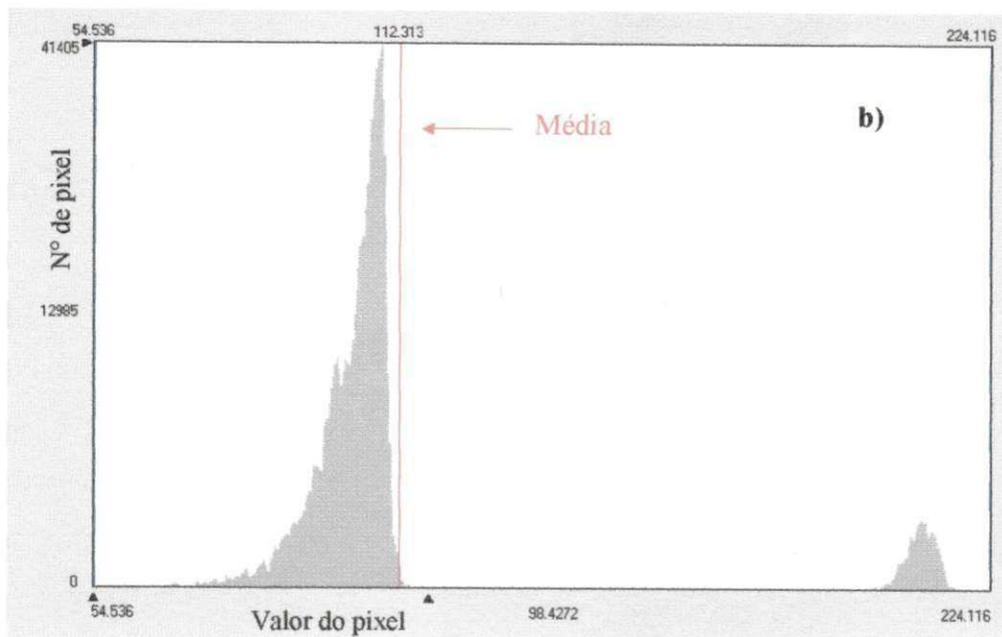
**Figura 4.33a** - Carta do Fluxo de calor no solo ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 04/12/2000



**Figura 4.33b**- Carta do Fluxo de calor no solo ( $Wm^{-2}$ ) obtido Landsat 5 em 04/10/2001



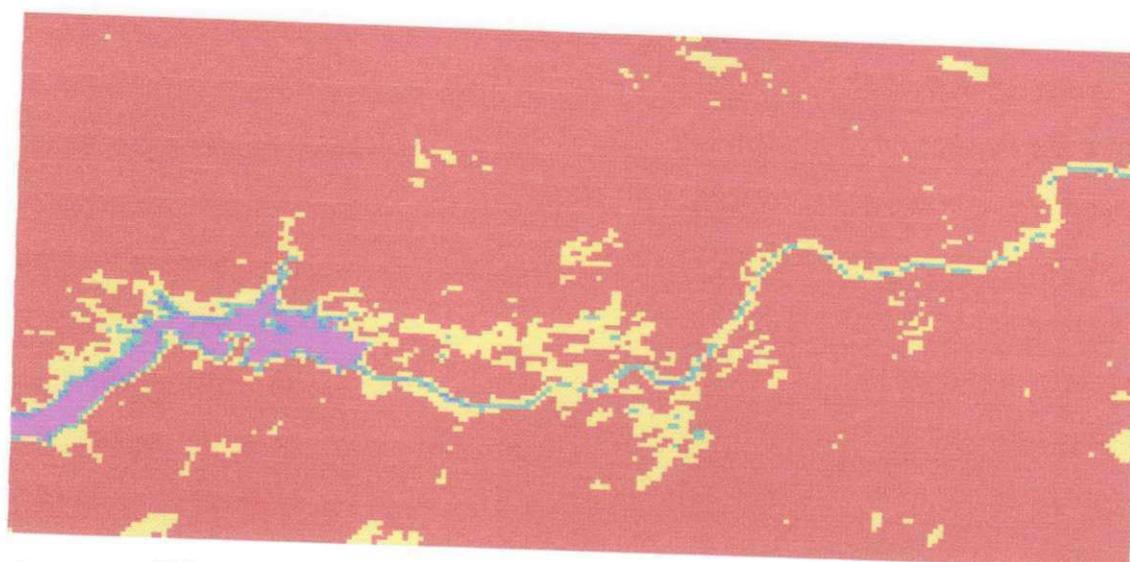
**Figura 4.34a** - Histograma de frequência do Fluxo de calor no solo ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 04/12/2000



**Figura 4.34b** - Histograma de frequência do fluxo de calor no solo ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 04/10/2001

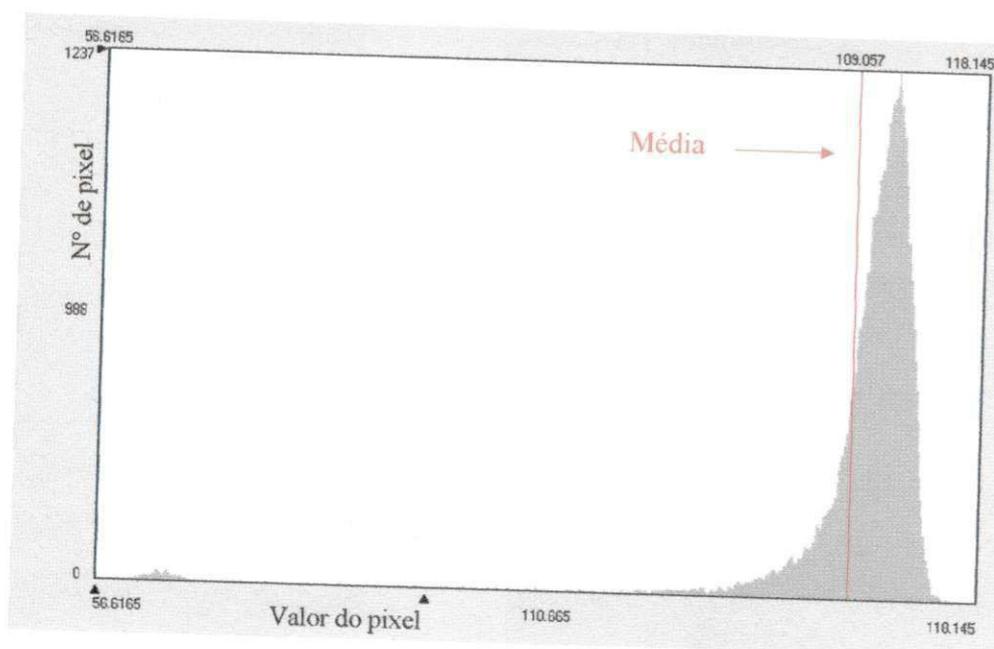
Visualiza-se nas Figuras 4.35 e 4.36 a carta do fluxo de calor no solo (G) do satélite NOAA-16 da data de 04/10/2001 e o seu respectivo histograma de frequência. Observa-se primeiramente a grande cobertura da tonalidade avermelhada na carta de G, atribuindo a essas áreas valores superiores a  $190 \text{ W.m}^{-2}$ . A tonalidade magenta que na carta de G do satélite Landsat-5 corresponde às áreas irrigadas, nesta carta corresponde ao lago de Sobradinho, com valores que se concentram entre  $56 \text{ W.m}^{-2}$  a  $68 \text{ W.m}^{-2}$ . É importante esclarecer que essa diferença de apresentação de tonalidades entre as cartas de G do Landsat-5 e NOAA-16, deve-se basicamente a três motivos: o primeiro motivo está relacionado com a baixa resolução espacial do sensor do satélite NOAA, ou seja, o fato da dimensão ( $1,1 \text{ km} \times 1,1 \text{ km}$ ) do pixel do NOAA ser maior que do Landsat-5, reduz a amplitude dos valores de G, conseqüentemente limita o detalhamento dessas áreas e acarreta maior uniformidade de tonalidade. O segundo motivo diz respeito ao tamanho das cenas (recorte da área de estudo) dos satélites, isto é, a área que é tomada na cena do NOAA-16 não corresponde à mesma área do Landsat-5. O terceiro e último motivo, está relacionado com a hora de passagem dos satélites, ou seja, enquanto o satélite Landsat-5 passa sobre a referida cena às 9h 30minutos (tempo solar), o satélite NOAA-16 passa sobre a mesma área às 14h (tempo solar), produzindo maior quantidade de fluxo de calor no solo.

Outro ponto na carta de G do NOAA-16 que difere em termos visuais da carta de G do Landsat-5, diz respeito a identificação da tonalidade amarelada, que denota área correspondente a cultivos irrigados, visto que o IVDN (Figura 4.10) nesta área está em torno de 0,50. No entanto, em face dessas áreas apresentarem solo mais úmidos devido a irrigação, potencializa-se a limitação de detecção dessas áreas pelo sensor do NOAA, atribuindo uma tonalidade que de fato deveria está muito mais próximo da tonalidade magenta do que da tonalidade amarelada. A Figura 4.36 reproduz em termos gráficos a distribuição dos pixels da carta de G, onde se observa que o valor médio de G está por volta de  $109 \text{ W.m}^{-2}$ , e os valores de mínimo e máximo registrados foram iguais a:  $56,6 \text{ W.m}^{-2}$  e  $118 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente. A figura também mostra uma moda bem expressiva e tem valor próximo da média, com valor modal de  $111,6 \text{ W.m}^{-2}$ .



$G < 90$     
  $90 < G < 120$     
  $120 < G < 150$     
  $150 < G < 190$     
  $G > 190$

**Figura 4.35** - Carta do fluxo de calor no solo ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 04/10/2001



**Figura 4.36** - Histograma de frequência de fluxo de calor no solo ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 04/10/2001

Após analisar as cartas do fluxo de calor no solo (G) do ano de 2000 e 2001 dos satélites Landsat 5 e NOAA-16, passa-se agora a produzir a discussão das cartas desta mesma variável e dos mesmos satélites no ano de 2003, mas especificamente no dia 24 de setembro que corresponde as Figuras 4.37 e 4.38, respectivamente. O padrão de tonalidades da carta de G do Landsat 5 (Figura 4.37) assemelha-se ao das cartas do Landsat-5 dos anos anteriores, com total predominância da tonalidade azulada ( $90 \text{ Wm}^{-2} < G < 120 \text{ Wm}^{-2}$ ). No entanto, observa-se nesta carta que as áreas irrigadas (magenta) estão mais evidenciadas, embora a tomada da cena desta carta seja diferente das cartas dos anos de 2000 e 2001. Apesar disso, percebe-se também que houve um acréscimo da área irrigada de 2000 a 2003.

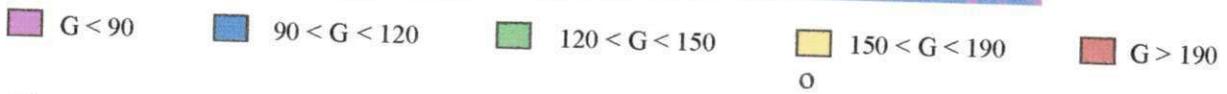
A carta do fluxo de calor no solo do satélite NOAA-16 do ano de 2003 (Figura 4.38) equivale em distribuição de tonalidade à carta do mesmo satélite do ano de 2001. A exemplo da carta do ano de 2001, a tonalidade avermelhada domina a cena e correspondem valores que se localizam entre  $100 \text{ Wm}^{-2}$  e  $130 \text{ Wm}^{-2}$ .

Os mesmos motivos que limitam uma melhor visão e detalhamento de G nas diferentes áreas da carta do NOAA-16 do ano de 2001, também se detectam nesta carta. Entretanto, esta carta apresenta melhor desempenho no discernimento da tonalidade azulada ( $90 \text{ Wm}^{-2} < G < 120 \text{ Wm}^{-2}$ ) e correspondem valores que se comparam às feições de área que denotam fusão de áreas com baixa cobertura vegetal e solo exposto. Este novo cenário entre as cartas do ano de 2001 e 2003 deste satélite, pode resultar no maior adensamento das áreas irrigadas, evidenciado na carta de G do Landsat 5 do mesmo ano, produzindo fragmentação desta área, realçando assim esta tonalidade.

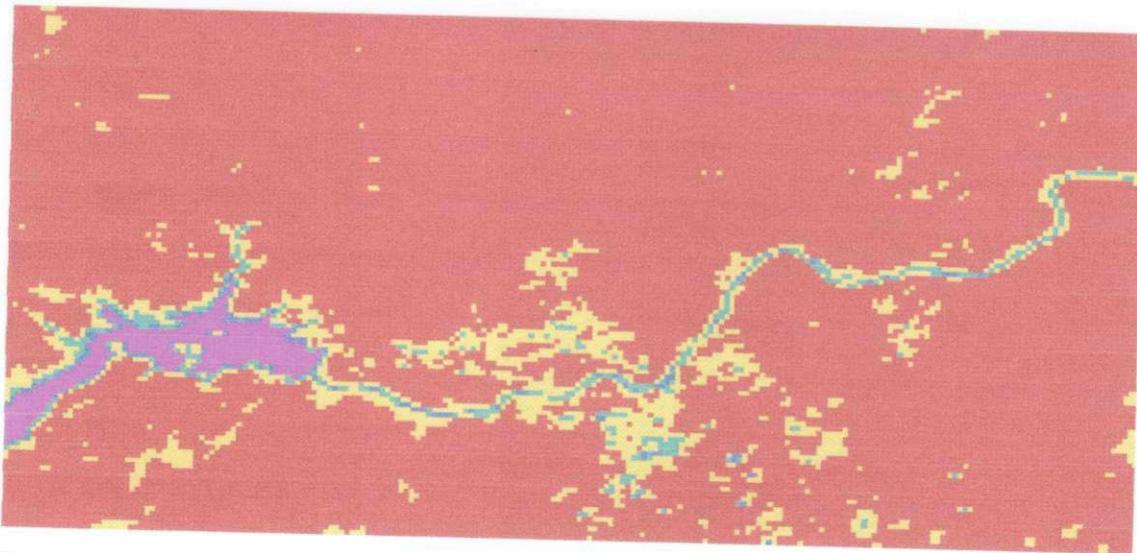
Este problema, muito provavelmente, pode ser minimizado com aplicação de uma metodologia que minimize os efeitos da baixa resolução espacial, como a calibração com dados de alta resolução espacial (Eva, 2000; França, 2000) ou que estime dimensões inferiores ao pixel, usando, por exemplo, modelos de mistura espectral (Razafimpanilo, 1995; Caetano, 1996). Vários métodos e trabalhos vêm sendo desenvolvidos com vistas a minimizar o problema de valores espúrios, ou que não apresentam consistência com valores vizinhos, ou ainda que não são dinamicamente significativos, como exemplo pode-se citar o trabalho de Ma et al.(2003) que aplicaram filtros e técnicas de sensoriamento remoto em áreas áridas com alto grau de heterogeneidade no noroeste da China, e chegaram a valores que limitam G entre  $30 \text{ Wm}^{-2}$  e  $75 \text{ Wm}^{-2}$ .

Visualiza-se, a partir desse momento, as Figuras 4.39 e 4.40 que correspondem aos histogramas de frequência do Landsat 5 e NOAA-16 do ano de 2003. Primeiramente se observa na figuras uma configuração bi-modal e uma inversão na localização das modas, ou seja, enquanto a moda maior (principal) e menor (secundária) do Landsat-5 localizam-se à esquerda e direita respectivamente, a moda maior e menor do NOAA-16 se apresentam do lado direito e esquerdo. É de fundamental importância ressaltar, a exemplo da análise realizada para as cartas de G dos satélites Landsat 5 e NOAA-16 do mesmo ano, que este comportamento deve-se basicamente a três motivos; grande diferença de resolução espacial entre os sensores dos satélites, ao horário de imageamento da cena e a diferença na dimensão (recorte) das áreas estudadas. É importante também registrar que as modas, maior e menor nas figuras, correspondem à área de solo e água respectivamente, e que o valor da moda maior para o Landsat 5 (Figura 4.39) e NOAA-16 (Figura 4.40) foi praticamente o mesmo, com  $122,4 \text{ Wm}^{-2}$  para o Landsat 5 e  $123 \text{ W.m}^{-2}$  para o NOAA-16, e assemelham ao valor da média que foi de  $124 \text{ W.m}^{-2}$  e  $120,3 \text{ W.m}^{-2}$  para o Landsat 5 e NOAA-16.

Os valores de mínimo, máximo e desvio padrão para Landsat 5 foram de  $62,8 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $271,9 \text{ Wm}^{-2}$  e  $18,5 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente, enquanto que para o NOAA-16 essas estatísticas foram de  $66,7 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $130,2 \text{ Wm}^{-2}$  e  $8,7 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Bezerra (2004) selecionou quatro alvos (pivô, solo exposto, caatinga e lago) com vistas a avaliar os componentes do balanço de energia com dados do sensor TM do Landsat 5 dos anos de 2000 e 2001 na região de Petrolina. Os resultados obtidos equivalem aos obtidos nesta pesquisa, destacando-se o valor médio de G no lago, que foi  $211,5 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2000 e  $213,5 \text{ Wm}^{-2}$ , os valores de G para as demais áreas no ano de 2001 que foram cerca de 15% mais elevados que os do ano de 2000, e isso pode ser atribuído ao fato que a imagem de 2000 está compreendida no período da estação chuvosa da região, o que acarreta menores valores de G em 2000, devido maior umidade do solo.



**Figura 4.37** - Carta do fluxo de calor no solo ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 24/09/2003



**Figura 4.38** Carta do fluxo de calor no solo ( $W.m^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 24/09/2003

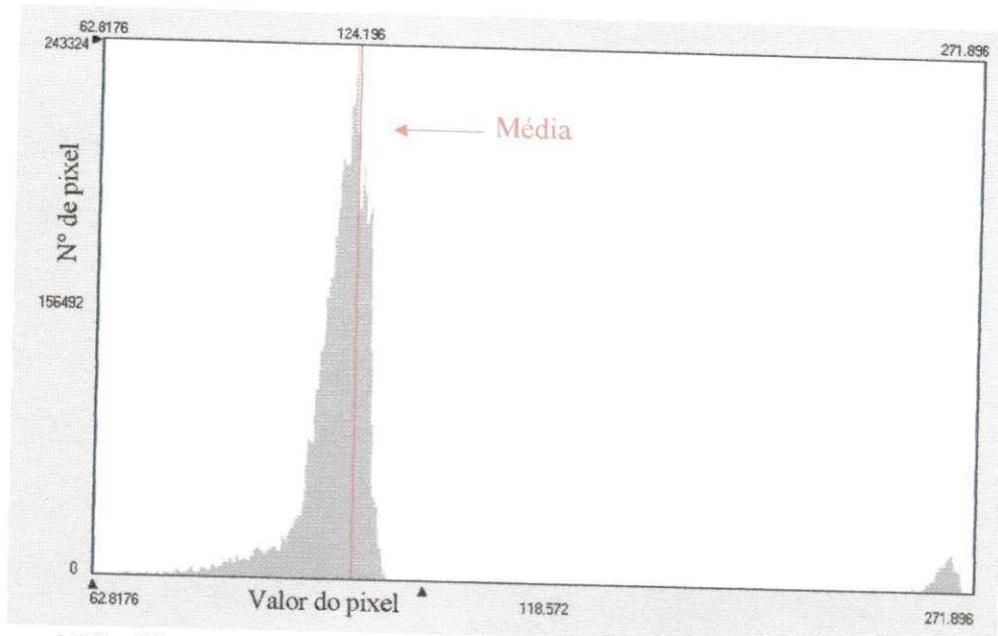


Figura 4.39 - Histograma de frequência de fluxo de calor no solo ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 24/09/2003

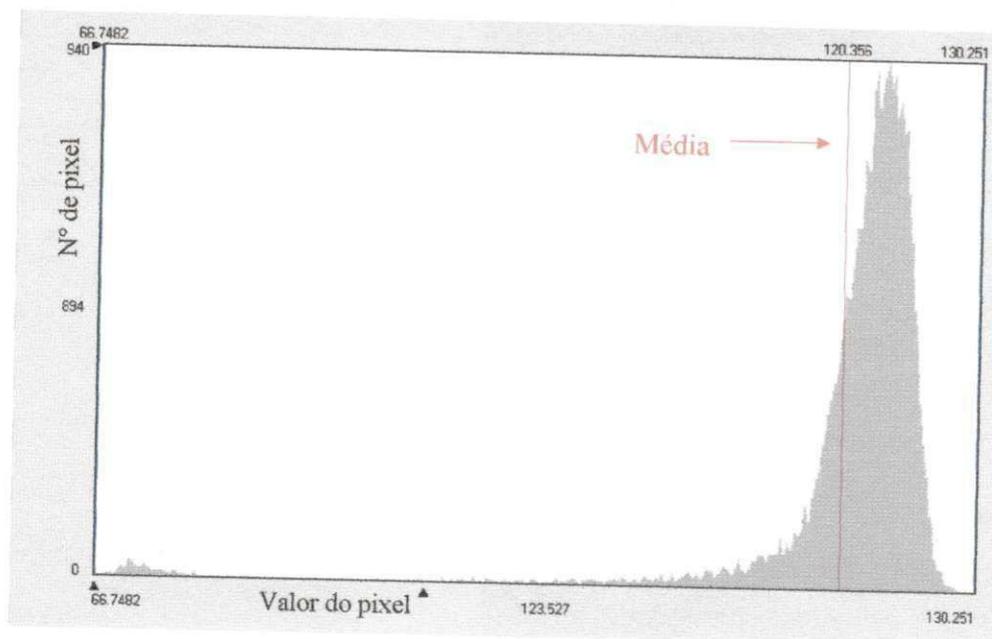


Figura 4.40 - Histograma de frequência do fluxo de calor no solo ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 24/09/2003

#### 4.8- Fluxo de calor sensível (H)

Segundo a metodologia SEBAL (Bastiaanssen, 1995) o pixel frio é normalmente selecionado em corpos d'água (lago, reservatórios de água). Já Allen et al. (2002) recomendam escolher o pixel frio em uma área bem irrigada e admitem que a ET mesma é igual a evapotranspiração de referência mais um incremento, para compensar os efeitos de advecção regional e a velocidade do vento na evapotranspiração. Os pixels âncora foram selecionados mediante a verificação das cartas de temperatura da superfície em conjunto com a carta da combinação RGB das bandas 4, 3, 2. O pixel frio selecionado está localizado num pivô central e o pixel quente numa área de solo exposto, próximo da margem do rio São Francisco. Esses pixels foram utilizados para se obter o coeficiente da função linear que caracteriza a diferença de temperatura entre a superfície e o ar através do processo iterativo.

