

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: ENGENHARIA HIDRÁULICA

**Imagens Multiespectrais e Aplicações em Recursos Hídricos: Temperatura
da Superfície e Balanços de Radiação e Energia**

Dissertação de Mestrado

Sandra Maria Araújo Ideião

Campina Grande - PB

Agosto de 2009

SANDRA MARIA ARAÚJO IDEIÃO

Imagens Multiespectrais e Aplicações em Recursos Hídricos: Temperatura da Superfície e Balanços de Radiação e Energia

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Campina Grande, para obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil e Ambiental, na área de Recursos Hídricos.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Iana Alexandra Alves Rufino

Campina Grande - PB

Agosto de 2009

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA
UFCG**

I19a
2009

Ideião, Sandra Maria Araújo.

Imagens multiespectrais e aplicações em recursos hídricos:
temperatura da superfície e balanços de radiação e energia /
Sandra Maria Araújo Ideião — Campina Grande, 2009.
156 f. : il.

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

Referências.

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Iana Alexandra Alves Rufino.

1. Temperatura de Superfície. 2. Recursos Hídricos. 3.
Sensoriamento Remoto. 4. Balanço de Energia. I. Título.

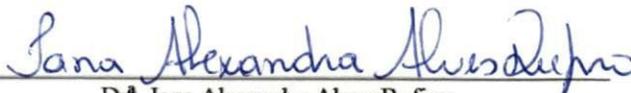
CDU – 528.8.042(043)

SANDRA MARIA ARAÚJO IDEIÃO

Imagens Multiespectrais e Aplicações em Recursos Hídricos: Temperatura da Superfície e Balanços de Radiação e Energia

Dissertação aprovada em 14 de agosto de 2009.

COMISSÃO EXAMINADORA:



Dr.^a Iana Alexandra Alves Rufino

Orientadora

Unidade Acadêmica de Engenharia Civil – UFCG



Dr. Carlos de Oliveira Galvão

Examinador interno

Unidade Acadêmica de Engenharia Civil – UFCG



Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Examinador externo

Unidade Acadêmica de Meteorologia – UFCG

*“Feliz do homem que encontrou a sabedoria,
daquele que adquiriu a inteligência,
porque mais vale esse lucro que o da prata,
e o fruto que se obtém é melhor que o fino ouro.
Ela é mais preciosa que as pérolas,
jóia alguma a pode igualar.”*

PROVERBIOS 3, 13-15.

Aos meus pais, avós e irmãos

Àqueles a quem em muitas ocasiões deixei de dedicar um sorriso...

Àqueles que me moldaram na pessoa que sou hoje...

Àqueles que contribuíram para minha formação...

Àqueles que me ensinaram a importância do saber...

dedico.

Agradecimentos

Primeiramente a Deus por me dar a força e a certeza que era possível realizar este sonho.

Uma inestimável gratidão a minha professora e orientadora Iana Alexandra Alves Rufino. Pessoa a quem agradeço toda a paciência, compreensão, dedicação e enorme capacidade de transmitir o conhecimento, atividade esta realizada com amor e carinho. E que assim, cativou a cada dia a minha admiração. Obrigada Professora!

Aos inúmeros professores, pesquisadores que me ajudaram durante todo percurso, àqueles que sem interesse e que possuem uma prestatividade e vontade de transmitir o saber, dos quais cito: Celso Augusto Guimarães Santos, Carlos Galvão, Marx Preste, José Agnelo Soares, Bernardo Barbosa da Silva, Homero Jorge Matos, dentre outros que transmitiram seus conhecimentos que muito contribuíram para a formação deste trabalho.

Aos professores Carlos de Oliveira Galvão, Márcia Maria Rios Ribeiro, Eduardo Eneas de Figueiredo, Rosires Catão Curi, Vajapeyam S. Srinivasan e Annemarie Konig, que foram os mestres com os quais tive o prazer de conviver durante o ano de disciplinas.

A AESA, pelas informações disponibilizadas.

Aos meus colegas de turma: Nilton, Ivonaldo, Daniela, Eduardo, Mirella, Emanuel, Thiago, Josicleide, Maria José, que de forma direta ou indireta contribuíram para elaboração desse trabalho.