As Tabelas 4.2a e 4.2b reproduzem as variáveis analisadas durante os processos iterativos para o cálculo de H do Landsat 5. A diferença máxima de temperatura entre a superfície e as camadas de ar próximas à superfície foram de 5,2 °C para o ano de 2000 e 4,2°C para o ano de 2001. As diferenças foram calculadas pixel a pixel pelas seguintes funções:

$$dT = -11,6 + 0,50Ts \quad (4.1)$$

$$dT = -9,13 + 0,36Ts \quad (4.2)$$

**Tabela 4.2a** - Valores dos parâmetros no processo iterativo para a imagem de 2000 do satélite Landsat-5, em que dT (°C), H (Wm<sup>-2</sup>), r<sub>ah</sub> (sm<sup>-1</sup>) e u<sub>\*</sub> (ms<sup>-1</sup>).

It	Pixel Quente						Pixel Frio					
	dT x Ts	dT	H	r <sub>ah</sub>	u <sub>*</sub>	L	dT	H	r <sub>ah</sub>	u <sub>*</sub>	L	
1	-48,5+2,10Ts	22,1	348,8	6,24	0,23	-0,25	0	0	52,3	0,15	0	
2	-4,14+0,18Ts	1,89	349,9	26,4	0,15	-3,19	0	0	52,3	0,15	0	
3	-17,6+0,76Ts	7,99	349,1	14,1	0,18	-0,92	0	0	52,3	0,15	0	
4	-9,37+0,41Ts	4,28	350,0	18,8	0,17	-1,56	0	0	52,3	0,15	0	
5	-12,5+0,54Ts	5,70	350,3	16,5	0,18	-1,22	0	0	52,3	0,15	0	
6	-11,0+0,48Ts	5,02	350,3	17,5	0,17	-1,36	0	0	52,3	0,15	0	
7	-11,6+0,50Ts	5,35	352,9	17,0	0,17	-1,17	0	0	52,3	0,15	0	

Valores iniciais para o pixel quente: dT = 22,1°C, H = 379,0 Wm<sup>-2</sup> e r<sub>ah</sub> = 73,2 sm<sup>-1</sup>.

**Tabela 4.2b** - Valores dos parâmetros no processo iterativo (It) para a imagem de 2001 do satélite Landsat-5, em que dT (°C), H (Wm<sup>-2</sup>), r<sub>ah</sub> (sm<sup>-1</sup>) e u<sub>\*</sub> (ms<sup>-1</sup>).

It	Pixel Quente						Pixel Frio				
	dT x Ts	dT	H	r <sub>ah</sub>	u <sub>*</sub>	L	dT	H	r <sub>ah</sub>	u <sub>*</sub>	L
1	-25,9+1,00Ts	11,8	245,5	10,2	0,25	-0,84	0	0	38,4	0,20	0
2	-4,75+0,19Ts	2,17	245,7	24,7	0,19	-5,32	0	0	38,4	0,20	0
3	-11,5+0,45Ts	5,24	245,6	18,1	0,21	-2,52	0	0	38,4	0,20	0
4	-8,46+0,33Ts	3,85	245,9	20,4	0,20	-3,30	0	0	38,4	0,20	0
5	-9,55+0,37Ts	4,34	246,2	19,5	0,20	-2,98	0	0	38,4	0,20	0
6	-9,13+0,36Ts	4,16	246,2	19,8	0,20	-3,09	0	0	38,4	0,19	0

Valores iniciais para o pixel quente: dT = 11,8°C, H = 245,7 Wm<sup>-2</sup> e r<sub>ah</sub> = 55,3 sm<sup>-1</sup>.

Nas Tabelas 4.2a e 4.2 b observa-se estabilidade das variáveis analisadas referentes aos pixels frios em ambos os anos, o que caracteriza, o que caracteriza L = 0, a condição de neutralidade da atmosfera nestes pixels. Em relação ao pixel quente, observa-se que os parâmetros analisados tendem a convergir durante o processo iterativo. Também se percebe que, para os pixels quentes, o L < 0 em todas as iterações, o que indica instabilidade atmosférica.

Na Tabela 4.3 estão reunidos os parâmetros instantâneos correspondentes aos pixels quente e frios obtidos no instante da passagem do satélite Landsat 5 – TM. A referida tabela mostra que a diferença entre o pixel quente e frio de Rn do ano de 2000 foi 161 Wm<sup>-2</sup>, enquanto no ano de 2001 esta diferença chegou 267 Wm<sup>-2</sup>, o que representa 73% e 55,6 %, ou seja, no ano de 2000 a diferença entre o pixel quente e frio de Rn foi bem do que menor que de 2001. Este fato deve-se basicamente a dois motivos: em primeiro lugar a escolha do pixel quente e frio do ano de 2000 apresentou uma diferença de Ts de 10,5°C, enquanto que em 2001 esta diferença atingiu 11,7°C. Já o segundo motivo está relacionado com a cobertura vegetal entre as cartas, ou seja, a cobertura vegetal da região estudada no ano de 2000 é mais densa que a de 2001, fato que pode ser visto nas cartas de IVDN (Figuras 4.9a e 4.9b). A diferença entre o pixel quente e frio de G do ano de 2000 foi de 45,6 Wm<sup>-2</sup>, enquanto que no ano de 2001 esta diferença foi de 37 Wm<sup>-2</sup>, acarretando uma diferença de G de cerca de 8% entre os anos. A escolha dos pixels quentes para cálculo de H, corresponde a área de solo exposto e localizam-se às margens do rio São Francisco. Observa-se na tabela que o valor

instantâneo de H do ano de 2000 foi cerca de 30% maior que do ano de 2001. Esta diferença pode está relacionada com a localização dos pixels quentes, ou seja, no ano de 2000 o pixel quente está mais próximo da margem do rio São Francisco que o pixel quente do ano de 2001. Desse modo, este fato amplia o gradiente de temperatura entre as áreas, acarretando maior valor de H. O valor de LE instantâneo entre os anos foi praticamente o mesmo.

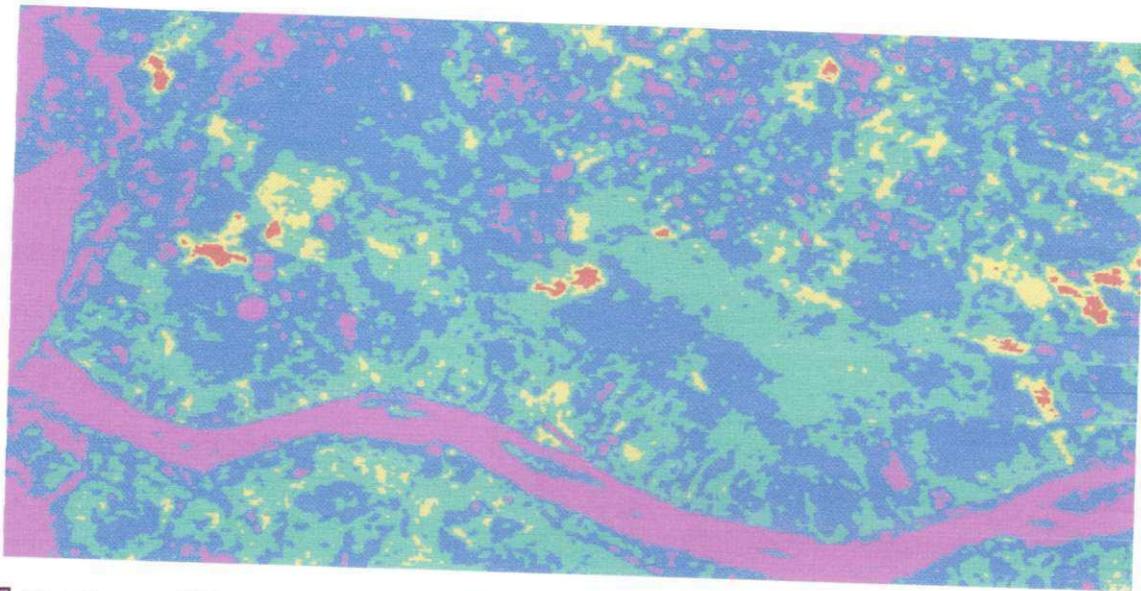
**Tabela 4.3** - Parâmetros instantâneos dos pixels quente e frio obtido durante a passagem do Satélite Landsat 5 – TM

Parâmetros	Unidades	Imagem de 04/12/2000		Imagem de 04/10/2001	
		Pixel Quente	Pixel Frio	Pixel Quente	Pixel Frio
Lat.	-	9°26'10"S	9°24'08"S	9°25'50"S	9°23'55"S
Long.	-	40°34'15"O	40°45'35"O	40°34'05"O	40°45'36"
IVDN	-	0,16	0,79	0,12	0,75
IVAS	-	0,12	0,62	0,11	0,60
IAF	-	0,04	2,29	0,02	2,9
$\alpha$	-	0,33	0,21	0,40	0,23
$\epsilon_0$	-	0,95	0,97	0,95	0,98
Ts	°C	33,7	23,2	37,4	25,7
R <sub>L↑</sub>	Wm <sup>-2</sup>	477,8	425,2	501,3	442,2
Rn	Wm <sup>-2</sup>	441,9	603,0	335,2	602,2
G	Wm <sup>-2</sup>	92,8	47,2	89,5	52,5
H	Wm <sup>-2</sup>	348,8	0	242,2	0
LE	Wm <sup>-2</sup>	0	555,9	3,51	549,7
z <sub>om</sub>	m	0,006	0,096	0,006	0,111
u*	ms <sup>-1</sup>	0,17	0,14	0,20	0,19
r <sub>ah</sub>	sm <sup>-1</sup>	17,2	52,3	19,8	38,4
dT	°C	5,20	0	4,2	0

Nas Figuras 4.41a e 4.41b estão representadas as cartas de H do Landsat 5 para os anos de 2000 e 2001, respectivamente. A tonalidade magenta representa valores de H inferiores a  $60 \text{ Wm}^{-2}$ . Já as áreas com tonalidade avermelhada representam valores de H superiores a  $300 \text{ Wm}^{-2}$ . As demais tonalidades representam os valores intermediários de H, onde se observa a predominância das tonalidades azulada e esverdeada em 2000, mostrando que em grande parte da cena o H apresenta valores entre  $60$  a  $240 \text{ Wm}^{-2}$ . Na carta correspondente ao ano de 2001, observa-se a predominância da tonalidade amarelada, cujo H está compreendido entre  $240 \text{ Wm}^{-2}$  e aproximadamente  $300 \text{ Wm}^{-2}$ . Os valores de H variam de  $-29,7 \text{ Wm}^{-2}$  a  $420,9 \text{ Wm}^{-2}$  com média de  $131,4 \text{ Wm}^{-2}$  para 2000 e  $-62,3 \text{ Wm}^{-2}$  a  $316 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2001, com média de  $158,3 \text{ Wm}^{-2}$ , como mostram as Figuras 4.42a e 4.42b que representam os histogramas de frequência de H, ambos com duas modas.

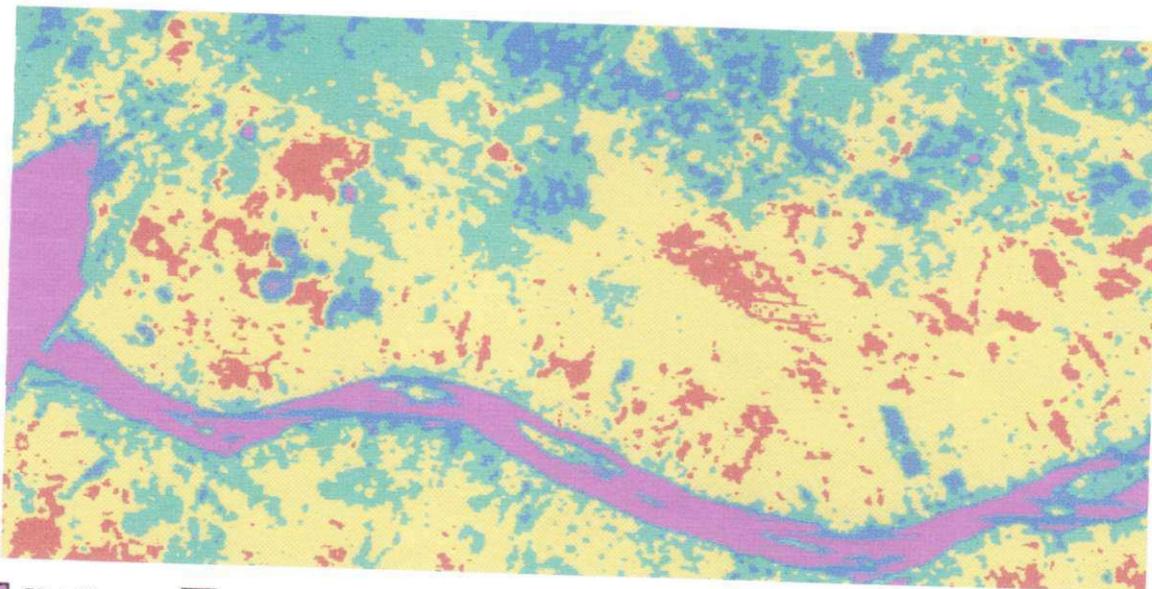
A moda à esquerda (menor), cujo valor é de  $-13,4 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e de  $-23,5 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001, representa valores correspondentes ao lago de Sobradinho e rio São Francisco. Já a moda à direita (maior), cujos valores são  $128,6 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e  $205,2 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001, representam os valores correspondentes às áreas de solo com vegetação nativa. Também se observa que os valores de H para o ano de 2000 se concentram em torno da média, enquanto que os valores de H para 2001 se concentram acima da média.

Os pixels cujos valores de H são negativos correspondem aos pixels cuja temperatura da superfície é inferior a temperatura do pixel frio (geralmente correspondem aos corpos d'água) e os pixels nos quais os valores de H foram superiores ao obtido no pixel quente correspondem aos pixels com temperatura da superfície superior à do pixel quente. Bastiaanssen (2000) aplicou o SEBAL na bacia de Gediz na Turquia e obteve valores de H de  $248,4 \text{ Wm}^{-2}$  e  $1,3 \text{ Wm}^{-2}$  para o dia 26 de junho e  $103,2 \text{ Wm}^{-2}$  e  $0,9 \text{ Wm}^{-2}$  para o dia 29 de agosto para os pixels classificados como quente e frio, respectivamente.



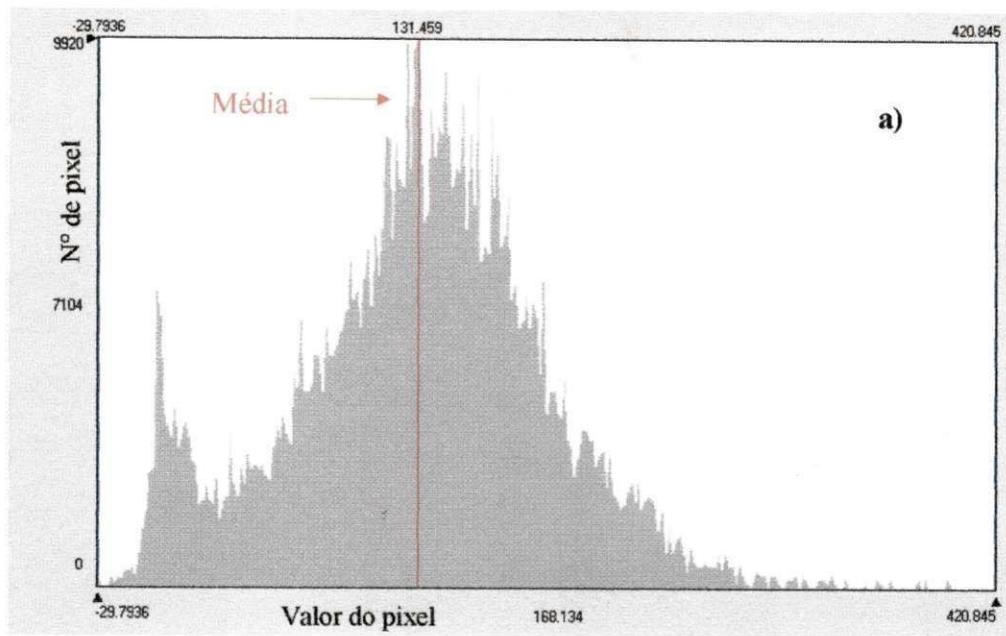
$H < 60$     
  $60 < H < 150$     
  $150 < H < 240$     
  $240 < H < 300$     
  $H > 300$

**Figura 4.41a** - Carta do fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 04/12/2000

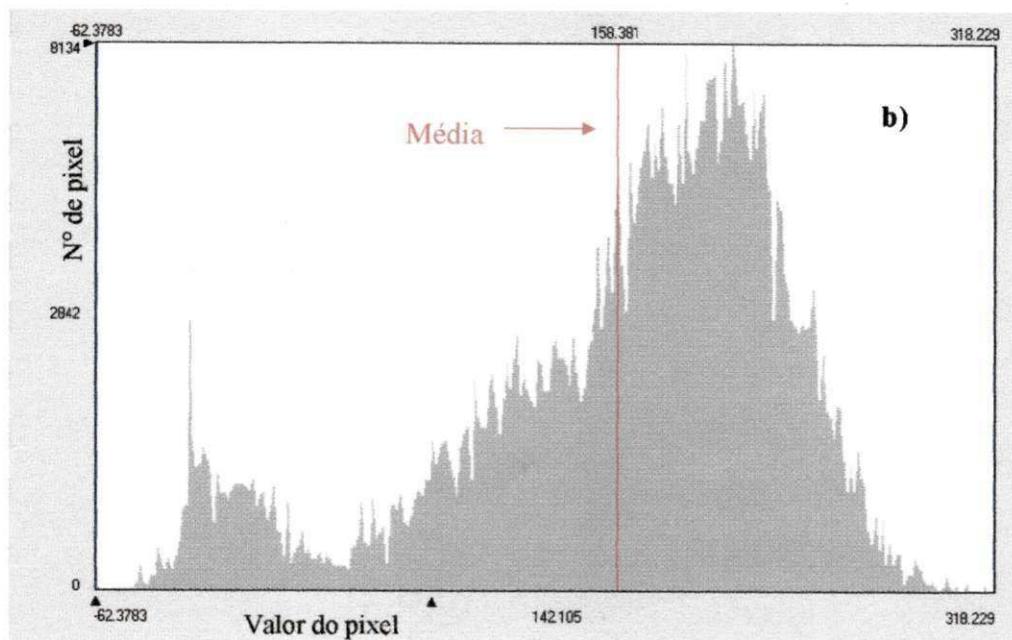


$H < 60$     
  $60 < H < 150$     
  $150 < H < 240$     
  $240 < H < 300$     
  $H > 300$

**Figura 4.41b** - Carta do fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 da em 04/10/2001



**Figura 4.42a** - Histograma de frequência do fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ) obtido com Landsat 5 em 04/12/2000



**Figura 4.42b** - Histograma de frequência do fluxo de calor no sensível ( $Wm^{-2}$ ) obtido Landsat 5 em 04/10/2001

O pixel quente do NOAA-16, a exemplo do Landsat 5, foi selecionado em área de solo exposto próximo ao rio São Francisco, já o pixel frio está localizado em área irrigada próximo ao lago de Sobradinho, visto que não possível localizar o pivô central observado na carta Landsat 5, devido à baixa resolução espacial do AVHRR/NOAA-16. A Tabela 4.4 apresenta as variáveis analisadas durante o processo iterativo de H do satélite NOAA-16 para o ano de 2001. A diferença máxima de temperatura entre a superfície e a camada de ar próxima à superfície foi de aproximadamente 4,6°C. A diferença de temperatura, a exemplo do Landsat 5, foi computada pixel a pixel pela seguinte função:

$$dT = -7,33 + 0,25Ts \quad (4.3)$$

**Tabela 4.4** - Valores dos parâmetros no processo iterativo (It) para a imagem de 2001 do satélite NOAA-16, em que dT (°C), H (Wm<sup>-2</sup>), r<sub>ah</sub> (sm<sup>-1</sup>) e u<sub>\*</sub> (ms<sup>-1</sup>).

It	Pixel Quente						Pixel Frio					
	dT x Ts	dT	H	rah	u <sub>*</sub>	L	dT	H	r <sub>ah</sub>	u <sub>*</sub>	L	
1	-2,44+0,08Ts	14,5	310	5,7	0,41	-23,7	0	0	34,5	0,21	0	
2	-9,85+0,34Ts	6,18	316,3	23	0,27	-5,79	0	0	34,5	0,21	0	
3	-6,6+0,23Ts	4,2	323,3	15,4	0,21	-8,52	0	0	34,5	0,20	0	
4	-7,55+0,26Ts	4,73	314,1	17,6	0,20	-11,0	0	0	34,5	0,20	0	
5	-7,33+0,25Ts	4,59	306,9	17,1	0,20	-10,6	0	0	34,5	0,20	0	

Valores iniciais para o pixel quente: dT = 14,5°C, H = 307,8 Wm<sup>-2</sup> e r<sub>ah</sub> = 53,8 sm<sup>-1</sup>.

É importante registrar que no cálculo das iterações de H do NOAA-16 (como pode ser visto na Tabela 4.4), que foram necessárias apenas cinco(5) iterações para se alcançar a convergência do valor de H, ao passo que nos cálculos do Landsat 5 foram necessárias seis (6) iterações para atingir tal convergência. Na Tabela 4.5 estão reunidos os parâmetros instantâneos correspondentes aos pixel quente e frio obtidos no instante da passagem do satélite NOAA-16 do dia 04 de outubro de 2001. Mesmo que existam diferenças quanto à dimensão do pixel, hora de passagem dos satélites e dimensão das áreas analisadas entre as cartas do Landsat-5 e NOAA-16, é importante caracterizar tais diferenças, não só pelo ponto de vista quantitativo, mais também qualitativo. Um bom exemplo de comparação qualitativa entre estes satélites, diz respeito à escolha dos pixels quente e frio nas cartas, ou seja, enquanto que na carta do Landsat 5 essa escolha, devido a melhor resolução espacial, oferece maior e melhor

detalhamento do pixel a ser escolhido, na carta do NOAA-16 essa tarefa é mais difícil, devido ao alcance visual das áreas. As maiores diferenças entre os componentes do balanço de energia do ano de 2001 do satélite Landsat-5 e NOAA-16 concentram-se em LE e H. O valor de LE instantâneo no pixel frio do NOAA-16 é cerca de 6% menor que o H do Landsat 5 desse mesmo ano. Já o valor instantâneo de H no pixel quente do NOAA-16 é cerca de 21% maior que do Landsat 5. Esta diferença de 21% entre o valor instantâneo de H entre NOAA-16 e o Landsat-5 no ano de 2001, é plenamente justificável, quando se compara a diferença de Ts entre os pixels quente e frio do NOAA-16 e Landsat 5. A diferença entre a Ts do pixel quente e frio no NOAA-16 supera os 18°C, enquanto no Landsat 5 esta diferença foi de 11,7°C.

**Tabela 4.5** - Parâmetros instantâneos dos pixels quente e frio obtido durante a passagem do Satélite NOAA-16 do ano de 2001.

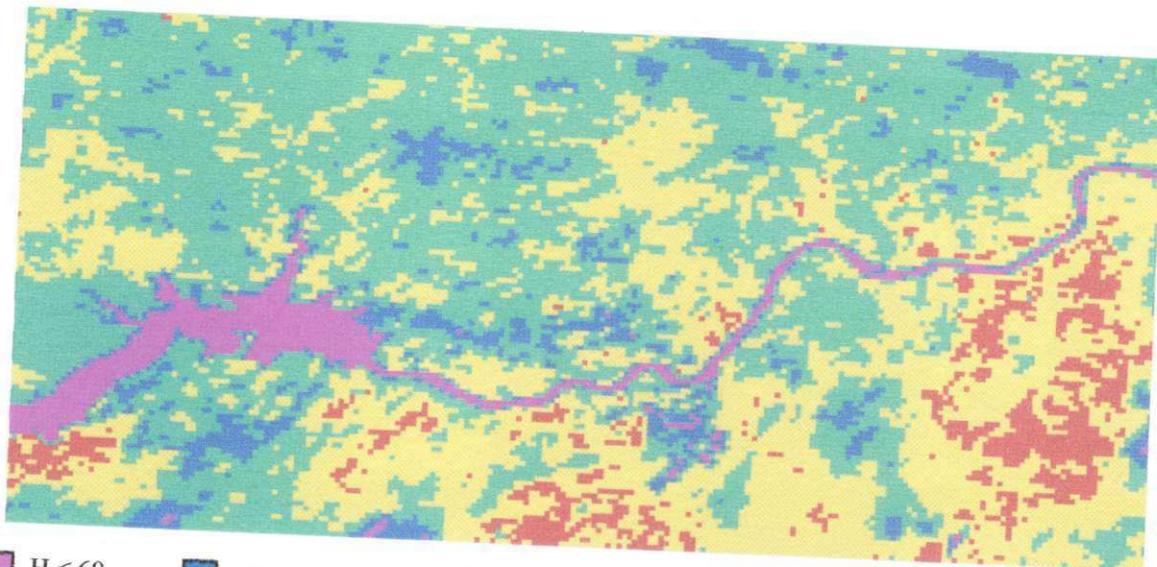
<b>Imagem de 04/12/2001</b>			
<b>Parâmetros</b>	<b>Unidades</b>	<b>Pixel Quente</b>	<b>Pixel Frio</b>
Lat.	-	9°26'27"S	9°24'28"S
Long.	-	40°34'25"O	40°39'35"O
IVDN	-	0,12	0,63
IVAS	-	0,18	0,82
IAF	-	0,28	1,8
$\alpha$	-	0,30	0,21
$\epsilon_0$	-	0,95	0,97
Ts	°C	47,6	29,2
$R_{L\uparrow}$	Wm <sup>-2</sup>	578	460
Rn	Wm <sup>-2</sup>	420	576
G	Wm <sup>-2</sup>	112,2	58
H	Wm <sup>-2</sup>	307,8	0
LE	Wm <sup>-2</sup>	0	518
$z_{om}$	m	0,008	0,096
$u_*$	ms <sup>-1</sup>	0,14	0,14
$r_{ah}$	sm <sup>-1</sup>	17,1	34,5
dT	°C	4,59	0

A Figura 4.43 mostra a carta de fluxo de calor sensível (H) do satélite NOAA-16 do dia 04 de outubro de 2001. Pode-se notar na carta a predominância das tonalidades esverdeada e amarelada, que concentram valores na faixa de  $150 \text{ W.m}^{-2}$  a  $240 \text{ W.m}^{-2}$  e  $240 \text{ W.m}^{-2}$  a  $300 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente, que correspondem áreas com baixa cobertura vegetal e solo exposto. Por outro lado, visualiza-se na carta de H as tonalidades magenta e azulada que vinculam valores de H inferiores a  $60 \text{ W.m}^{-2}$  e entre  $60 \text{ W.m}^{-2}$  e aproximadamente  $150 \text{ W.m}^{-2}$ , que denotam áreas com água e cultura irrigada, respectivamente.

Visualiza-se também que grande parte das áreas com tonalidade azulada concentra-se próximo ao lago de Sobradinho e parte baixa do trecho que compreende o rio São Francisco. No entanto, é interessante observar que estas áreas irrigadas são adjacentes às áreas de solo exposto, vez que estas áreas ocupam uma faixa de solo totalmente antropizado e alcançam praticamente todo trecho do rio São Francisco.

A análise visual da carta de H do NOAA-16 também registra áreas com tonalidade avermelhada, que correspondem área de solo exposto e conferem a estas áreas valores de H maiores que  $300 \text{ W.m}^{-2}$ . Estas áreas também se concentram próximo da margem do rio São Francisco, em particular na parte alta do trecho do rio, onde se registra  $T_s$  acima de  $45^\circ\text{C}$ .

Apresenta-se na Figura 4.44 o histograma de frequência da carta do NOAA-16 de 04/10/2001, onde se observa que o valor mínimo de H limita-se a valores muito próximos de zero. O valor de H máximo, médio e desvio padrão foram de  $388,2 \text{ W.m}^{-2}$ ,  $218,7 \text{ W.m}^{-2}$  e  $46,8 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente. O valor da moda deste histograma foi de  $215,2 \text{ W.m}^{-2}$ , o qual assemelha-se ao valor médio de H. Detecta-se na análise estatística que o valor médio está exatamente dentro da faixa que compreende a tonalidade esverdeada, e caracteriza solo com baixa cobertura vegetal. Outra característica deste histograma é a grande uniformidade nos valores de H, condicionando ao mesmo um único valor modal.



$H < 60$     
   $60 < H < 150$     
   $150 < H < 240$     
   $240 < H < 300$     
   $H > 300$

Figura 4.43 - Carta do Fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 04/10/2001

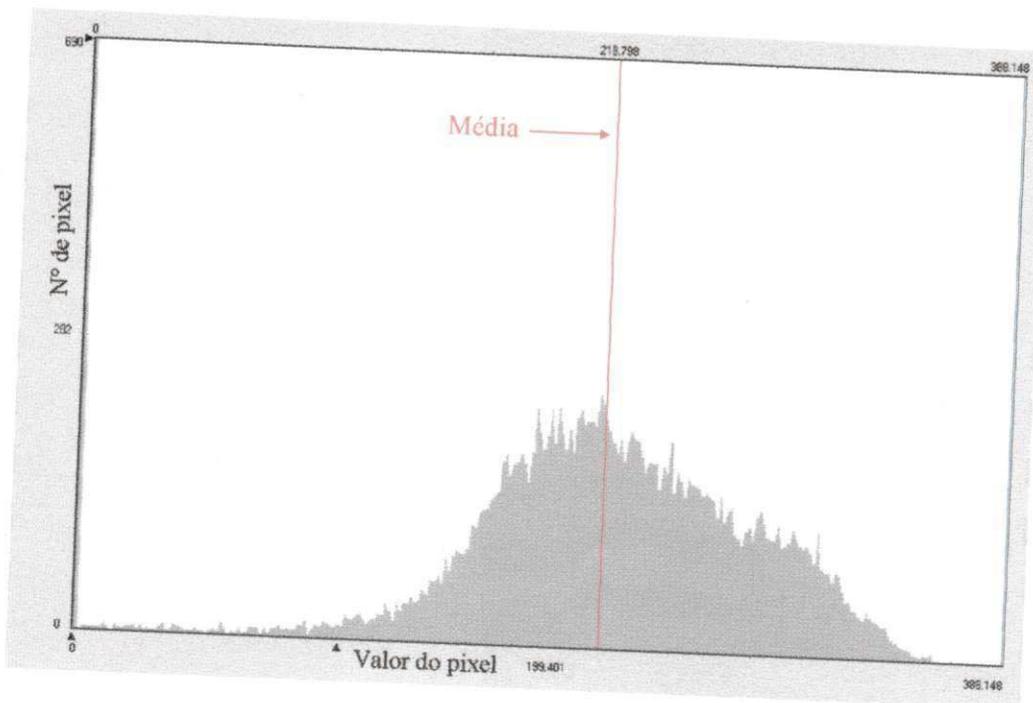


Figura 4.44 - Histograma de frequência do fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ) obtido com NOAA em 04/10/2001

As Tabelas 4.6 e 4.7 reproduzem as variáveis analisadas durante os processos iterativos para o cálculo de H do Landsat-5 do ano de 2003 e do satélite NOAA-16 do mesmo ano. A diferença máxima de temperatura entre a superfície e a camada de ar próximo à superfície foi de 5,5 °C para o satélite Landsat-5 e 5,2°C para NOAA-16. As diferenças foram calculadas pixel a pixel para o Landsat 5 e NOAA-16, pelas seguintes funções:

$$dT = -11,5 + 0,47Ts \quad (4.4)$$

$$dT = -6,91 + 0,27Ts \quad (4.5)$$

**Tabela 4.6** - Valores dos parâmetros no processo iterativo (It) para a imagem do Landsat-5 de 2003, em que dT (°C), H (Wm<sup>-2</sup>), r<sub>ah</sub> (sm<sup>-1</sup>) e u<sub>\*</sub> (ms<sup>-1</sup>).

It	Pixel Quente						Pixel Frio				
	dT x Ts	dT	H	r <sub>ah</sub>	u <sub>*</sub>	L	dT	H	r <sub>ah</sub>	u <sub>*</sub>	L
1	-18,4+0,76Ts	9,04	483,4	25,8	0,33	-9,52	0	0	17,4	0,31	0
2	-9,78+0,40Ts	4,79	517,9	10,7	0,46	-18,1	0	0	17,2	0,42	0
3	-11,9+0,49Ts	5,82	490	14,1	0,42	-20,1	0	0	17,0	0,42	0
4	-11,2+0,46Ts	5,49	481,6	13,3	0,43	-21,0	0	0	17,4	0,41	0
5	-11,7+0,37Ts	5,12	472	13,7	0,41	-20,2	0	0	17,1	0,40	0
6	-11,5+0,47Ts	5,61	478,7	13,6	0,43	-21,9	0	0	17,4	0,42	0

Valores iniciais para o pixel quente: dT = 9,04°C, H = 476 Wm<sup>-2</sup> e r<sub>ah</sub> = 21,9 sm<sup>-1</sup>.

**Tabela 4.7** - Valores dos parâmetros no processo iterativo para a imagem do NOAA-16 de 2003, em que dT (°C), H (Wm<sup>-2</sup>), r<sub>ah</sub> (sm<sup>-1</sup>) e u<sub>\*</sub> (ms<sup>-1</sup>).

It	Pixel Quente						Pixel Frio				
	dT x Ts	dT	H	r <sub>ah</sub>	u <sub>*</sub>	L	dT	H	r <sub>ah</sub>	u <sub>*</sub>	L
1	-13,9+0,54Ts	10,4	368,2	18,4	0,21	-2,52	0	0	29,3	0,24	0
2	-4,61+0,18Ts	3,43	366,2	11,2	0,34	-9,85	0	0	29,5	0,24	0
3	-7,65+0,29Ts	5,70	348	18,6	0,30	-6,67	0	0	29,3	0,24	0
4	-6,75+0,26Ts	5,03	353,3	16,4	0,30	-7,25	0	0	29,3	0,24	0
5	-6,91+0,27Ts	5,15	363,4	16,8	0,30	-7,45	0	0	29,3	0,24	0

Valores iniciais para o pixel quente: dT = 10,4°C, H = 354 Wm<sup>-2</sup> e r<sub>ah</sub> = 33,9 sm<sup>-1</sup>.

Observar-se claramente nas tabelas, que o número de iterações entre as imagens são diferentes. Na imagem do Landsat 5 foram necessárias seis iterações para se perceber as convergências das variáveis, enquanto que na imagem NOAA-16 o número de iterações foi de apenas 5. Esta geração de cinco iterações nos cálculos da imagem NOAA-16, pode está relacionado com a baixa resolução espacial do AVHRR/NOAA-16, ou seja, a dimensão do pixel pode reduzir a variação das estimativas das variáveis, promovendo mais rapidamente a convergência, conseqüentemente diminuindo o número de iterações. Esta argumentação encontra respaldo quando se observa na Tabela 4.7, que as estimativas de H baseadas na imagem NOAA-16 apresentam pouca variação entre as iterações. Tomando como base o valor do pixel quente do H inicial, a amplitude máxima de H foi de apenas  $14,2 \text{ Wm}^{-2}$ . Já para o Landsat 5 esta amplitude foi de aproximadamente  $41,9 \text{ Wm}^{-2}$ .

A Tabela 4.8 mostra os valores instantâneos dos pixel quente e frio do Landsat 5 e NOAA-16 obtidos durante a passagem desses satélites no dia 24 de setembro de 2003. Os dois pontos mais marcantes nesta tabela, estão relacionados com as diferenças entre os valores de H no pixel quente e entre os valores de LE no pixel frio. Observa-se que enquanto o valor de H no pixel da imagem foi de  $476,2 \text{ Wm}^{-2}$ , no NOAA-16 foi de apenas  $368 \text{ Wm}^{-2}$ , conferindo uma diferença de cerca de 23%. Por outro lado, o valor de LE no pixel frio do NOAA-16 foi de  $526,5 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que no Landsat-5 este valor atingiu  $616,8 \text{ Wm}^{-2}$ , ou seja, o valor do LE do Landsat-5 supera em 15% o valor de LE no pixel frio do NOAA-16. Este comportamento de LE e H diferem dos observados no ano de 2001, visto que neste ano o valor do pixel de LE do Landsat 5 no pixel frio superou em apenas 6% o valor de LE do NOAA-16. Já o valor de H no pixel quente do NOAA-16 foi 21% maior que do Landsat 5, ou seja, ocorreu o inverso do observado no ano de 2003. É importante justificar que esta inversão no comportamento dos valores de H dos satélites entre os anos de 2001 e 2003, está muito provavelmente relacionada com a dimensão de cena do Landsat 5, vez que foi observado na cena do ano de 2003, maior quantidade e adensamento da área irrigada, acarretando maior gradiente de Ts e aumento de H, o que não foi verificado na cena do NOAA-16, devido a baixa resolução espacial deste sensor.

**Tabela 4.8** - Parâmetros instantâneos dos pixels quente e frio obtido durante a passagem do Satélite Landsat 5 – TM e NOAA-16 do ano de 2003.

Parâmetros	Unidades	Imagem Landsat 5 de		Imagem de NOAA-16 de	
		24/09/2003		24/09/2003	
		Pixel Quente	Pixel Frio	Pixel Quente	Pixel Frio
Lat.	-	9°09'56"S	9°21'32"S	9°26'27"S	9°24'28"S
Long.	-	40°13'04"O	40°36'35"O	40°34'25"O	40°39'35"O
IVDN	-	0,14	0,66	0,11	0,44
IVAS	-	0,11	0,62	0,14	0,65
IAF	-	0,04	2,4	0,03	1,8
$\alpha$	-	0,34	0,18	0,26	0,15
$\epsilon_0$	-	0,95	0,97	0,95	0,98
Ts	°C	36,2	24,2	45,2	25,9
$R_{L\uparrow}$	Wm <sup>-2</sup>	490	420	550	433,8
Rn	Wm <sup>-2</sup>	568	685	486,5	596,5
G	Wm <sup>-2</sup>	90,2	68,2	116,2	70
H	Wm <sup>-2</sup>	476,2	0	368	0
LE	Wm <sup>-2</sup>	1,6	616,8	2,3	526,5
$z_{om}$	m	0,008	0,096	0,007	0,121
$u_*$	ms <sup>-1</sup>	0,31	0,29	0,25	0,23
$r_{ah}$	sm <sup>-1</sup>	18,0	29,6	18,2	29,3
dT	°C	5,5	0	5,2	0

Estão representadas nas Figuras 4.45 e 4.46 as cartas do fluxo de calor sensível dos satélites Landsat 5 e NOAA-16 da data de 24 de setembro de 2003, onde primeiramente se observa que a faixa de valores de H que correspondem às tonalidades nas cartas são diferentes das faixas de H analisadas anteriormente, visto que os valores de H para essas cartas são superiores aos encontrados nos anos de 2000 e 2001.