Aos amigos: Meryzinha, Niltinho, Dani, Heber, Lila, Kleber, Euler, Daniel pessoas diferentes, cada um com seu jeito especial, amizades que guardarei pra sempre.

Ao meu amigo, John Elton, a quem apelido de anjinho, uma pessoa com sede de saber e que foi imprescindível para a realização e finalização deste trabalho.

A minha amiga irmã Lidinha, a qual agradeço pela paciência, hospitalidade.

A todos que fazem o laboratório de Hidráulica II. Sentirei muitas saudades de vocês.

A todos os funcionários do PPGECA, por todos os auxílios desempenhados.

A minha família, por todo carinho, incentivo e compreensão, amo vocês.

À CAPES, pelo apoio financeiro.

Por fim, muito obrigada!

Resumo

O sensoriamento remoto em países como o Brasil, com dimensões continentais, tem se tornado uma alternativa cada vez mais viável para o estudo e monitoramento dos recursos naturais. Parâmetros como o albedo, índices de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação, situação hídrica regional, considerados importantes para o conhecimento e monitoramento dos recursos naturais, podem ser obtidos através das técnicas e produtos de sensoriamento remoto disponíveis até o momento. Dentre estes parâmetros, destaca-se a temperatura da superfície terrestre, pois possui uma ação determinante sobre o crescimento e o desenvolvimento das plantas, influenciando muitos processos físicos, químicos e biológicos, apresentando uma grande relevância científica em um vasto campo das atividades de pesquisa e gerenciamento dos recursos naturais, assim como o balanço de radiação e energia. Neste contexto, neste trabalho é explanada e aplicada uma metodologia para a determinação da temperatura de superfície e para a estimativa do balanço de radiação e de energia para uma das bacias hidrográficas do estado da Paraíba em diferentes períodos de tempo, e também utilizou-se a mesma metodologia, para analisar variações de temperatura de superfície em alguns centros urbanos do estado em diferentes períodos.

Abstract

The remote sensing has become an increasingly viable alternative for the study and monitoring of natural resources in countries with large dimensions, like Brazil. Parameters such as albedo, vegetation indices, surface temperature, net radiation and the situation of water resources, which are considered important variables for understanding and monitoring of natural resources, can be obtained through the techniques and the products from remote sensing available so far. Among these parameters, the temperature of the earth's surface has been highlighted, because its decisive action on the growth and development of plants, influencing many physical, chemical and biological processes, showing a great scientific relevance in a wide range of research activities and natural resources management. In this context, this work presents a methodology for determining the temperature of surface and for estimating the radiation balance and energy to one of the basins of the state of Paraíba, in different periods of time. The same methodology was used to analyze variations in surface temperature in some urban centers of the state.

Sumário

Agradecimentos	vii
Resumo	viii
Abstract	ix
Sumário	x
Lista de Figuras.....	xii
Lista de Tabelas	xvi
Lista de Siglas.....	xvii
1.1 Introdução.....	18
1.2 Objetivos.....	22
1.2.1 Objetivo Geral	22
1.2.2 Objetivos Específicos.....	22
Capítulo 2 – Revisão Bibliográfica.....	23
2.1 Do Sensoriamento Remoto.....	23
2.2 Processamento Digital de Imagens	29
2.3 Sistema de Informação Geográfica (SIG)	31
2.4 Considerações gerais sobre mudanças climáticas	34
2.5 Clima e ações antrópicas	38
2.6 Clima e recursos hídricos	38
2.7 Análises espaciais em climatologia.....	42
2.8 Estimativa da Temperatura de Superfície.....	43
2.9 Balanço de Radiação.....	46
2.10 O SEBAL.....	50
Capítulo 3: Área de Estudo	53
3.1 Localização e Aspectos Gerais.....	53
3.2. Relevo e Clima	55
3.3. Regime Pluviométrico e Hidrografia	56
3.4. Características Demográficas	58
3.5. Uso do Solo	60
3.6. Bacia Hidrográfica do Rio Taperoá.....	63