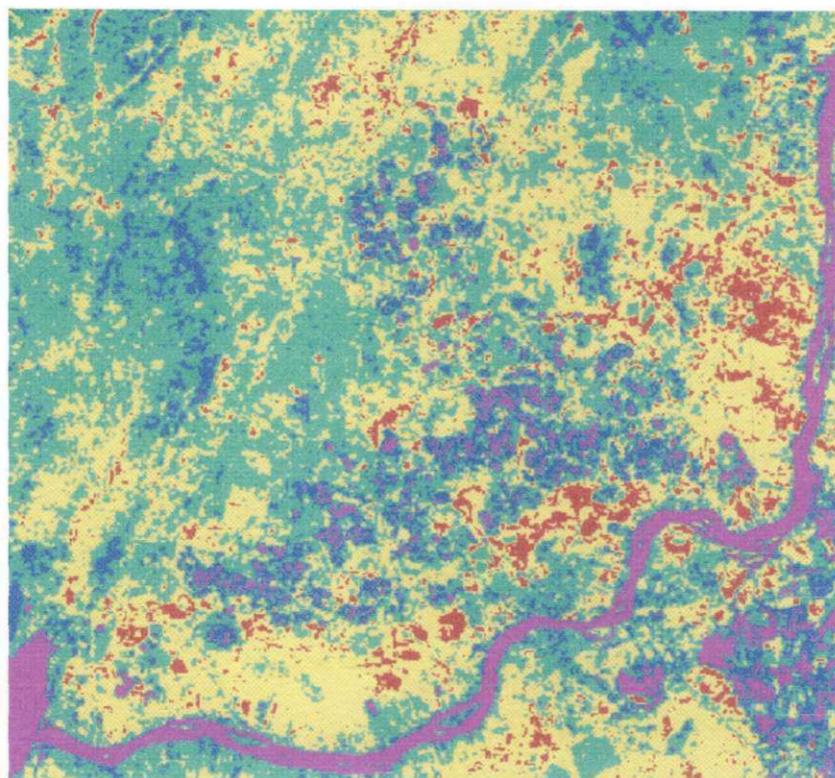
Pode-se observar na carta de H do Landsat 5 maior predominância da tonalidade esverdeada e amarelada que correspondem áreas de caatinga e área com baixa cobertura vegetal, com faixa de valores de H que se estende de aproximadamente  $200 \text{ Wm}^{-2}$  até cerca de  $400 \text{ Wm}^{-2}$ . No entanto, visualiza-se nesta carta uma maior concentração de áreas irrigadas (tonalidade azulada) que as observadas nas cartas do Landsat 5 dos anos anteriores. A faixa de valores de H na área irrigada ( $100 \text{ Wm}^{-2} < H < 200 \text{ Wm}^{-2}$ ) observado s nas Figuras 4.45 e 4.46 estão coerentes com obtidos por Kite e Droogers (2000) que aplicaram o algoritmo SEBAL em imagens Landsat 5 para dois dias ( 26 de junho e 29 de agosto) em área com cultivo de algodão. O valor instantâneo de H no primeiro dia foi de  $190 \text{ Wm}^{-2}$  e  $170 \text{ Wm}^{-2}$  no segundo dia de aplicação deste algoritmo. Com outro algoritmo denominado S-SEBI, Roerink et al. (2000) aplicaram este algoritmo às imagens Landsat 5 em área com cultivo de milho e encontraram valores instantâneos de H para área irrigada da mesma ordem de magnitude dos encontrados nesta pesquisa.

Esses pesquisadores também avaliaram as estimativas de H obtidas com o S-SEBI, com medidas realizadas com o sistema da razão de Bowen e das correlações de vórtices turbulentos. Foi verificado que o H medido pela razão de Bowen foi 8% maior que o H encontrado através do S-SEBI, e que a diferença entre o H obtido pelo S-SEBI e da correlação dos vórtices turbulentos foi de apenas 2%. Percebe-se que estas áreas irrigadas concentram-se principalmente na parte de maior sinuosidade do trecho do rio São Francisco, para facilitar a captação de água deste rio, destacando-se a área do Campo Experimental de Mandacaru (canto inferior direito da carta). Percebe-se também nesta carta que as áreas irrigadas estão bem abastecidas de água, com valores de H que se assemelham aos valores de H no lago de Sobradinho e trecho do rio São Francisco.

O pequeno conjunto de pivôs centrais com tonalidade magenta (canto inferior esquerdo da carta), que nas cartas dos anos de 2000 e 2001 não aparecem com brilho intenso, são bastante brilhantes e apresentam uniformidade desta tonalidade em toda área dos pivôs. A carta também mostra tonalidade avermelhada que corresponde a solo completamente exposto e denota valores de H superiores a  $400 \text{ Wm}^{-2}$ . Observa-se

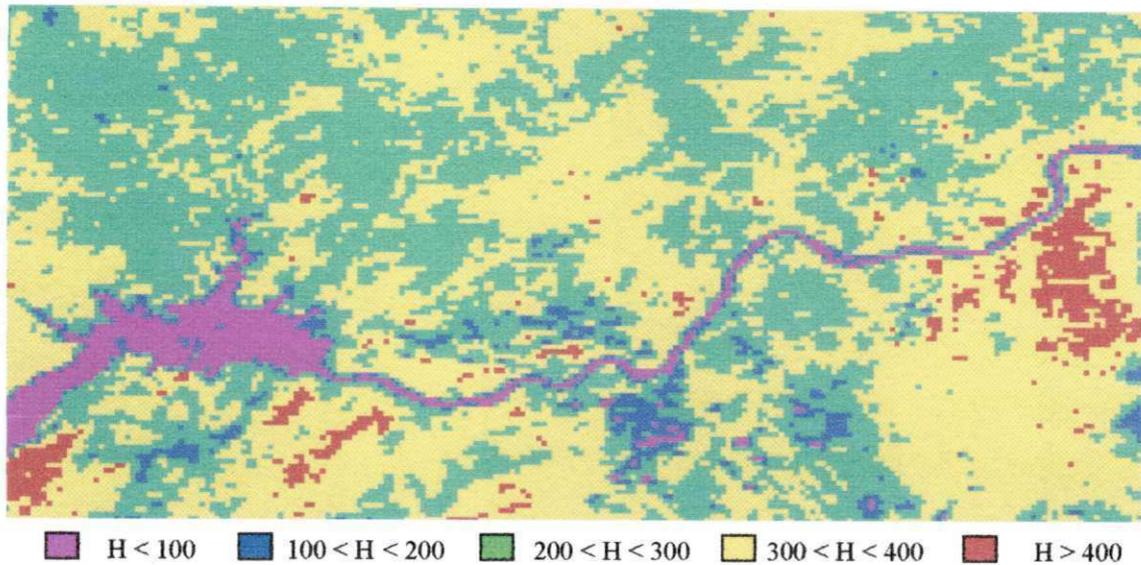
que esta tonalidade está bem distribuída na carta, entretanto, apresenta maior concentração na parte alta do trecho do rio São Francisco, sugerindo que esta área foi intensamente utilizada para prática agrícola e que ao longo dos anos vem experimentando acelerando processo de degradação do solo.

A carta de H do NOAA-16 (Figura 4.46), a exemplo da carta de H do Landsat 5, também apresenta predominância da tonalidade esverdeada e amarelada, concentrando valores de H de  $200 \text{ W.m}^{-2}$  a  $300 \text{ W.m}^{-2}$  e de  $300 \text{ W.m}^{-2}$  a  $400 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente. Destaca-se como área irrigada o Campo Experimental de Mandacaru (maior mancha em cor azul na carta), onde se observa uma tonalidade azulada e pequenos pontos em magenta, que mesmo com a baixa resolução espacial do sensor do NOAA-16 acusa o grau de suprimento de água nesta área. Visualizam-se pequenos pontos no centro da carta com tonalidade avermelhada, que correspondem exatamente às áreas de solo exposto e equivalem as manchas em vermelho observadas na carta do Landsat 5 deste mesmo ano, e indicam nas cartas valores de H superiores  $400 \text{ Wm}^{-2}$ .



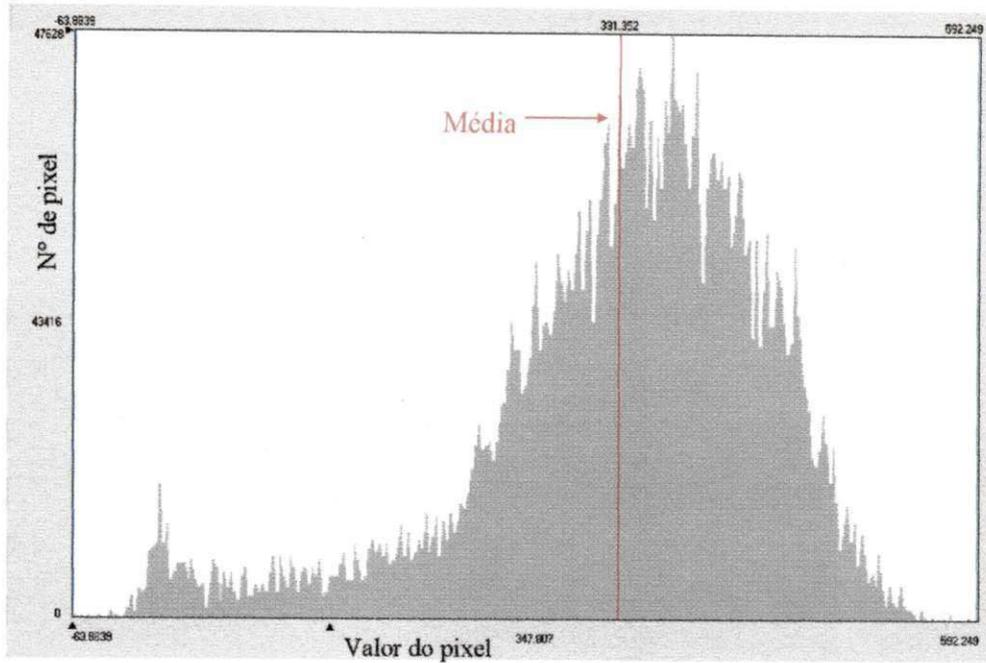
■ H < 100 ■ 100 < H < 200 ■ 200 < H < 300 ■ 300 < H < 400 ■ H > 400

**Figura 4.45-** Carta do fluxo de calor sensível ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtida com o Landsat 5 em 24/09/2003

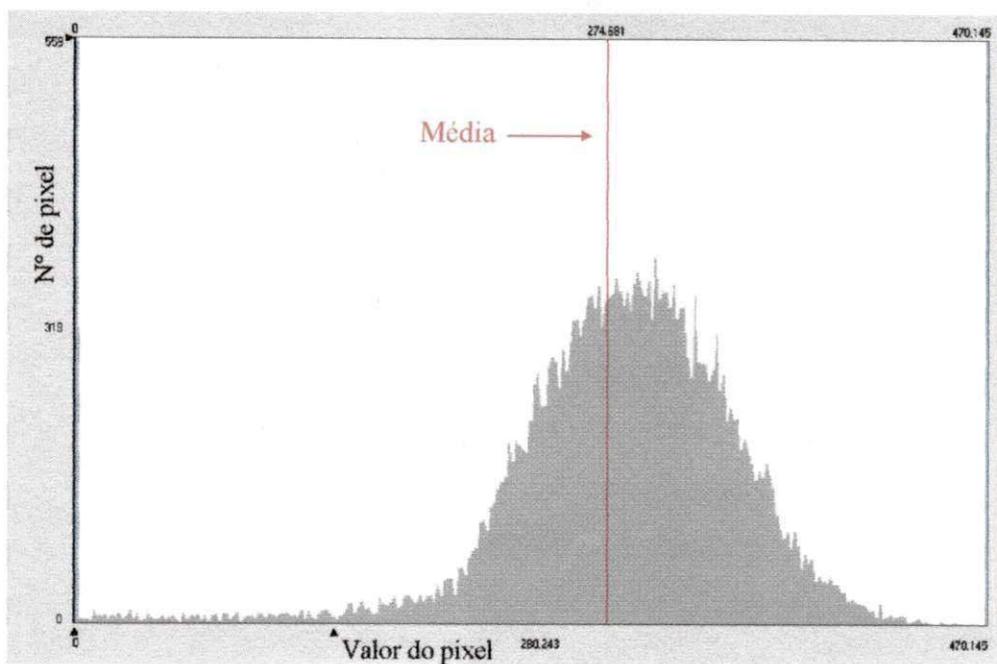


**Figura 4.46** - Carta do fluxo de calor sensível ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 24/09/2003

O padrão e a distribuição dos pixels das cartas de fluxo de calor sensível do Landsat 5 e NOAA-16 do ano de 2003 podem ser vistos nos histogramas de frequência nas Figuras 4.47 e 4.48. Percebe-se na Figura 4.47 que o valor mínimo registrado foi de  $-63,8 \text{ Wm}^{-2}$  e o valor máximo de  $592,2 \text{ Wm}^{-2}$ . Os pixels cujos valores de  $H$  foram negativos correspondem aos pixels cuja temperatura da superfície foi inferior a temperatura do pixel frio (em geral correspondem aos corpos de água) e os pixels no quais os valores de  $H$  foram superiores ao obtido no pixel quente correspondem aos pixels com temperatura da superfície superior a do pixel quente. O valor médio foi de  $331,3 \text{ Wm}^{-2}$  e o desvio padrão de  $68,2 \text{ Wm}^{-2}$ . Percebe-se também na Figura duas modas, a esquerda (menor) e direita (maior). O valor da moda à esquerda foi de  $3,2 \text{ Wm}^{-2}$  e correspondem ao lago de Sobradinho e ao rio São Francisco. Já a moda à direita registrou valor  $365,7 \text{ Wm}^{-2}$  e representam os valores correspondentes às áreas com baixa cobertura vegetal ou com áreas com solo exposto. Por outro lado a Figura 4.48, que corresponde a carta de  $H$  do NOAA-16, apresentou apenas um valor modal de  $282,8 \text{ Wm}^{-2}$ . O valor mínimo foi próximo de zero, o valor máximo, médio e do desvio padrão foram de  $470 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $274,7 \text{ Wm}^{-2}$  e de  $73,2 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Ma et al. (2003) verificaram numa pesquisa no platô do Tibet, que o valor de  $H$  variou de 0 a  $320 \text{ Wm}^{-2}$ , e o desvio padrão não ultrapassou  $35 \text{ Wm}^{-2}$ .



**Figura 4.47-** Histograma de frequência do fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 24/09/2003.

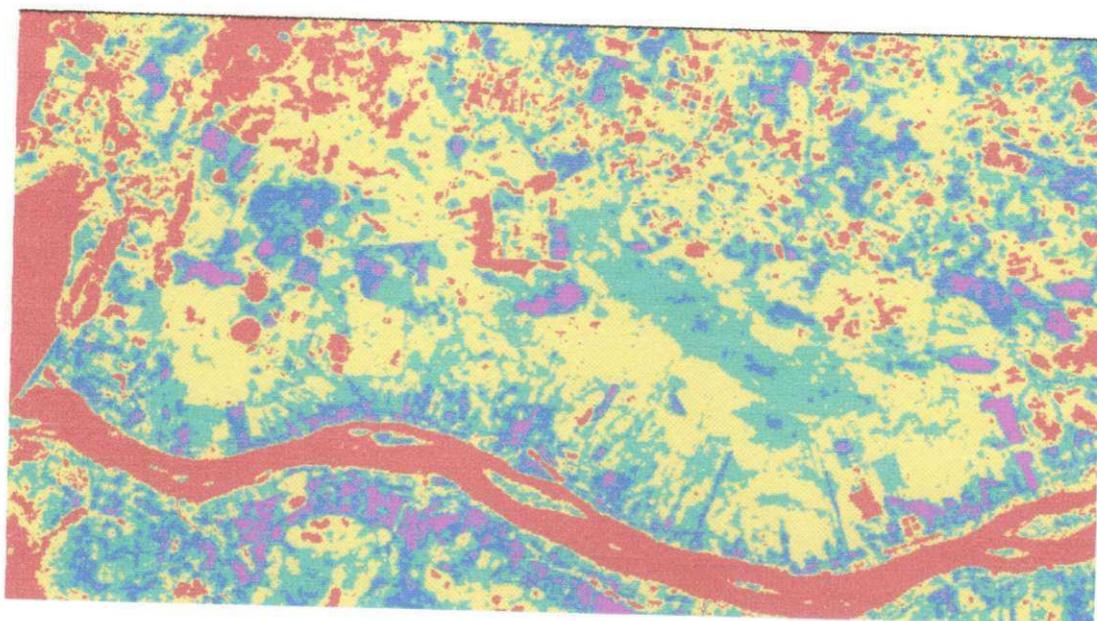


**Figura 4.48 -** Histograma de frequência do fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 24/09/2003

#### 4.9 - Fluxo de Calor Latente

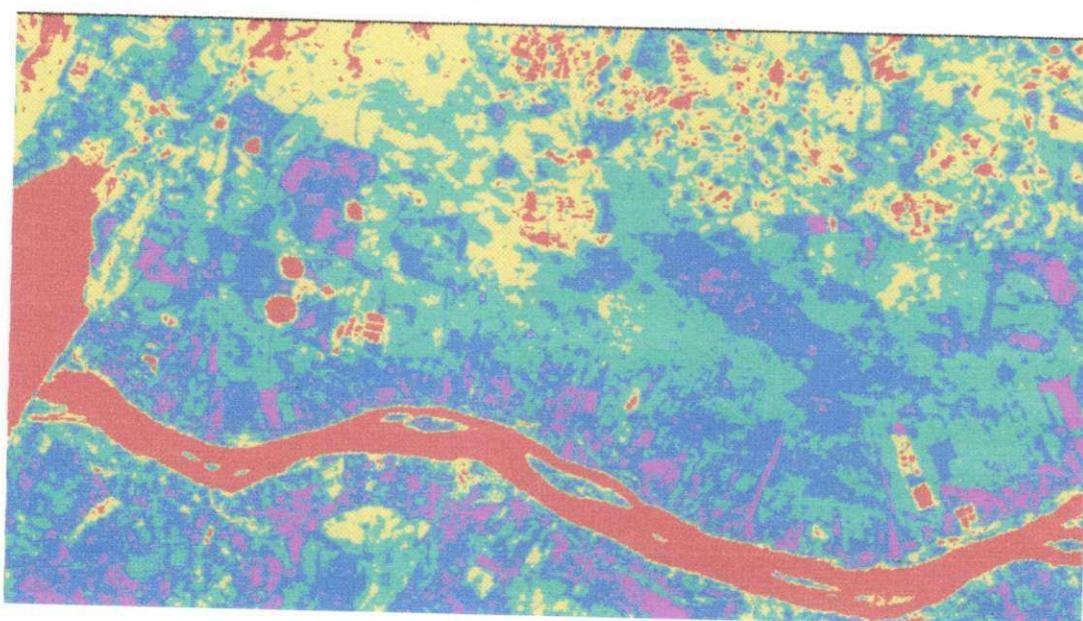
No algoritmo SEBAL o fluxo de calor latente (LE) é obtido como resíduo do balanço de energia à superfície, ou seja, é obtido pela diferença entre  $R_n$ ,  $G$  e  $H$ . Deste modo foi calculado o LE instantâneo que está representado nas Figuras 4.49a e 4.49b, respectivamente para os anos de 2000 e 2001 com o Landsat 5. Observa-se primeiramente a predominância da tonalidade amarelada que limita LE entre  $350 \text{ Wm}^{-2}$  a  $450 \text{ Wm}^{-2}$  e que corresponde a área de caatinga. Já na carta de LE de 2001 há predominância da tonalidade azulada e indica LE na faixa de  $120 \text{ Wm}^{-2}$  e  $230 \text{ Wm}^{-2}$ . Este impacto visual dessas duas tonalidades entre esses anos, pode estar relacionado com o período de ocorrência de precipitação, vez que aquisição da imagem de 2000 corresponde ao início do período chuvoso da região, acarretando maior umidade do solo, proporcionando maior vigor e adensamento da vegetação, como pode ser visto nas cartas do IVDN (Figuras 4.9a e 4.9b). As áreas com tonalidade magenta representam os valores de LE inferiores a  $120 \text{ Wm}^{-2}$ , correspondendo as áreas desprovidas de vegetação, e concentram-se na sua maioria nas margens do trecho do rio São Francisco. As áreas com tonalidade avermelhada representam valores de LE superiores a  $450 \text{ Wm}^{-2}$ , correspondendo aos corpos d'água e áreas irrigadas, destacando-se o conjunto de pivôs centrais, que no ano de 2000 obteve valor máximo de LE observado foi de  $470 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que no ano de 2001 o LE máximo nesta área foi de  $408 \text{ Wm}^{-2}$ .

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



LE < 120  
  120 < LE < 230  
  230 < LE < 350  
  350 < LE < 450  
  LE > 450

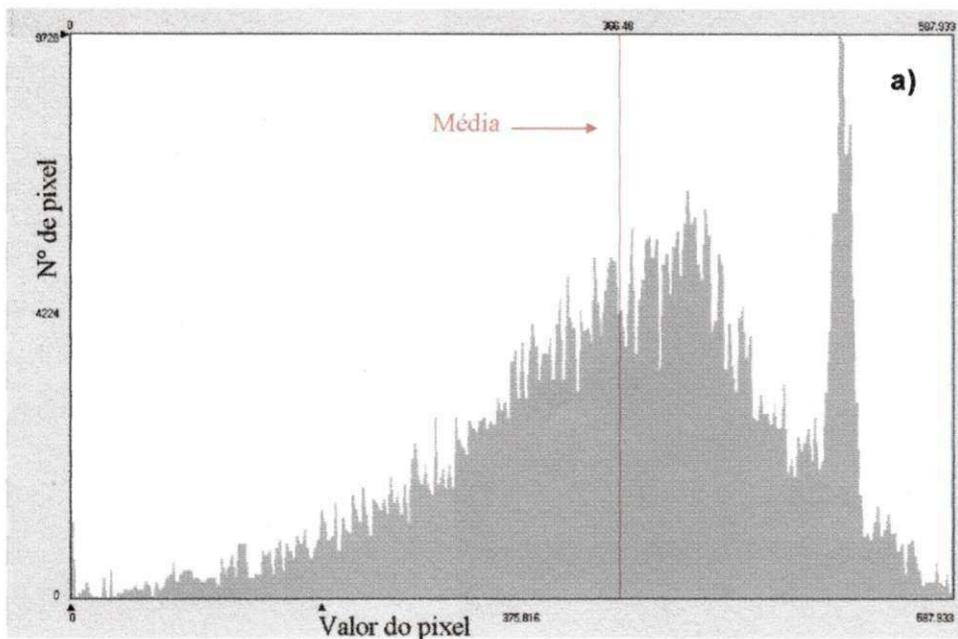
**Figura 4.49a** - Carta do fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 04/12/2000



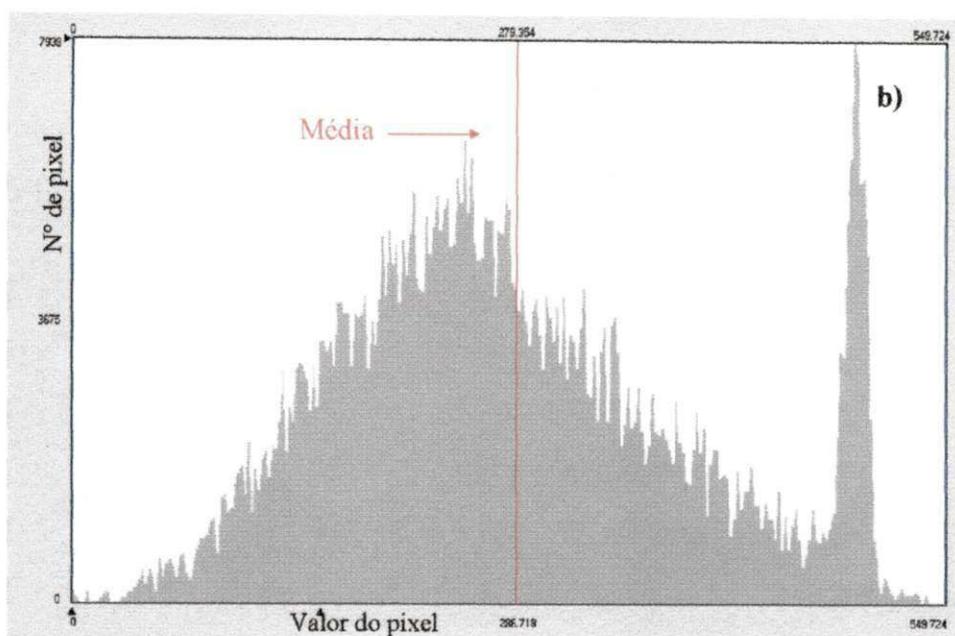
LE < 120  
  120 < LE < 230  
  230 < LE < 350  
  350 < LE < 450  
  LE > 450

**Figura 4.49b** - Carta do fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 04/10/2001

Nas Figuras 4.50a e 4.50b, estão representados os histogramas de frequência de LE para os anos de 2000 e 2001, respectivamente. Os valores de LE variam de 0 a 587,9  $\text{Wm}^{-2}$  para o ano de 2000 e de 0 a 549,7  $\text{Wm}^{-2}$  no ano de 2001. Os valores médios são representados nos histogramas pela linha vertical vermelha e correspondem a 366,4  $\text{Wm}^{-2}$  em 2000 e 279,4  $\text{Wm}^{-2}$  no ano de 2001, ou seja, o valor médio de LE do ano de 2001 é cerca de 24% menor que do ano de 2000. Visualizam-se duas modas em ambos os histogramas, onde a moda à direita, cujos valores de LE são de 509,8  $\text{Wm}^{-2}$  em 2000 e 489,6  $\text{Wm}^{-2}$  em 2001, e representam os valores de LE correspondente aos corpos d'água. Já a moda esquerda, cujos valores são de 380  $\text{Wm}^{-2}$  em 2000 e 247  $\text{Wm}^{-2}$  em 2001, representam os valores de LE correspondentes às áreas com vegetação nativa. Percebe-se que os valores de LE em 2000 concentram-se em torno da média, enquanto que para o ano de 2001 os valores de LE concentram-se abaixo da média. O desvio padrão dos valores de LE no ano de 2000 foi de 85,3  $\text{Wm}^{-2}$ , enquanto que em 2001 foi de 81,5  $\text{Wm}^{-2}$ . Estas estatísticas assemelham-se com as obtidas por Bezerra (2004), onde verificou que o valor médio de LE nessa área no ano de 2000 foi 346,1  $\text{Wm}^{-2}$  e 289,4  $\text{Wm}^{-2}$  em 2001. Este autor obteve um valor modal de 505,1  $\text{Wm}^{-2}$  em 2000 e 492,3  $\text{Wm}^{-2}$  em 2001.

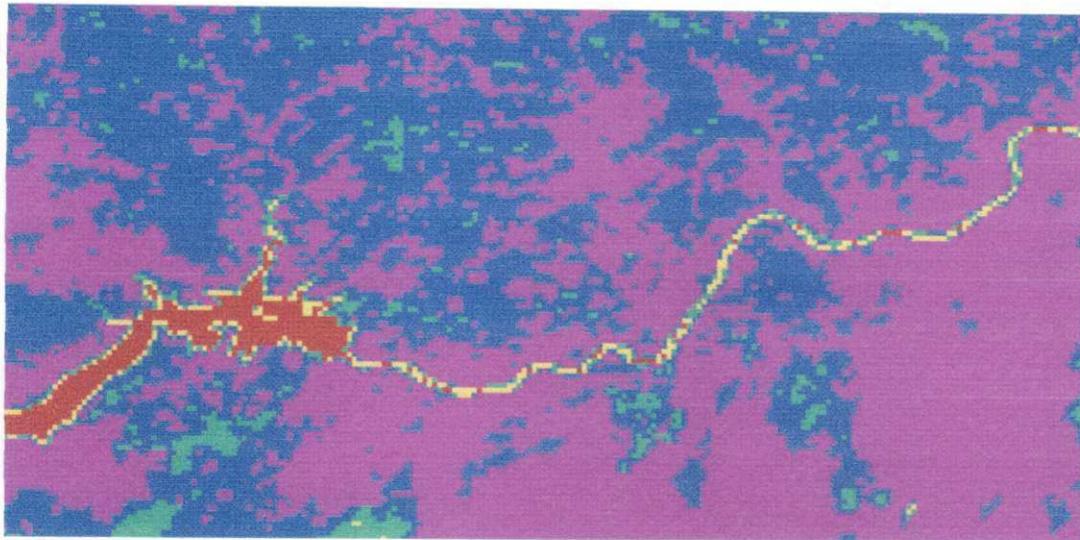


**Figura 4.50a** - Histograma de frequência do fluxo de calor latente ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido com o Landsat 5 em 04/12/2000



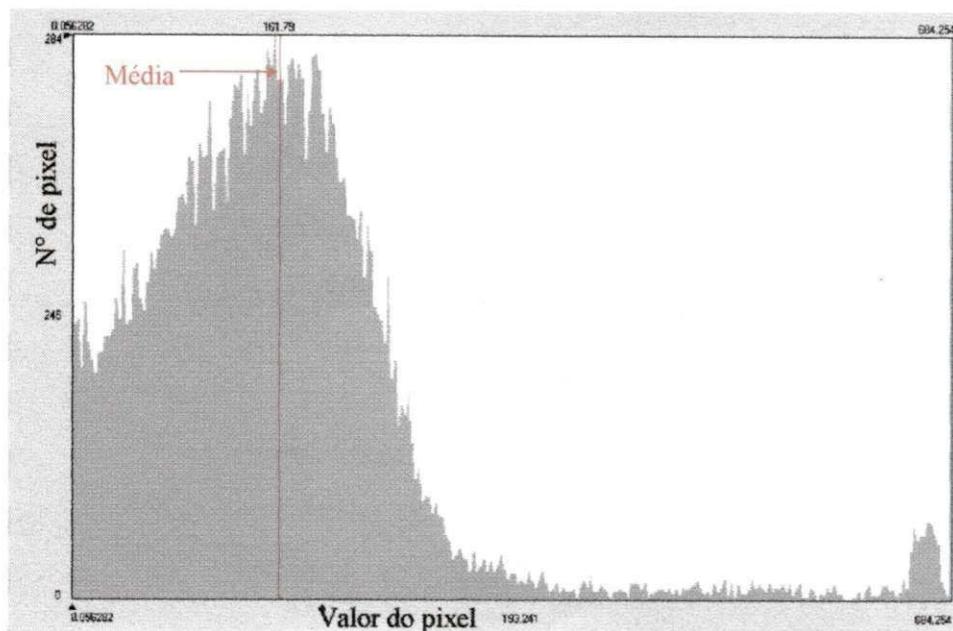
**Figura 4.50b** - Histograma de frequência do fluxo de calor latente ( $\text{Wm}^{-2}$ ) obtido com Landsat 5 em 04/10/2001

As Figuras 4.51 e 4.52 referem-se a carta do fluxo de calor latente do NOAA-16 em 04 de outubro de 2001 e seu respectivo histograma de frequência, onde se observa na Figura 4.51 que as faixa de valores desta carta diferem da faixa de valores apresentadas nas cartas Landsat 5, vez que a carta de LE do NOAA-16 não registra o mesmo padrão de estimativas daquelas observadas nas cartas do Landsat 5. A referida figura apresenta forte predominância das tonalidades magenta e azulada, que denota valores de LE inferiores a  $130 \text{ Wm}^{-2}$  e aqueles compreendidos entre  $130 \text{ Wm}^{-2}$  e  $250 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente, e correspondem a áreas de solo exposto e aquelas áreas com baixa cobertura vegetal, indicando vegetação nativa (caatinga). Percebe-se também na figura pequenas manchas com tonalidade esverdeada ( $250 \text{ Wm}^{-2} < \text{LE} < 400 \text{ Wm}^{-2}$ ), na sua maioria contidas nas áreas azuladas, em destaque área do C. E. de Mandacaru, localizado no ponto de inflexão do trecho do rio São Francisco (no centro da Figura 4.51). A tonalidade amarelada contorna praticamente todo o lago de Sobradinho, e estende-se ao longo do trecho do rio São Francisco, limitando valores de LE entre  $400 \text{ Wm}^{-2}$  e  $500 \text{ Wm}^{-2}$ . Os valores de LE variam de 0 a  $684,2 \text{ Wm}^{-2}$ , com média de  $161,7 \text{ Wm}^{-2}$  (Figura 4.52). A figura também apresenta duas modas, que correspondem às áreas vegetadas e solo exposto, e confere valor de  $155,8 \text{ Wm}^{-2}$  (a esquerda), e a moda a direita, que corresponde aos corpos d'água e apresenta valor de  $618 \text{ Wm}^{-2}$ .



$LE < 130$ 
  $130 < LE < 250$ 
  $250 < LE < 400$ 
  $400 < LE < 500$ 
  $LE > 500$

**Figura 4.51** - Carta do fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA em 04/10/2001

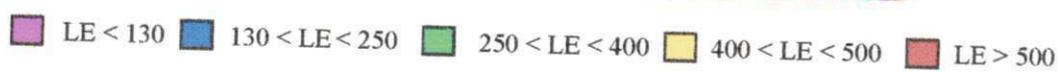
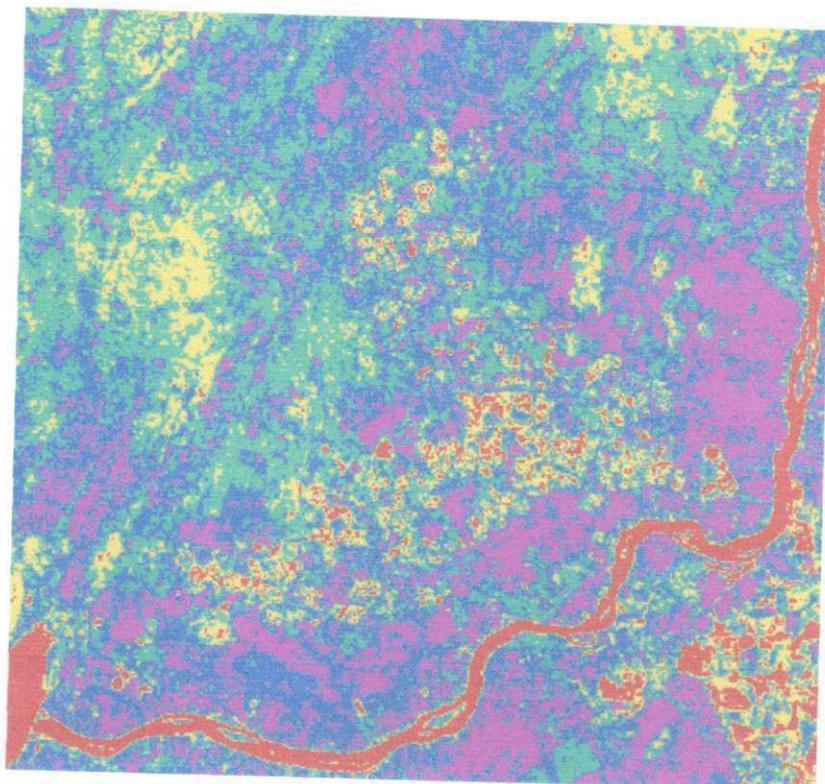


**Figura 4.52** - Histograma de frequência do fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 04/10/2001

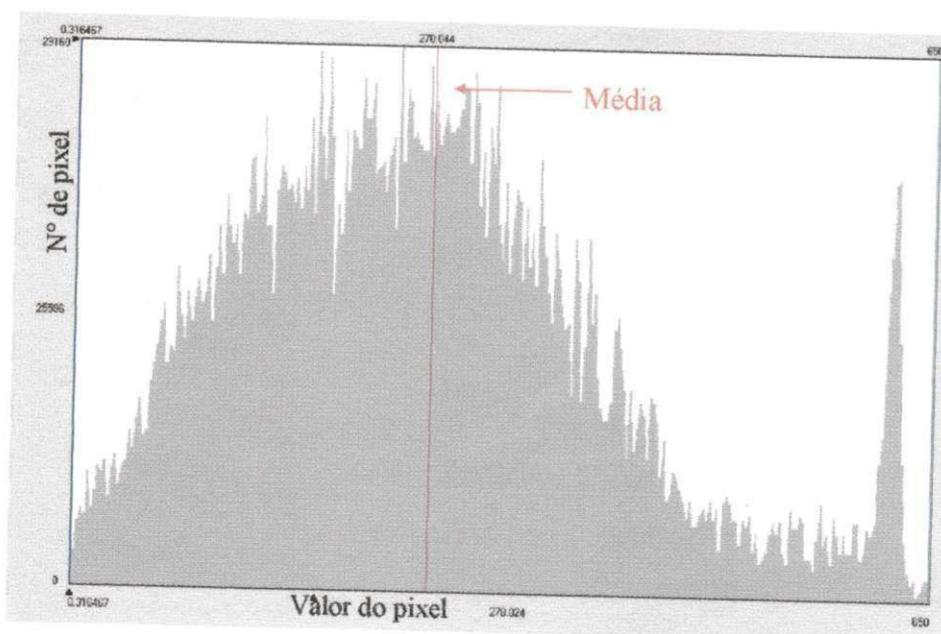
Visualiza-se nas Figuras 4.53 e 4.54, a carta de fluxo de calor latente (LE) e o histograma de frequência do Landsat 5 do ano 2003, respectivamente. A Figura 4.53 apresenta uma boa visualização e distribuição espacial de áreas antropizadas, bem como os tipos de cobertura vegetal, hoje em dia um aspecto indispensável para o

planejamento de uma política eficiente de desenvolvimento sustentável, assim como para a compreensão e avaliação objetiva de diferentes ecossistemas, sejam naturais, agrícolas, ou industriais. Nesse sentido, percebe-se no mosaico da Figura 4.53 que a tonalidade magenta que confere valores de LE menores que  $130 \text{ Wm}^{-2}$ , e compreende áreas de solo completamente descobertos, acompanhou nitidamente tanto da margem esquerda como da margem direita o curso do rio São Francisco. É interessante também observar na figura que a tonalidade azulada que caracteriza áreas com valores de LE entre  $130 \text{ Wm}^{-2}$  e  $250 \text{ Wm}^{-2}$ , e denota áreas com baixa cobertura vegetal, aponta o grau de transição entre a área de solo exposto e aquele com baixa cobertura vegetal. Registram-se também fragmentos de vegetação nativa densa, em destaque no canto superior esquerdo da carta (tonalidade esverdeada, amarelada) em que LE apresenta valores superiores a  $350 \text{ Wm}^{-2}$ , e levanta a hipótese de que esta característica está intimamente relacionada com distância geográfica da margem do rio São Francisco.

As estimativas de LE nas áreas irrigadas, manifestam-se em tonalidade avermelhada, e indicam que essas áreas estão bem supridas de água, vez que apresentam valores de LE próximos dos encontrados no leito do rio São Francisco, com valores de LE superiores a  $500 \text{ Wm}^{-2}$ . É oportuno também mencionar nesta figura, a dimensão das áreas irrigadas do Campo Experimental de Mandacaru (canto inferior direito da figura), onde se observa um aglomerado de áreas irrigadas, com dimensão bem superior às áreas irrigadas observadas no centro da Figura 4.53, mostrando que a atividade agro-industrial nessa região vem sendo ampliada. Observa-se no histograma (Figura 4.54) que os valores de LE variaram de  $0,3 \text{ W.m}^{-2}$  até  $650 \text{ W.m}^{-2}$ , o valor da média representada pela linha vertical vermelha foi de  $270 \text{ W.m}^{-2}$ . O histograma aponta duas modas, uma moda (a esquerda) com valor de  $241,4 \text{ W.m}^{-2}$ , e representa áreas com baixa cobertura vegetal e a outra a direita, com valor de  $620 \text{ W.m}^{-2}$ , que corresponde as áreas irrigadas. Ma et al.(2003) avaliaram na China o fluxo de calor sensível, e verificaram no histograma da distribuição de frequência de LE, que o valor da moda na área de oásis foi de  $470 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que na área do deserto de Gobi o valor de LE só atingiu  $120 \text{ Wm}^{-2}$ . Em outro trabalho também envolvendo fluxo de calor, no platô do Tibet, Ma et al. (2003), encontraram uma variação de LE de  $40 \text{ W.m}^{-2}$  a  $880 \text{ W.m}^{-2}$ , com LE para área irrigada de  $600 \text{ Wm}^{-2}$ .



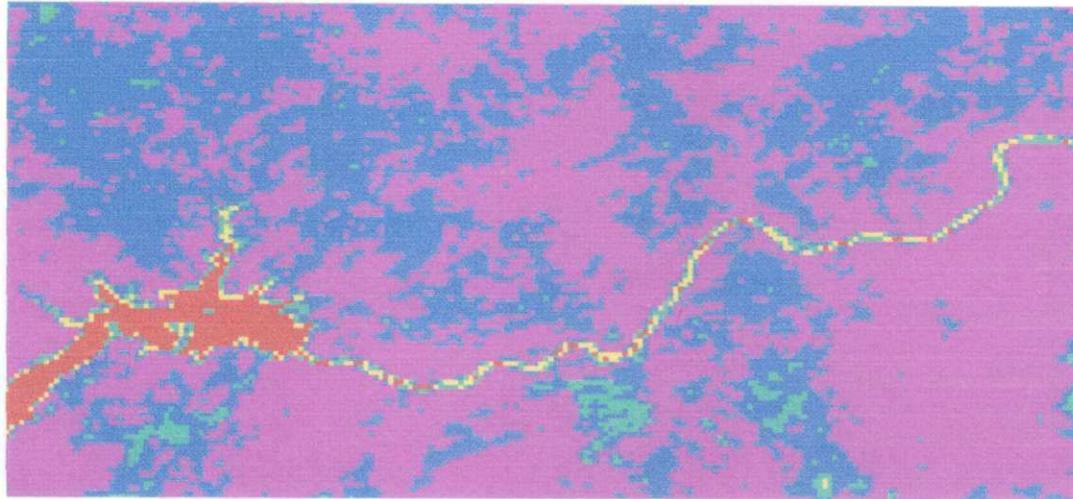
**Figura 4.53** - Carta do fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) obtidas com o Landsat 5 em 24/09/2003



**Figura 4.54**- Histograma de frequência do fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) obtida com o Landsat 5 em 24/09/2003

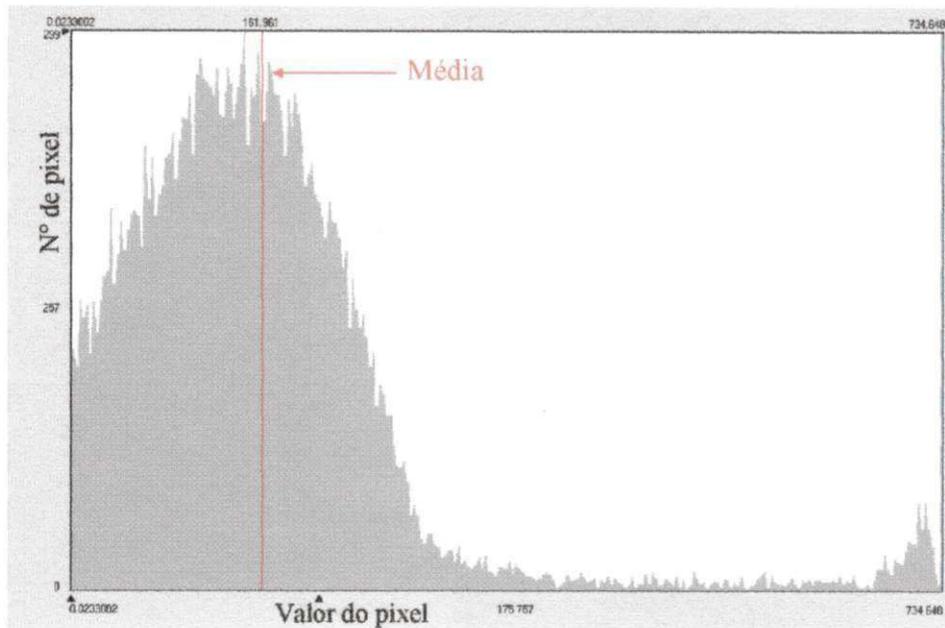
Analisando-se as Figuras 4.55 e 4.56, referentes às cartas do fluxo de calor latente do satélite NOAA-16 e do histograma do dia 24/09/2003, percebe-se que a carta de LE tem um padrão de tonalidades muito semelhante ao da carta de LE do NOAA-16 do ano de 2001, com total predominância das tonalidades magenta e azulada, que a exemplo da carta de LE do NOAA-16 de 2001, concentra valores entre  $130 \text{ Wm}^{-2}$  e  $250 \text{ Wm}^{-2}$ . Esta semelhança de padrão entre as duas cartas de LE entre os anos de 2001 e 2003, demonstra que o sensor AVHRR/NOAA-16, devido sua resolução espacial, não é capaz de detectar mudanças de cobertura vegetal e conseqüentemente variações de fluxo de LE da magnitude apresentada nesta pesquisa. Esta constatação assemelha-se aquela lançada por Townshend et al (1985) e posteriormente Ferreira (2004) em que comentam que os dados produzidos pelo AVHRR/NOAA talvez não sejam o mais indicado para detectar pequenas modificações na cobertura vegetal, bem como pequenas flutuações de fluxos à superfície, visto que são afetados pela heterogeneidade da superfície, sendo assim, aconselham utilizar este sensor em monitoramento ambiental, vez que tem boa resolução temporal.