Capítulo 4: Metodologia	66
4.1. Levantamento dos Dados.....	66
4.1.1. Imagens de Satélite	66
4.1.2. Mapeamentos diversos.....	67
4.1.3. Dados Climatológicos e Meteorológicos.....	68
4.2. Pré-processamento das imagens.....	68
4.3. Obtenção da Temperatura de Superfície.....	71
4.3.1. Radiância	71
4.3.2. Reflectância	72
4.3.3. Índices de vegetação: NDVI, SAVI e IAF	73
4.3.4. Emissividade e Temperatura de Superfície	74
4.4. Obtenção do Balanço de Radiação.....	75
4.4.1. Albedo no topo da Atmosfera	76
4.4.2 Albedo da superfície	76
4.4.3. Radiação de Onda Longa Emitida.....	77
4.4.4. Radiação de Onda Curta Incidente.....	77
4.4.5. Radiação de Onda Longa Incidente	78
4.4.6. Saldo de Radiação à superfície.....	78
4.4.7 Obtenção do Balanço de Energia	78
4.4.8 Pixel “Frio” e Pixel “Quente”	82
4.4.9 Correção da estabilidade atmosférica	82
Capítulo 5: Resultados e Discussão	85
5.1. Resultados para a Bacia do Taperoá:.....	85
5.1.1. Pré-processamento das imagens.....	85
5.1.2. Obtenção da Temperatura de Superfície.....	87
5.1.3 Obtenção do Saldo de Radiação.....	108
5.1.4 Obtenção do Balanço de Energia	113
5.2. Resultados encontrados para o Estado da Paraíba: Centros Urbanos	120
Capítulo 6: Conclusões	136
Referências	139
Anexos.....	153

Lista de Figuras

Figura 1 – (A) Espectro Eletromagnético; (B) As curvas representam o padrão espectral da interação da vegetação, solo e água com a energia eletromagnético (Fonte: Barbosa, 2007).	23
Figura 2 – Efeito do registro sobre a Imagem. (Fonte:Silva, 2006)	30
Figura 3 - Esquema de um sistema de informações geográficas (Adaptado de Silva, 2006) ..	34
Figura 4 – Componentes do Balanço de Radiação à Superfície (Fonte: Adaptado de Leivas, 2008)	47
Figura 5 – Localização do Estado da Paraíba.....	53
Figura 6 – Mesorregiões Estado da Paraíba (Fonte: AESA, 2009).....	53
Figura 7 – Microrregiões Paraibanas (Fonte: AESA, 2008)	54
Figura 8 – Representação de um Modelo Numérico de Elevações (MDE) obtido a partir de um mosaico de imagens do projeto SRTM Os dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) da NASA para o Estado da Paraíba.	55
Figura 9 - Precipitação Média para o Estado da Paraíba - 2006 (Fonte: AESA, 2006).....	57
Figura 10 – Bacia Hidrográficas e Sub-Bacias do Estado da Paraíba	57
Figura 11- Articulação das cenas do satélite Landsat 5 TM para o Estado da Paraíba.	60
Figura 12 – Imagem do Visível para a Cidade de Campina Grande – PB – 10/06/1984	61
Figura 13 – Imagem do Visível para a Cidade de Campina Grande – PB – 29/08/20007	61
Figura 14 - SRTM para a Bacia do Taperoá	63
Figura 15 - Bacia do Rio Taperoá.....	64
Figura 16 - Instrumentação da Bacia Escola	65
Figura 17 - Bandas espectrais.....	67
Figura 18 - Diagrama das etapas do processamento da Temperatura de Superfície.	71
Figura 19 - Diagrama das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície.....	75
Figura 20 - Esquema ilustrativo do cálculo do Fluxo de Calor Sensível H	81
Figura 21 – Imagens antes da Ortorectificação	86
Figura 22 – Imagem ortoretificada	86
Figura 23 - Recorte da imagem da Bacia do Rio Taperoá para o dia 18/06/1990.....	88
Figura 24 - Recorte da imagem da Bacia do Rio Taperoá para o dia 08/04/1999.....	89
Figura 25- Recorte da imagem da Bacia do Rio Taperoá para o dia 17/10/1999.....	89
Figura 26 - Precipitação Mensal para postos da região - 1990.....	90