Os valores de LE variaram de 0 a  $734,6 \text{ Wm}^{-2}$ , o que supera em cerca de  $50 \text{ Wm}^{-2}$  a variação apresentada na carta de LE do mesmo sensor em 2001. A média (Figura 4.56) é praticamente a mesma da obtida na carta de LE do ano de 2001, com valor de  $161,9 \text{ Wm}^{-2}$ . Já os valores das modas, são diferentes, com valor de  $143 \text{ Wm}^{-2}$  para a moda a esquerda, que corresponde a área de solo exposto e  $708,7 \text{ Wm}^{-2}$ , para áreas irrigadas e corpos d'água.



$LE < 130$ 
  $130 < LE < 250$ 
  $250 < LE < 400$ 
  $400 < LE < 500$ 
  $LE > 500$

**Figura 4.55** - Carta do fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 24/09/2003



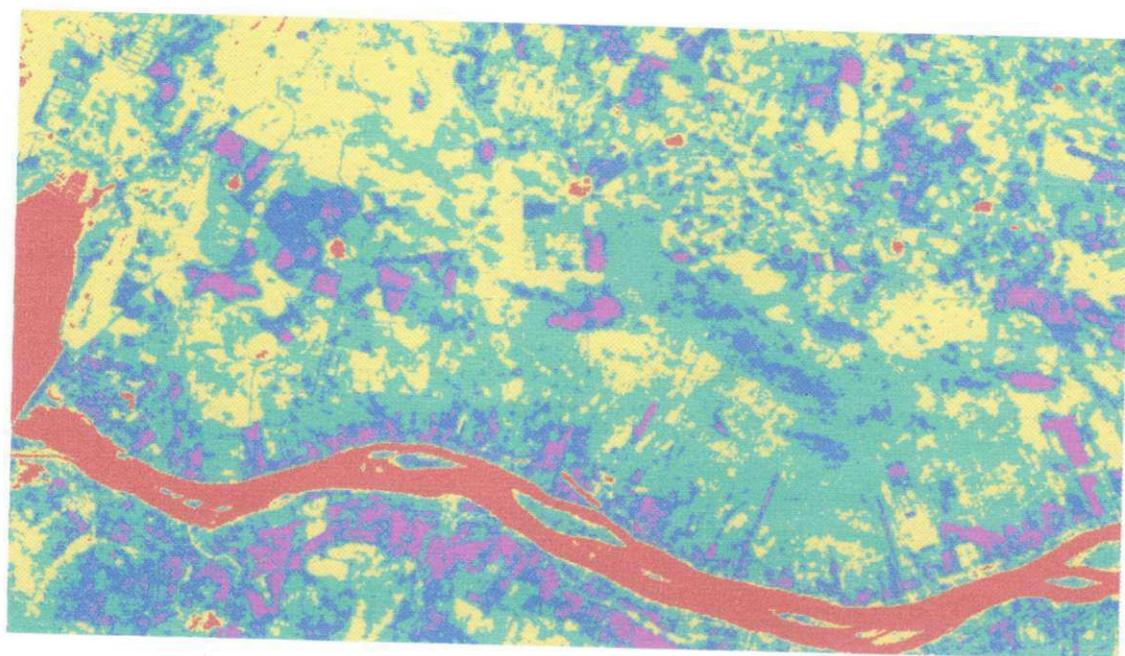
**Figura 4.56** - Histograma de frequência do fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ) obtido com o NOAA-16 em 24/09/2003

#### 4.10- Evapotranspiração

Nas Figuras 4.57a e 4.57b são apresentadas as cartas de estimativas de evapotranspiração (ET) do Landsat 5 nos dias 04 de dezembro de 2000 e 04 de outubro de 2001 em milímetros por dia (mm/dia), respectivamente. Observa-se na carta de estimativa de ET de 2000 a predominância de tonalidades esverdeadas, amarelada, que correspondem áreas com baixa cobertura vegetal e áreas com vegetação nativa (caatinga) e compreendem valores de ET nessas áreas entre 2,0 mm/dia e 4,0 mm/dia. Já na carta de ET do ano de 2001, visualiza-se maior predominância da tonalidade azulada, esverdeada, que correspondem áreas de solo exposto e aquelas com baixa cobertura vegetal, e acusam valores de ET entre 1,0 mm/dia a 3,0 mm/dia, respectivamente. É importante observar na carta de ET no ano de 2000 que a tonalidade azulada às margens do rio São Francisco não aparece de forma tão evidente como a observada no ano de 2001. Esse registro em primeira análise denota que no ano de 2000 a umidade do solo nessa região é maior que no ano de 2001, beneficiando com isso o aumento da cobertura vegetal, proporcionando assim o aumento nas estimativas de ET nessa área da carta.

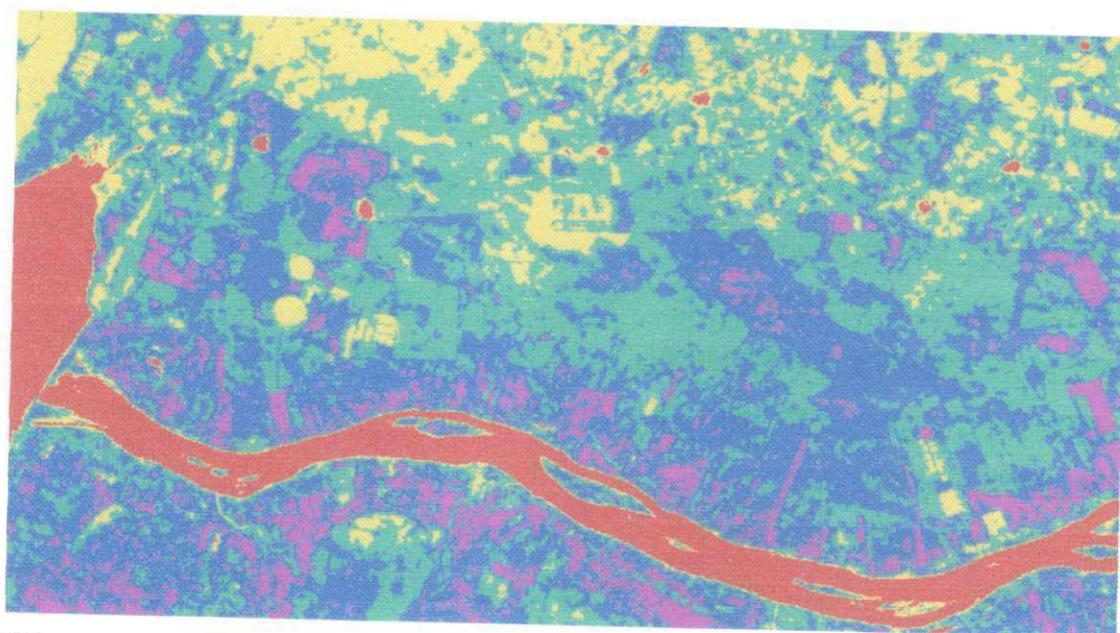
No ano de 2000 a ET média foi de 2,5 mm/dia, enquanto que no ano de 2001 a ET média foi de 2,2 mm/dia. Embora a média de ET do ano de 2000 tenha sido maior que do ano de 2001, a ET máxima no ano de 2001 foi maior que no ano de 2000, com valor de 4,9 mm/dia, contra 4,6 mm/dia no ano de 2000. A evapotranspiração de referencia (ET<sub>o</sub>) no Campo Experimental de Mandacaru em 2000 foi de 5,9 mm/dia, enquanto que em 2001 só atingiu 5,1 mm/dia (CPATSA, 2001). Bastiaanssen (2000) avaliou a ET numa área com cultivo de algodão no oeste da Turquia nos dias 26 de junho e 29 de agosto, e verificou que a ET variou de 2,4 mm/dia (26 de junho) a 4,4 mm/dia (29 de agosto). No ano seguinte, Bastiaanssen (2001) avaliou o SEBAL na região de Nilo Coelho em Petrolina-Pe, numa área com vários tipos de culturas, e encontrou uma ET média diária de 3,3 mm/dia. Silva (2000) num estudo mais criterioso avaliou a ET em pomar de mangueira através do método do balanço de energia na região de Petrolina, durante dois anos, e encontrou um valor médio diário de 4,2 mm/dia. O autor desta pesquisa também observou que a ET aumentou de 2,4 mm/dia, no início da floração, para 7,9mm/dia no final da formação de frutos, descendo em seguida para 3,5 mm/dia no estágio de maturação de frutos. Moura (2001) também

estudou a ET na região de Petrolina, mas em pomar de goiaba, e verificou que a ET atingiu 2,9 mm/dia na fase inicial do ciclo da cultura, e 6,3 mm/dia na fase final do ciclo desta cultura.



ET < 1.0    1.0 < ET < 2.0    2.0 < ET < 3.0    3.0 < ET < 4.0    4.0 < ET < 5.2

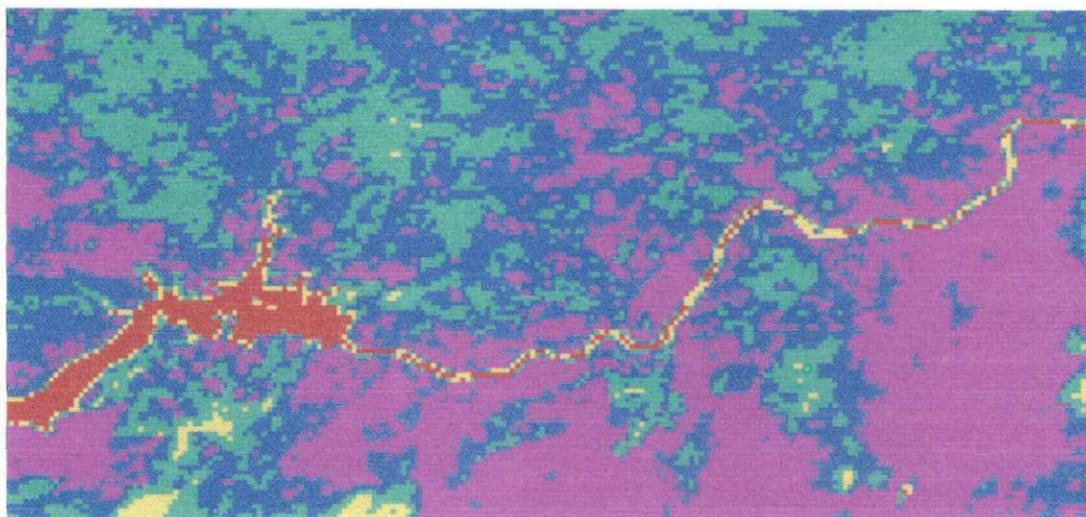
**Figura 4.57a** - Carta de evapotranspiração (mm/dia) obtida com o Landsat 5 em 04/12/2000



ET < 1.0    1.0 < ET < 2.0    2.0 < ET < 3.0    3.0 < ET < 4.0    4.0 < ET < 5.2

**Figura 4.57b**- Carta de evapotranspiração (mm/dia) obtida com o Landsat 5 em 04/10/2001

Visualiza-se na Figura 4.58 a carta da evapotranspiração (ET) do NOAA-16 no dia 04 de outubro de 2001 em milímetros por dia (mm/dia), onde se observa que tonalidade magenta (ET <1,0 mm/dia), que corresponde a área de solo exposto (solo muito arenoso), domina grande parte da cena, que segundo Bastiaanssen et al. (2001) a fração de areia que constitui o solo nessa região pode atingir mais de 70%. Visualiza-se, também, nesta figura com menor extensão áreas com tonalidades esverdeadas, que concentram valores de ET entre 2,0 a 3,0 mm/dia. A ET máxima nesta carta atingiu o valor de 4,7 mm/dia, enquanto que a média alcançou apenas 1,5 mm/dia. Este valor difere do obtido por Medina et al. (1998) na província de Córdoba na Espanha, em que utilizaram imagens produzidas pelo AVHRR/NOAA para estimar a ET tomando com base o algoritmo SEBAL, e encontram uma média de 2,0 mm/dia. Eles verificaram também que as estimativas de ET baseada no AVHRR/NOAA subestimaram em cerca de 15% aos valores obtidos pela equação de Penman. Em seguida Di Bella et al. (2000) utilizando um modelo simplificado, apenas com informações saldo de radiação, temperatura da superfície e do IVDN, estimaram a ET com dados do AVHRR/NOAA, em Gualeguaychú na Argentina, e encontraram uma média para ET de 3,2 mm/dia. Eles também relacionaram a ET estimada pelo modelo e a ET calculada com base nos dados da estação meteorológica, e obtiveram um coeficiente de determinação  $r^2 = 0,83$  entre os métodos.



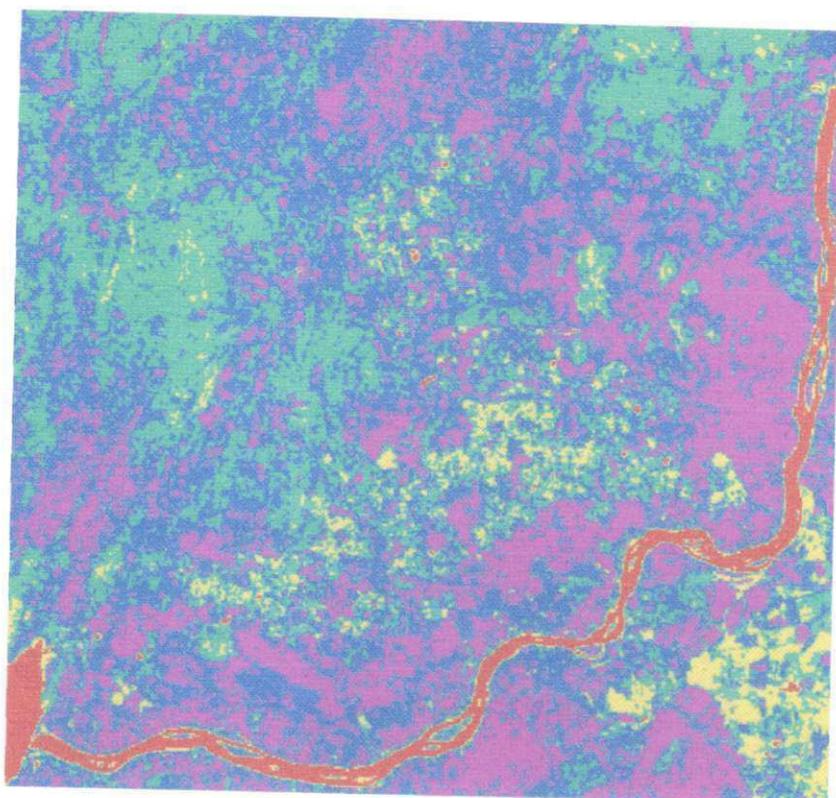
ET < 1.0  
  1.0 < ET < 2.0  
  2.0 < ET < 3.0  
  3.0 < ET < 4.0  
  4.0 < ET < 5.2

**Figura 4.58** - Carta de evapotranspiração (mm/dia) obtido com o NOAA-16 em 04/10/2001

A análise final de ET restringe-se às cartas de evapotranspiração do satélite Landsat 5 (Figura 4.59) e NOAA-16 (Figura 4.60) em unidades de milímetros por dia (mm/dia) no ano dia 24 de setembro de 2003. Observa-se nas cartas de ET a ampla predominância das tonalidades magenta ( $ET < 1,0$  mm/dia) e azulada ( $1,0 < ET < 2,0$  mm/dia) que correspondendo a áreas com solo exposto e aquelas com pouca cobertura vegetal. Na carta do Landsat 5, visualizam-se claramente as áreas irrigadas, que equivalem a tonalidade amarelada e respondem por valores de ET na faixa de 3,0 a 4,0 mm/dia. Já na carta de ET do NOAA essa tonalidade praticamente não aparece, uma vez que segundo Brito (2000) a grande maioria das áreas irrigadas nessa região limitam-se entre 20 hectares a 50 hectares, e como o AVHRR/NOAA tem baixa resolução espacial, a visualização dessas áreas não responde satisfatoriamente.

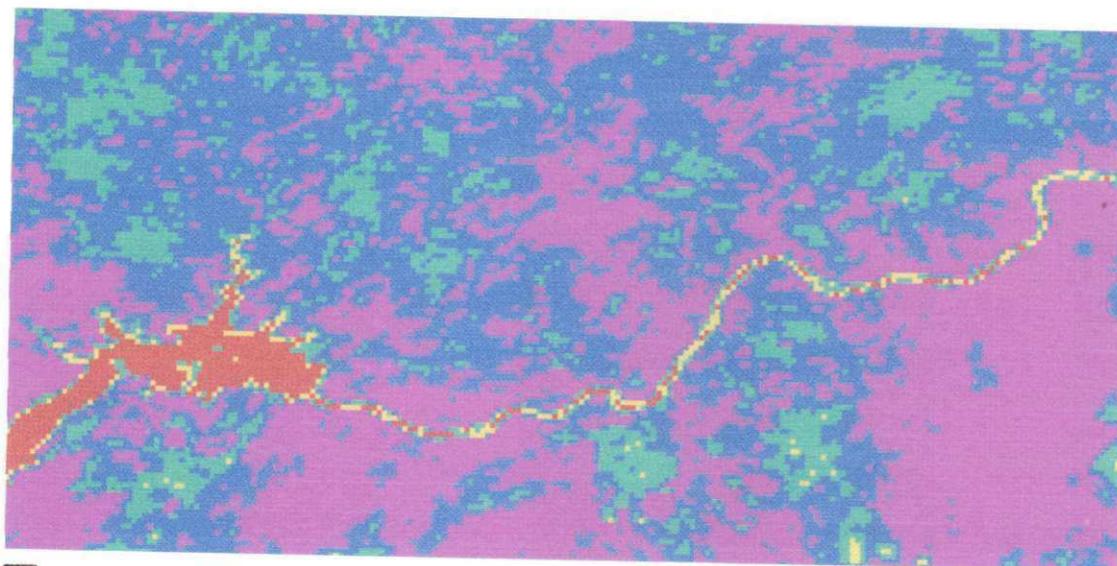
Percebe-se na carta de ET do Landsat 5 (Figura 4.59) no canto inferior direito (Campo Experimental de Mandacaru) uma tonalidade amarelada bem expressiva, caracterizando maior adensamento de áreas irrigadas, registrando valores de ET maiores que 3,9 mm/dia. Já na carta do NOAA essa área aparece com tonalidade esverdeada, localizada logo abaixo do maior ponto de inflexão do trecho do rio São Francisco. O valor máximo de ET na carta do Landsat 5 foi 5,1 mm/dia, enquanto que no NOAA o valor máximo só atingiu 4,6 mm/dia. Já evapotranspiração média diária do Landsat 5 foi 2,1 mm/dia, enquanto que na carta de ET do NOAA a média diária foi de 1,6 mm/dia.

Essa conjunção entre as estimativas de ET com Landsat e NOAA também foi objeto de pesquisa de Granger (2000) na Turquia, onde estimou a ET numa área plana com cultivo de algodão, e em outra área localizada na parte mais baixa de um vale, com cultivo de uva. As estimativas médias diárias de ET obtidas com dados do AVHRR/NOAA e Landsat na área com cultivo de algodão foram de 2,6 mm/dia e 3,5 mm/dia respectivamente. Já na área com cultivo de uva, os valores de ET para AVHRR/NOAA e Landsat foram respectivamente de 2,7 mm/dia e 3,8 mm/dia. Boegh et al. (2000) avaliaram a ET com imagens Landsat-5 em área com culturas (trigo, milho, beterraba) em diferentes estádios de desenvolvimento, e verificaram que a ET variou de 1,5 mm/dia a 7,2 mm/dia. Eles notaram que ET estimada com base em dados de sensoriamento remoto e ET medidos com anemômetro sônico, apresentaram boa concordância, já que o coeficiente de determinação entre a ET medida e a estimada foi de  $r^2 = 0,87$ .



$ET < 1.0$ 
  $1.0 < ET < 2.0$ 
  $2.0 < ET < 3.0$ 
  $3.0 < ET < 4.0$ 
  $4.0 < ET < 5.2$

**Figura 4.59** - Carta de evapotranspiração (mm/dia) obtida com Landsat 5 em 24/09/2003



$ET < 1.0$ 
  $1.0 < ET < 2.0$ 
  $2.0 < ET < 3.0$ 
  $3.0 < ET < 4.0$ 
  $4.0 < ET < 5.2$

**Figura 4.60** - Carta de evapotranspiração (mm/dia) obtida com o NOAA-16 em 24/09/2003

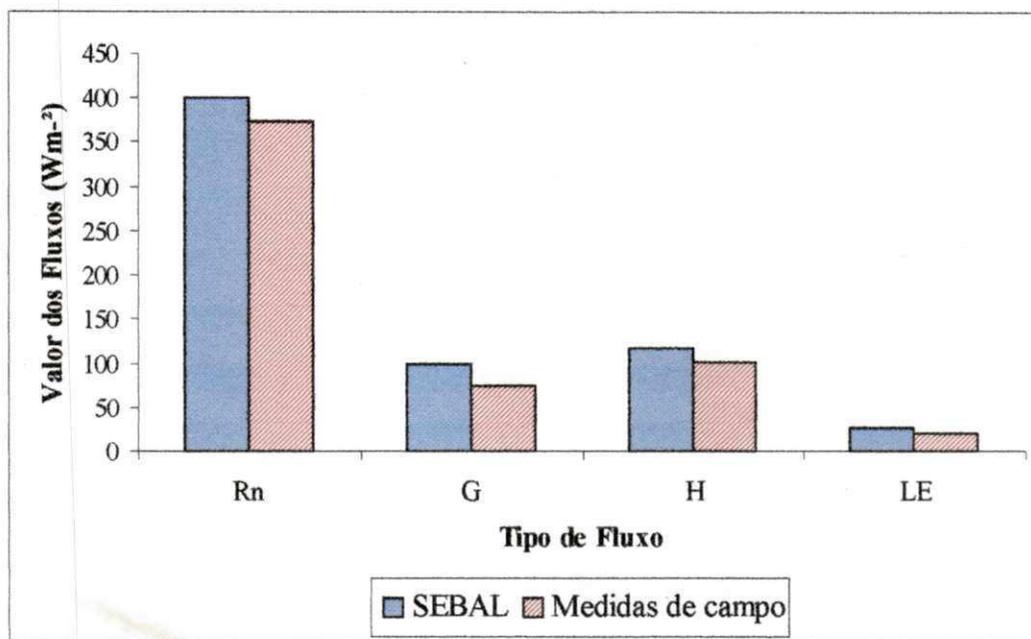
#### 4.11- Validação do algoritmo SEBAL

A Figura 4.61 mostra os valores instantâneos dos fluxos do balanço de energia ( $R_n$ ,  $G$ ,  $H$  e  $LE$ ) do dia 12 de outubro de 2004 estimado pelo algoritmo SEBAL e os valores desses fluxos medidos em campo, através da técnica da correlação de vórtices. Observa-se na figura que todos os fluxos obtidos com o SEBAL sobreestimam aqueles medidos em campo, corroborando com os resultados da validação deste algoritmo realizada por Bastiaanssen et al. (1998b) em área de deserto na bacia de Heiche na China. Dentre as componentes do balanço de energia estimado pelo SEBAL,  $R_n$  foi que apresentou melhor estimativa, com valor de  $401,2 \text{ Wm}^{-2}$ , contra  $372,6 \text{ Wm}^{-2}$  daquele medido em campo, que significa uma diferença de 8% do valor medido. Por outro lado,  $G$  foi a componente que acusou pior estimativa, com valor de  $98 \text{ Wm}^{-2}$  obtido pelo SEBAL e o valor de  $73 \text{ Wm}^{-2}$  registrado em campo, que representa aproximadamente 25% de diferença, entretanto segundo Bastiaanssen et al. (1998b) isto não pode ser considerado um grande problema, visto que a influência das medidas de  $G$  são representativas apenas para uma pequena área do solo, portanto incompatível com a dimensão do pixel deste satélite. O valor de  $H$  obtido com SEBAL foi de  $117,1 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que o medido foi de  $110,2 \text{ Wm}^{-2}$ . Já o fluxo de  $LE$  calculado pelo SEBAL foi de  $25,6 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que o valor deste fluxo medido foi de  $20,5 \text{ Wm}^{-2}$ .

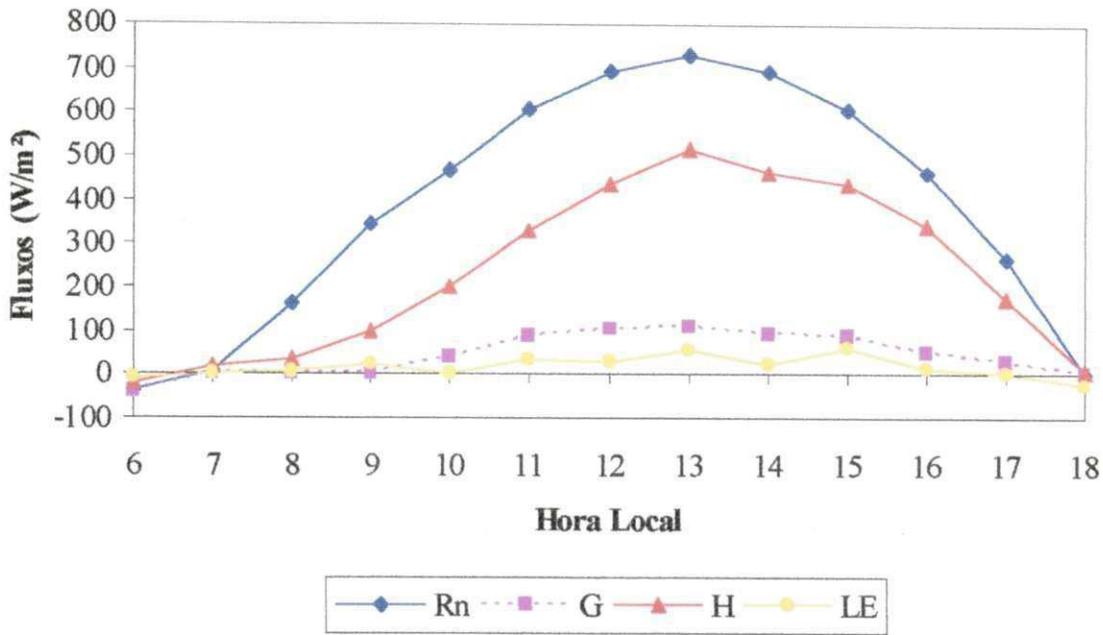
A Figura 4.62 mostra o comportamento diurno das componentes do balanço de energia medido no sítio da Embrapa sem-árido em 12/10/2004, onde se verifica praticamente a ausência de nebulosidade, contribuindo para a pequena variabilidade observada no comportamento de  $R_n$ . Observa-se que o saldo de radiação ( $R_n$ ), o fluxo de calor sensível ( $H$ ) e o fluxo de calor no solo ( $G$ ) alcançaram seus máximos às 13:00 HL, quando atingiram valores absolutos de  $735 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $510 \text{ Wm}^{-2}$  e  $113 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Nesta mesma figura, nota-se que ao contrário dos demais, o fluxo de calor latente ( $LE$ ) atingiu o valor máximo às 15:00 HL, com valor de  $63,5 \text{ Wm}^{-2}$ , embora às 13:00 HL também tenha ocorrido um pico com valor de  $52 \text{ Wm}^{-2}$ .

A Figura 4.63 representa a carta da evapotranspiração diária (mm/dia) obtida através de imagem Landsat 5 em 12/10/2004. Observa-se nesta carta um padrão de tonalidades diferente daquele observado na carta de ET desse mesmo satélite no ano de 2003, com predominância das tonalidades esverdeada, amarelado. Observa-se também nesta carta de ET ao contrário da carta de ET do ano de 2003, menor

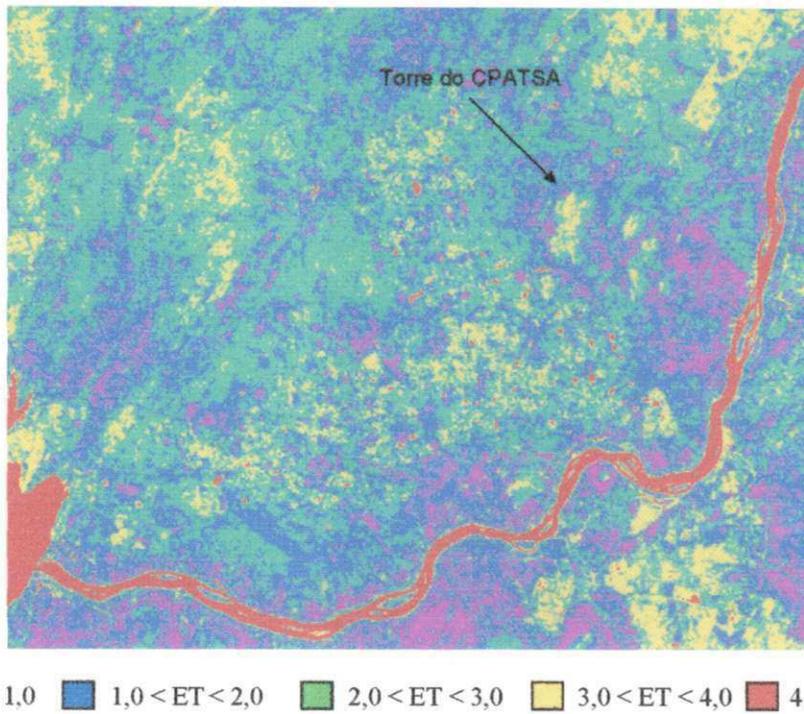
predominância da tonalidade magenta ( $ET < 1,0 \text{ mm/dia}$ ) às margens do rio São Francisco, permitindo deduzir que, nesta área em particular, o solo está mais úmido, favorecendo o aumento de ET. A evapotranspiração diária obtida pelo SEBAL variou de 0 a 5,0 mm/dia, com média de 2,3 mm/dia, enquanto que a ET medida no campo só atingiu 4,6 mm/dia, com média de 2,0 mm/dia. O ponto indicado pela seta representa área de caatinga, inserida no Embrapa semi-árido, onde se encontra instalado o anemômetro sônico para medidas de fluxos. O valor de ET obtido pelo SEBAL nessa área foi de 0,79 mm/dia, enquanto que o valor de ET medido nessa mesma área foi de 0,65 mm/dia, que representa uma diferença de 18% entre a ET calculado pelo SEBAL e aquela obtida com medidas de campo.



**Figura 4.61** – Fluxos instantâneos medidos ( $\text{Wm}^{-2}$ ) em campo e os obtido pelo SEBAL em 12/09/2004



**Figura 4.62** – Comportamento diurno das componentes do balanço de energia ( $Wm^{-2}$ ) medido em campo em 12/10/2004



**Figura 4.63** - Carta de evapotranspiração (mm/dia) obtida com Landsat 5 em 12/10/2004

## 5 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES

### 5.1 – Conclusões

Com base nos resultados obtidos nas análises das imagens referentes à área de estudo conclui-se que:

1) O albedo da superfície obtido com imagens Landsat 5-TM em 04/12/2000 e 04/10/2001 não apresentou grande variação, com valores entre 7% e 56% para o ano de 2000 e entre 9% e 59% para 2001. O albedo para o lago de Sobradinho, solo exposto e caatinga em 2000 foram de: 7%, 43% e 23%, enquanto que para 2001 esses valores foram de 9%, 45% e 19%, respectivamente. Para a imagem NOAA-16 o albedo da superfície no dia 04/10/2001 variou de 9% a 52%, com valores de 10%, 46% e 29% para o lago de Sobradinho, solo exposto e caatinga, respectivamente. Em 24/09/2003 o albedo da superfície obtido com imagem Landsat limitou-se entre 6% e 51%, enquanto que na imagem NOAA foi registrado entre 8% e 57%. Nos alvos lago de Sobradinho, solo exposto e caatinga, o albedo foi de 8%, 41% e 23% para o Landsat e 9%, 43% e 25% para a imagem NOAA.

2) O Índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN) apresentou grande variação entre os anos e sensores utilizados, com média de 0,32 para o Landsat em 04/12/2000 e 0,20 em 04/10/2001, enquanto que para o NOAA em 2001 a média foi de 0,12. Já em 24/09/2003 a média do IVDN obtido pelo Landsat foi de 0,26, enquanto que aquele obtido pelo NOAA foi de 0,20.

3) A temperatura da superfície (Ts) obtida com imagem Landsat apresentou valores superiores em 04/10/2001 em comparação aos valores de 04/12/2000, com média de 28,2 °C em 2000 e 33,8°C em 2001. Já para o NOAA em 04/10/2001 a Ts média foi de 42,7°C. Em 24/09/2003 a Ts média calculada com imagem Landsat foi de 33,1°C, enquanto que para imagem NOAA foi de 41,0°C.

4) Os componentes do balanço de radiação à superfície obtidos pelo Landsat, de maneira geral, apresentaram em 2001 valores superiores aos obtidos em 2000. Isto ocorreu porque a Ts em 2001 foi mais elevada do que em 2000. O saldo de radiação de

ondas curtas e ondas longas calculado pelo Landsat em 2003 foi superior ao obtido pelo NOAA.

5) O saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ) obtido pelo Landsat apresentou valor médio em 2000 superior ao valor obtido em 2001, com valor de  $570,7 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e  $551,5 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001. Já para o NOAA o valor médio de  $R_n$  em 2001 foi de  $468,8 \text{ Wm}^{-2}$ . Em 2003 o valor médio de  $R_n$  calculado pelo Landsat foi  $597,7 \text{ Wm}^{-2}$ , e do NOAA foi de  $540,9 \text{ Wm}^{-2}$ . Os valores de  $R_n$  medidos foram de  $585,6 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $500,2 \text{ Wm}^{-2}$  e  $513 \text{ Wm}^{-2}$ , para a localidade de Bebedouro, Fazenda Fruitfort e Fazenda Vale das Uvas, respectivamente. Enquanto que os valores de  $R_n$  estimados pelo SEBAL para as mesmas localidades foram de  $627,7 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $550,2 \text{ Wm}^{-2}$  e  $575 \text{ Wm}^{-2}$ .

6) O fluxo de calor no solo ( $G$ ) obtido pelo Landsat apresentou, de modo geral, valores superiores em 2001 em comparação a 2000, com valor médio de  $112 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001 contra  $94,5 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000, sendo que isto ocorreu devido a ocorrência de chuvas na região e também pela maior cobertura vegetal apresentada em 2000. Já o valor médio de  $G$  obtido com imagem NOAA foi de  $109 \text{ Wm}^{-2}$ . Já em 24/09/2003 os valores médios de  $G$  para os satélites Landsat e NOAA foram de  $124 \text{ Wm}^{-2}$  e  $123 \text{ Wm}^{-2}$  respectivamente.

7) O fluxo de calor sensível ( $H$ ) calculado pelo Landsat apresentou em 04/12/2001 valores superiores que em 04/10/2000, sendo que o valor médio de  $H$  para 2000 foi de  $131,4 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que para 2001 foi de  $158,3 \text{ Wm}^{-2}$ . Já para o satélite NOAA o valor médio de  $H$  para o ano de 2001 foi bem superior ao calculado pelo Landsat, com valor de  $218,7 \text{ Wm}^{-2}$ . Em 24/09/2003 os valores médios de  $H$  obtidos com imagens Landsat e NOAA foram de  $331,3 \text{ Wm}^{-2}$ , e  $274,7 \text{ Wm}^{-2}$  respectivamente.

8) O fluxo de calor latente ( $LE$ ) obtidos com imagem Landsat em 04/12/2000 apresentou valores superiores aos obtidos em 04/10/2001, com média de  $366,4 \text{ Wm}^{-2}$  em 2000 e  $279,4 \text{ Wm}^{-2}$  em 2001. Esta diferença entre os valores de  $LE$  nestes anos, deve-se a ocorrência de chuvas no período que antecedeu a aquisição da imagem do ano de 2000, como também a maior densidade vegetativa, evidenciada na carta do IVDN do ano de 2000. Já para o satélite NOAA o valor médio de  $H$  em 2001 foi de  $161,7 \text{ Wm}^{-2}$ . Em 24/09/2003 o valor médio de  $H$  para o Landsat foi de  $270 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que para o NOAA o valor médio foi de apenas  $161,9 \text{ Wm}^{-2}$ .

9) A evapotranspiração (ET) calculada com base em imagem Landsat em 04/12/2000 apresentou valores superiores aos encontrados em 04/10/2001, com média diária de 2,5 mm/dia, enquanto que em 2001 foi de 2,2 mm/dia. Embora a ET média no ano de 2000 tenha sido maior que em 2001, a ET máxima no ano de 2001 foi maior que no ano de 2000, com valor de 4,9 mm/dia, contra 4,6 mm/dia no ano de 2000. Na carta de ET do satélite NOAA no ano de 2001 a ET média foi de 1,5 mm/dia, com valor máximo de 4,7 mm/dia. Em 24/09/2003 a ET média obtida pelo Landsat foi de 2,1 mm/dia, enquanto aquela obtida com satélite NOAA foi de 1,6 mm/dia. A ET máxima diária calculada com imagem Landsat foi de 5,1 mm/dia, já a calculada com imagem NOAA foi de 4,6 mm/dia.

10) A validação mostrou que todos os fluxos obtidos com SEBAL sobreestimaram àqueles medidos em campo. Dentre os fluxos instantâneos obtidos com base no SEBAL e aqueles medidos em campo, o saldo de radiação ( $R_n$ ) foi o fluxo que apresentou melhor estimativa, com valor de  $401,2 \text{ Wm}^{-2}$ , contra  $372,6 \text{ Wm}^{-2}$  daquele medido em campo, já o fluxo de calor no solo foi o fluxo que acusou pior estimativa, com valor de  $98,6 \text{ Wm}^{-2}$  obtido pelo SEBAL e de  $73,6 \text{ Wm}^{-2}$  registrado no campo. A ET máxima obtida com base no SEBAL foi de 5,3 mm/dia, enquanto que aquela obtida em campo foi de 4,6 mm/dia. A ET obtida com SEBAL no sítio experimental do CPTASA/EMBRAPA foi de 0,79 mm/dia, contra 0,65 mm/dia da medida em campo.

## 5.2 – Sugestões

Sugere-se que:

- 1) Em trabalhos futuros sejam considerados mapas de uso do solo das áreas estudadas para que se proporcione melhor avaliação das variáveis estudadas.
- 2) sejam realizados estudos em áreas específicas, tais como: lago de Sobradinho, solo exposto, caatinga das componentes do balanço de energia, com vistas avaliar essas componentes, em particular o fluxo de calor no solo.
- 3) sejam utilizados sensores com melhor resolução espacial e temporal, como MODIS e ASTER, bem como utilização de mais dados observacionais para validar o algoritmo.

## 6 - Referências Bibliográficas

ACCIOLY, L. J. O.; PACHECO, A.; COSTA, T. C. C.; LOPES, O. F.; 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, 492-498p. Campina Grande-PB, DEAg/UFCG, 2002.

ALLEN, R. G.; TUSUMI, M.; TREZZA, R. Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL). **Advanced Training and users Manual**. V.1, 97p. 2002.

ALVES, J. do P. **Classificação de capacidade de uso da terra no semi-árido paraibano através de imagem Landsat –TM5**. (Dissertação de Mestrado). Areia, PB. CCA/UFPB. 160p, 1986.

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

ARYA, S.P. **Introduction to micrometeorology**, North Carolina editor: International Geophysics Series – Academic Press, 9-33p. 1988.