Figura 27 - Precipitação Mensal dos postos da região - 1999.....	90
Figura 28 - Imagens classificadas do NDVI do dia 18/06/1990.....	91
Figura 29 - Imagens classificadas do NDVI do dia 08/04/1999.....	91
Figura 30- Imagens classificadas do NDVI do dia 17/10/1999.....	92
Figura 31 - Precipitação diária – Posto Cabaceiras -1999	92
Figura 32 - Precipitação diária – Posto Desterro -1999	93
Figura 33- Precipitação diária - Posto Gurjão -1999	93
Figura 34 - Precipitação diária – Posto Juazeirinho -1999.....	93
Figura 35 - Precipitação diária – Posto Junco do Seridó -1999	94
Figura 36 - Precipitação diária – Posto Livramento -1999	94
Figura 37 - Precipitação diária – Posto Olivedos -1999	94
Figura 38 - Precipitação diária – Posto Pocinhos -1999	95
Figura 39 - Precipitação diária – Posto São João do Cariri -1999.....	95
Figura 40 - Precipitação diária – Posto São José dos Cordeiros -1999	95
Figura 41 - Precipitação diária – Posto de Serra Branca -1999.....	96
Figura 42 - Precipitação diária – Posto Soledade -1999	96
Figura 43 - Precipitação diária- Posto Taperoá -1999	96
Figura 44 - Caatinga Semi-Aberta nas proximidades da Cidade de São João do Cariri (estação chuvosa, ano 2007) (Fonte: Souza, 2008).....	97
Figura 45- Imagem classificada do SAVI para o dia 18/06/1990	98
Figura 46- Imagem classificada do SAVI para o dia 08/04/1999.	99
Figura 47- Imagem classificada do SAVI para o dia 17/10/1999.	99
Figura 48- Imagem classificada do IAF para o dia 18/06/1990	100
Figura 49- Imagem classificada do IAF para o dia 08/04/1999	101
Figura 50- Imagem classificada do IAF para o dia 17/10/1999.	101
Figura 51- Imagem classificada da emissividade da superfície para o dia 18/06/1990.....	102
Figura 52- Imagem classificada da emissividade da superfície para o dia 08/04/1999.....	103
Figura 53 - Imagem classificada da emissividade da superfície para o dia 17/10/1999.....	103
Figura 54 - Imagens classificadas da Temperatura da Superfície para o dia 18/06/1990.....	105
Figura 55 - Histograma – TS – 18/06/1990.....	105
Figura 56 - Histograma – TS – 08/04/1999.....	105
Figura 57 - Histograma – TS – 17/10/1999.....	106

Figura 58- Imagens classificadas da Temperatura de Superfície para o dia 08/04/1999.....	106
Figura 59- Imagens classificadas da Temperatura de Superfície para o dia 17/10/1999.....	107
Figura 60 - Comparação NDVI e Temperatura de Superfície - 1990.....	107
Figura 61 - Comparação NDVI e Temperatura da Superfície – 1999.	108
Figura 62 - Balanço de Radiação.....	108
Figura 63- Imagem classificada do albedo da superfície estimado (%) para o dia 18/06/1990	109
Figura 64 - Imagem classificada do albedo da superfície estimado (%) para o dia 08/04/1999	110
Figura 65 - Imagem classificada do albedo da superfície estimado (%) para o dia 17/10/1999	110
Figura 66- Imagens classificadas do saldo de radiação à superfície estimado (W/m^2) para o dia 18/06/1990.....	111
Figura 67- Imagens classificadas do saldo de radiação à superfície estimado (W/m^2) para o dia 08/04/1999.....	112
Figura 68- Imagens classificadas do saldo de radiação à superfície estimado (W/m^2) para o dia 17/10/1999.	112
Figura 69 – Imagem classificada Fluxo de Calor no Solo para o dia 18/06/1990.....	113
Figura 70 – Imagem classificada Fluxo de Calor no Solo para o dia 08/04/1999.....	114
Figura 71 - Imagem classificada Fluxo de Calor no Solo para o dia 17/10/1999.	114
Figura 72 - Imagem classificada Calor Sensível (W/m^2) para o dia 18/06/1990.....	115
Figura 73 - Imagem classificada Calor Sensível (W/m^2) para o dia 08/04/1999.....	116
Figura 74 - Imagem classificada Calor Sensível (W/m^2) para o dia 17/10/1999.....	116
Figura 75- Imagem classificada Calor Latente (W/m^2) para o dia 18/06/1990.	117
Figura 76- Imagem classificada Calor Latente (W/m^2) para o dia 08/04/1999.	118
Figura 77- Imagem classificada Calor Latente (W/m^2) para o dia 17/10/1999.	118
Figura 78 - Recorte da imagem da cidade de Patos 17/06/1984 e 19/07/2007	123
Figura 79 - Imagem classificada do NDVI para a cidade de Patos dias 17/06/1984 e 19/07/2007.....	124
Figura 80 - Imagem classificada da Temperatura de Superfície para a cidade de Patos dias 17/06/1984 e 19/07/2007.....	125
Figura 81 - Recorte da imagem da cidade de Sousa 23/10/1987 e 01/11/2008	126