ÁVILA NETO, J. **Necessidades hídricas da videira na região do sub-médio São Francisco**. Campina Grande. Dissertação de Mestrado- DCA. CCT.UFPB.. 86p. 1997.

AYENEW, T. Evapotranspiration Estimation Using Thematic Mapper Spectral Satellite Data in the Ethiopian Rift and Adjacent Highland. **Journal of Hydrology**, v. 279, p. 83-93. 2003.

BARBOSA, M. P. Programas Espaciais e Sistemas Sensores. Programa de Suporte Técnico à Gestão de Recursos Hídricos – ABES. Curso de Especialização em Sensoriamento Remoto e SIG. **Módulo 3**. Brasília – DF. 35p.1996.

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

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., PELGRUM, H., DROOGERS, P., de BRUIN, H.A.R., MENENTI, M., Area average estimates of evaporation, wetness indicators and topsoil moisture during two golden days in EFEDA. **Agricultural Forest of Meteorology**. 87, 119-137. 1997.

BASTIAANSEN, WG.M. Remote Sensing in Water Resources Management: the State of Art, **International Water Management Institute**, Colombo, Sri Lanka, p. 118. 1998.

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

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

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

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

BASTIAANSEN, W. G. M. 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.; MOLDEN, D. J.; MAKIN, I. W. Remote Sensing for irrigated agricultural: examples from research and possible applications. *Agricultural Water Management*. 46. 137-155p. 2000.

BASTIAANSEN, W. G. M.; R. A. L. BRITO, M. G. BOS; R. A. SOUZA; E. B. CAVALCANTE; M. M. BAKKER. Low cost satellite data for monthly irrigation performance monitoring: benchmarks from Nilo Coelho, Brazil. *Irrigation Drainage System*, 15: 53-79p. 2001.

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

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

BERNSTEIN, R.L. Surface temperature estimation using the NOAA satellite advanced very high resolution radiometer. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 87, n. 12, 1992.

BEZERRA, M. V. C. **Balanco de energia em áreas irrigadas utilizando técnicas de sensoriamento remoto**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia – DCA/UFCG, Campina Grande. 125p, 2004.

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

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

BRITO, R. A. L., SOUZA, G. H. F., DANTAS NETO, J. and AZEVEDO, C.A.V. Performance indicators for evaluation of irrigation districts , paper n. 002106, **ASAE meeting presentation Milwaukee**, Wisconsin, July, p. 9-12, 2000.

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

BRUTSAERT, W.; Hsu, A.Y.; SCHMUGGE, T.J. Parameterization of surface heat fluxes above forest with satellite thermal sensing and boundary layer soundings. **Journal of Applied Meteorology**. 32 (5), 909-917p. 1993

CAETANO, M. Assessment of AVHRR data for characterizing burned areas and post-fire vegetation recovery. **Advances in remote sensing**, v.4, n.4, p.124-143, 1996.

CIHLAR, J. Multitemporal , multichannel AVHRR data sets for land biosphere studies –artifacts and corrections. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 60, n 1, p. 35-57., Apr. 1994.

CHAMBERLAIN, A. C. **Proceedings Royal Society**. London A290: 236-265p.1966.

CHANDRAPALA, L. & WIMALASUIYA, M. Satellite Measurements Supplemented with Meteorological Data to Operationally Estimate Evaporation in Sri Lanka. **Agricultural Water Management**, v. 58, p.89-107, 2000.

CHAVEZ, Jr, P. S. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. **Remote Sensing of Environment**, v.55. 459-470p. 1988.

CHOUDHURY, B; REGINATO, R. J; & IDSON, S. B. An analysis of infra-red temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, 37, 75-88p. 1986

CHOUDHURY, B. J; IDSON, S. B. & REGINATO, R. J. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. **Agricultural and Forest Meteorology**, 39, 283-297p. 1987

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

CODEVASP. Projeto Nilo Coelho – Descrição e Características Técnicas. (<http://www.codevasp.gov.br>), 2003. Acessado 04 de maio de 2003.

COLL,C.; CASALLES, V.; VALOR, E. Atmospheric correction and determination of surface temperatura in midlatitudes from NOAA-AVHRR. **Manuscrito impresso**, 1993

COLL, C.; CASELLES.V.; SOBRINO, A. and VALOR, E. On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, 15. 105-122p. 1994.

CORREIA, C. R.; ARAÚJO, P. L. J; CAVALCANTI, B. E. A fruticultura como vetor de desenvolvimento: O caso dos municípios de Petrolina (PE) e Juazeiro (BA). Grupo de Pesquisa 4-: Desenvolvimento Agrário e Regional. **Relatório Técnico**. Embrapa semi- árido. 20p. 2000.

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

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

De BRUIN, H. A. R. and HOLTSLAG, A. A.M. A simple parameterization of surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the Penman-Monteith concept. **Journal Applied of Meteorology**. 21: 1610-1621. 19

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

DI BELLA, M.C.; REBELLA. C. M.; PARUELO, J. M. Evapotranspiration estimates using NOAA-AVHRR imagery in he Pampa region of Argentina. **International Journal of Remote Sensing**, v.21, n. 4, p. 791-797, 2000.

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

DUBAYAH, R. Estimating Net Solar radiation Using Landsat Thematic Mapper and Digital Elevation Data. **Water Resources Research**, v. 28, n. 9, 2469-2484p. 1992.

EVA, H. **Monitoring of tropical vegetation fires and their impact on land cover , using remote sensing techniques**. Dissertation (Doctorale)- Université, Catholique de Louvain, Faculté des Sciences Louvain, Louvain, 2000.

FEITOSA, J. R. P.; FERREIRA, J. C. F.; BARBOSA, B. S. Avaliação de índices de vegetação em área irrigada do sub-médio São Francisco, Petrolina-PE, a partir de imagens do satélite Landsat5-TM. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza-CE. **Anais**: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2004.

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

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.

FRANÇA, H. **Metodologia de identificação e quantificação de áreas queimadas no Cerrado com imagens AVHRR/NOAA**. Tese de Doutorado - Instituto de Biociências/USP, São Paulo, 215p, 2000.

GALLINARO, N. Heat fluxes at the land-atmospheric interface: measurements compared with models, DLO- Winard Staring Centre. **Report 77**. Wageningen, The Netherlands. 77p. 1993.

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

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

GOWARD, S. N.; TUCKER, C. J.; DYE, D.G. North American vegetation patterns observed with the Nimbus-7 Advanced Very High Resolution Radiometer. **Journal of Remote Sensing**, v. 64, 1985.

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

GURNEY, R. J. & HALL, D. K. Satellite-derived surface energy balance estimates in the Alaska sub-arctic. **Journal Climatic Applied Meteorology**. 22:115-125p. 1983.

GUTMAN, G. G. Global data on land surface parameters from NOAA//AVHRR for use in numerical climate models. **Journal of climate**, 7, 699-703. 1994.

HALL, F. G.; STREBEL, D. E.; NICKESON, J. E.; GOETZ, J. E. Radiometric rectification: toward a common radiometric response among multirate, multisensor images. **Remote Sensing of Environment**, v. 35 n.1, 11-27p. 1991.

HATFIELD, J. L.; REGINATO, R. J.; IDSON, S. B. Evaluation of canopy temperature evapotranspiration models over various crops. **Agricultural Forest Meteorological**. 32: 41-53. 1984.

HEIDINGER, A. K., C. CAO, and J. T. Sullivan. Using MODIS to calibrate AVHRR reflectance channels, **Journal. Geophysical. Racecourse**. - Atmosphere, in press. 2002.

HUCEK, R.; JACOBOWITZ, H. Impact of scene dependence on AVHRR albedo models. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 12. 1995.

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

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

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

HURTADO, E.; VIDAL, A.; and CASELLES, V. Comparison of two atmospheric correction methods for Landsat TM thermal band. **International Journal of remote Sensing**. v.17. n.2 . 237-247p. 1996

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

IQBAL, M. **An Introduction to Solar Radiation**, Academic Press, Toronto. 389p. 1983.

JACKSON, R. D.; HATFIELD, R.L.; REGINATO, R.J.; IDSON, S.B.; PINTER, P.J.; Estimation of daily evapotranspiration from one time-of-day measurements. **Agricultural Water Management**, v.7, 351-362p. 1983.

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

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

KALMA, J. D. & JUPP, D. L. B. Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a on-layer resistance model. **Agricultural and Forest Meteorology**. 51, 233-246p. 1990.

KERR, H. Y.; LAGOURAGE, J. P.; IMBERNON, J. Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of improved split window algorithm. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 41, n.2-3, p. 197-209, Aug.-Sept. 1992.

KITE, G. W. & DROOGERS, P. Comparing Evapotranspiration Estimates from Satellites, Hydrological Models and Field Data. **Journal of Hydrology**, v. 229, p.3-18. 2000.

KIDWELL, K.B. **NOAA polar orbiter data users guide**. Washington: NOAA/NESDIS. 1998.

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

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

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

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balço de Radiação e de Energia numa Cultura de Soja Irrigada**. (Dissertação de Mestrado).DCA-CMM/UFPB Campina Grande, 110p 1989.

LILLESAND, T. M. & KIEFER, R. W. **Remote sensing and image interpretation**. 3<sup>rd</sup> edition. John Wiley & Sons, Inc. New York. 748p. 1994.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo-I Algorithms. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 76, n.2, p.213-238, 2002.

LOPES, P. M . O. **Evapotranspiração da mangueira na região do sub-médio São Francisco**. Campina Grande. (Dissertação de Mestrado)-DCA-CMM/UFPB. 108p.1999.

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

MA, YAOMING.; SU, ZHONGBO.; KOIBE, TOSHIO.; YAO, TANDONG.; HIROHIKO, I.; UENO, K. MENETTI, M. On measuring and remote sensing surface energy partitioning over the Tibetan Plateau – From GAME?TIBET to CAMP/TIBET. **Physics and Chemistry of the Earth**. 28, p. 63-74. 2003

MA, Y-m.; MENENTI, M.; TSUKAMOTO, O.; ISHIKAWA, H.; WANG, J-m. & GAO, Q-z. Remote Sensing Parametrization of Regional Land Surface Heat Fluxes Over Arid Area in Northwestern China. **Journal of Arid Environments**, 57, p.117-133, 2003.

MARKHAM, B.L & BARKER, J.L. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic rangers, exoatmospheric reflectance and at-satellite temperatures. **EOSAT Landsat, TECH**, 1986.

Thematic Mapper Bandpass Solar Exoatmospherical Irradiances. **International Journal of Remote Sensing**, v.8, n 3, p. 517-523, 1987.

McNAUGHTON, K G. Surface Temperature and the Surface Energy Balance – Commentary, in Flow and transport in the natural Environment: **Advances and Applications**. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 154-159p. 1988.

MEDINA, L. J; CAMACHO, E; RECA, J; LÓPEZ, R; ROLDÁN, J. Determination and Analysis of Evapotranspiration in Southern Spain based on remote Sensing and GIS. **Physical and Chemical Earth**, vol. 23, n. 4. 427-432p. 1998.

MELO, M. L.D. **Efeito da Vegetação em Simulações Numéricas com o Modelo RAMS**. (Dissertação de Mestrado)- DCA/CMM/UFPB. Campina Grande-PB. 104p.2003

MENENTI, M.; AZZALI, S.; D'URSO, G. Management of irrigation schemes in arid countries. In Vidal, A.; SAGARDOY, J. A. (Eds). Use of Remote Sensing Techniques in Irrigation and Drainage. **Water Report 4**, FAO, Rome, 81-98p.1995.

MOLDEN, D. J. Accounting for water use and productivity, SWIM paper 1, **International Water Management Institute (IWMI)**, Colombo, Sri Lanka: 16p. 1997.

MOLDEN, D. J.; SAKTHIVADIVEL, R. Water accounting to access use and productivity of water. **International Journal Water Resources Development** . 15 (1/2). 55-71p.1999.

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

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: 103-214p. 1990.

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

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

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

MORSE, A.; TASUMI,M.; ALLEN, R. & KRAMER, W.J. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Consumptive use of water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing. **Final Report**107p. 2000.

MORSE, A.; ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; KRAMBER, W. J.; TREZZA, R.; WRIGHT, J.L. Application of the SEBAL Methodology for Estimating

Evapotranspiration and Consumptive use of Water Through Remote Sensing. **Final Report**. 136p. 2001.

MOURA, M. S. B. **Fenologia e consumo hídrico da Goiabeira (*Psidium Guajava L.*) irrigada**. (Dissertação de Mestrado): DCA/CMM/UFPB. Campina Grande-PB. 128p.2001.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION – NASA. **LandSat data use handbook**. Goddard Space Flight Center, Washington, DC. Maryland. 2002

**NOAA KLM USER'S GUIDE**. (<http://www2.ncdc.gov/docs/klm/cover.html>). acessado 13 de Junho de 2004.

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

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

OUIDRARI, H.; GOWARD, S. N.; CZAJKOWSKA, K.P.; SOBRINHO, J. A.; VERMOTE. Land surface temperature estimation from AVHRR thermal infrared measurements: An assessment for the AVHRR Land Pathfinder II data set. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 81, n.1, 114-128p. July, 2002.

PELGRUM, H. & BASTIAANSEN, W. G. M. Na intercomparision of techniques to determine the area- averaged latent flux from individual im situ observations: A remote sensing approach using the European Field Experiment in a Desertification-Threatened Area data. **Water Resources Research**, vol, 32 n.9 2775-2786p.1996.

PRABHAKARA, C.; DALU, G.; KUNDE, V.G. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11- to 13-  $\mu\text{m}$  window region. **Journal of Geophysical Research**, 79: 5039-5044p. 1974.

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

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

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

RAO, C.R.N., and J. CHEN. Inter-satellite calibration linkages for the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on NOAA-11 and 12 spacecraft, **International Journal of Remote Sensing**, 16, 1931-1942p. 1995.

RAO, C.R.N., and J. CHEN. Revised post- launch calibration of the visible and infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA spacecraft. **International Journal of Remote Sensing**, Dundee, v. 17, 1996.

RAO, C. R. N. & CHEN, J. Revised post-launch calibration of the visible and infrared channels of the AVHRR on the NOAA-14 spacecraft. **International Journal of Remote Sensing**, 20(18): 3485-3491, 1999.

RAZAFIMPANILO, H. **Methodology for estimating burned area from AVHRR reflectance data. Remote Sensing of Environment**, New York, v. 54, n.3, p. 273-289, Dec. 1995.

REGINATO, R. J.; JACKSON, R. D.; & PINTER, P. J. Jr. Evaporation Calculated from Remote Multispectral and Ground Station Meteorological Data. **Remote Sensing of Environment**. 18: 75-89p.1985.

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

ROERINK, G. J. **The impact of satellite sensor resolution on the regional evaporation statistics in large-scale irrigation schemes, a case study in the Mendoza Province**, Argentina, M.Sc Thesis, Internal Note, DLO-Winand Staring Centre, Wageningen, The Netherlands: 58p.1994.

ROERINK, G. J.; SU, Z.& MENENTI, M. A simple remote sensing algorithm to estimating the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth**. n 25, p.147-157, 2000.

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

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

SAUDERS, R. W. The determination of broad band surface albedo from AVHRR visible and near-infrared radiances. **International Journal of Remote Sensing**, 11, 49-76. 1990.

SCOTT, J. R.; SALVAGGIO, C.; VOLCHOK, W. Radiometric Scene normalization using psudoinvariant features. **Remote Sensing of Environment**, v.26, 1-6p. 1988.

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

SCHNEIDER, K. & MAUSER, W. Processing and Accuracy of Landsat Thematic Mapper Data for Lake Surface Temperature Measurements. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 17, n.11, 2027-2041, 1996.

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

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): 1101-1117p.1989.

SHUTTLEWORTH, W. J.; AND WALLACE, J. S. Evaporation from sparse crops – An energy combination theory. **Quarterly Journal Royal Meteorology Society**, 111: 66, 839-855, 1985.

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

SILVA, B. B. da. **Estresse hídrico em Algodoeiro herbáceo irrigado evidenciado pela termometria infravermelho**. DCA.CCT.UFPB. Campina Grande. 139p. 1994.

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

SILVA, B. B. da.; SLACK, D, C.; KILBI, W. B. AUNG. Water consumption and energy balance in a mango tree orchard at a tropical station. International Symposium on Irrigation of Horticultural Crops. Lisboa. **Proceedings**. 213p. 1999

SILVA, V. P. R. **Estimativas das necessidades hídricas da mangueira**. Campina Grande-UFPB-CDRN. Tese de Doutorado em Recursos Naturais- Curso de Doutorado em Recursos Naturais. Centro de Ciências e Tecnologia. 129p.2000.

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, Foz de Iguaçu. **Anais**, PR: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002a.

\_\_\_\_\_ Determinação do albedo do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho com Técnicas de Sensoriamento Remoto e Imagen Landsat 5- TM. Congresso Brasileiro de Meteorologia XII, Foz do Iguaçu – PR. **Anais**: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000b.

SILVA, B. B. S.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de Radiação em área irrigada usando imagens Landsat5-TM.. **Revista Brasileira de Agrometeorologia** (no prelo). 2004.

SOBRINHO, J. A.; RAISSOUNI, N.; LOBO, A. Monitoring the Iberian Peninsula land cover using NOAA-AVHRR data. In: GUYOT & PHULPIN (Eds.). **Physical measurements and signatures in remote sensing**. Rotterdam: Balkema, 1997.

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: 19-34p.1991.

SOBRINHO, A. J.; Munoz, J. C. J.; PAOLINI, L. Land surface temperature retrieval from Landsat 5-TM. **Remote Sensing of Environment**, v.90, 434 - 440p, 2004.

STEFFEN, C. A.; LORENZETTI, J. A.; STECK, J. L.; SOUZA, C. C. M. Sensoriamento Remoto: Princípios Físicos; Sensores e Produtos; Sistema Landsat. INPE. São José dos Campos. **INPE-2226-MD/013**. 1983.

STEWART, J. B.; KUSTAS, W. P.; HUMES, K. S.; NICHOLS, W. D.; MORAN, M. S. & de BRUIN, H. A. R. Sensible heat flux – radiometric surface temperature relationship for eight semi-arid areas. **Journal of Applied Meteorology**, 33, 1110-1117p.1994.

SU, Z. A surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat from point to continental scale. In: Su, Z.; Jacobs, J (Eds). **Advanced Earth Observation-Land Climate. Publications of the National Remote Sensing Board (BCRS), USP-2**, 01-02, pp91-108. 2001.

SUGITA, M.; BRUTSAERT, W. Regional Surface fluxes from remotely sensed skin temperature and lower boundary layer measurements. **Water Resources Research**, 26 (12), 2937-2944p.1990.

SUGITA, M.; BRUTSAERT, W. Daily evaporation over a region from lower boundary-layer profiles measured with radiosondes. **Water Resources research**, 27(5), 747-752, 1991.

SWAIN, P. H.; DAVIS, S. M. **Remote Sensing: the quantitative approach**, McGraw-Hill.Mc. 127-133p.1978.

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

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. Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000, CD-ROM. 2000.

TEIXEIRA, R. F. B. Índice de Vegetação IVDN, a partir do NOAA e do TERASCAN na FUNCEME. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v. 27 n°1, março, 2003.

TOWNSHEND, J. R.G.; GOFF, T. E.; TUCKER, C. J. Multitemporal and dimensionality of images of heat fluxes and normalized difference vegetation index at continental scale. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. GE-23, n. 6, 1985.

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

ULIVIERI, C.; CASTRONUOVO, M. M.; FRANCONI, R.; & CARDILO, A. A. Split-window algorithm for estimating land surface temperature from satellites. **Advances in Space Research**, 14(3), 59-65. 1994.

VASQUEZ, D. P.; REYES, F. J.O.; ARBOLDES, L. A. A Comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 62, n.3, p. 215-222, Dec.1997.

VERSTRAETE, M. M.; DICKINSON, R. E. Modeling surface processes in atmospheric general circulation models. **Annales Geophysicae Series B**, 4 (4): 357-364, August. 1986.

VIDAL, A. & PERRIER, A. Irrigation monitoring by following the water balance from NOAA-AVHRR thermal infrared data, **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 28: 949-954p.1990.

VIDAL, A.; DEVAUX-ROX, C.; MORAN, M. S. Atmospheric correction of Landsat-TM thermal band using surface energy balance. **International Symposium Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing**. 159-166p. 1994.

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

WYDICK, J.; DAVIES, P.; GRUBER, A. Estimation of broadband planetary albedo from operational narrowband satellite measurements. **NOAA Technical Report**, NESDIS 27, 1987.

YOKOYAMA, R.; TANBA, S. Estimation of lake surface temperature via AVHRR of NOAA-9 – comparison with fixed buoy data. **International Journal of Remote Sensing**, Dundee, v. 12, n, 1991.

YU, Y.; BARTON, I. J.A. A (non regression-coefficients ?) method of surface temperature retrieval from space. **International Journal of Remote Sensing**, Dundee, v. 15, n. 6, 1994.

ZHANG, L. & LEMEURE, R. Evaluation of Daily Evapotranspiration Estimates from Instantaneous Measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, 74p, 139-154, 1995.