Figura 82 - Imagem classificada da NDVI para a cidade de Sousa dias 23/10/1987 e 01/11/2008.....	127
Figura 83 - Imagem classificada da Temperatura de Superfície para a cidade de Sousa dias 23/10/1987 e 01/11/2008.....	128
Figura 84 - Recorte da imagem da cidade de Campina Grande 10/06/1984 e 29/08/2007 ...	129
Figura 85 - Imagem classificada de NDVI para a cidade de Campina Grande dias 10/06/1984 e 29/08/2007	130
Figura 86 - Imagem classificada da Temperatura de Superfície para a cidade de Campina Grande dias 10/06/1984 e 29/08/2007	131
Figura 87 - Recorte da imagem da cidade de Cajazeiras 23/10/1987 e 01/11/2008.....	132
Figura 88 - Imagem classificada de NDVI para a cidade de Cajazeiras dias 23/10/1987 e 01/11/2008.....	133
Figura 89 - Imagem classificada da Temperatura de Superfície para a cidade de Cajazeiras dias 23/10/1987 e 01/11/2008	134
Figura 90 - Histograma da Temperatura de Superfície para as cidades de Patos e Sousa.....	135
Figura 91 - Histograma da Temperatura de Superfície para as cidades de Campina Grande e Cajazeiras	135

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Aplicações de algumas regiões do espectro eletromagnético (Fonte: Batista & Dias, 2005)	25
Tabela 2 – Características dos Satélites (Fonte: EMBRAPA, 2008).....	27
Tabela 3 – Características do sensor TM (Fonte: Embrapa, 2008)	28
Tabela 4 – Evolução da População da Paraíba, Nordeste e Brasil - 1980-2007 (Fonte: IBGE, 2008)	58
Tabela 5 – Densidade Demográfica da Paraíba, Nordeste e Brasil - 1980-2007 (Fonte: IBGE, 2008)	58
Tabela 6 – Taxa Geométrica de Crescimento Anual (%) - 1980-2007 (Fonte: IBGE, 2008)..	59
Tabela 7 – População Total, Urbana e Rural da Paraíba - 1980-2007 (Fonte : IBGE, 2008)..	59
Tabela 8 – População estimada para o ano de 2003	59
Tabela 9 – Banco de Imagens Landsat 5 TM (Estado da Paraíba).....	62
Tabela 10 – Numero de bandas, resolução espacial e faixa espectral.(Fonte: INPE, 2008)	67
Tabela 11 - Mapeamento diversos	68
Tabela 12 - Dados Climatológicos e Meteorológicos.....	68
Tabela 13 - Imagens do TM - Landsat 5 - Banco de Imagens da Pesquisa	69
Tabela 14 - Valores de $L_{min,i}$ e $L_{max,i}$. (Fonte:Chander e Markhan, 2003).....	72
Tabela 15 - Irradiância solar para cada banda do sensor TM (Fonte:Chander e Markhan, 2003)	73
Tabela 16- Coeficientes de regressão (Fonte: Allen <i>et al.</i> , 2002)	76
Tabela 17 - Total Precipitado (mm) - Anual e Mensal - 1999 . Fonte: AESA.....	88
Tabela 18 - Total precipitado (mm) - mensal e anual - 1999 . Fonte: UFCG	88
Tabela 19 – População de alguns Municípios que compõem a Bacia do Taperoá (Fonte: IDEME, 2009)	88
Tabela 20 - Valores médios de SAVI	100
Tabela 21 - Dados médios mensais para o ano de 1990 (Fonte: UFCG, 2008).	104
Tabela 22 - Dados médios mensais para o ano de 1999 (Fonte; UFCG, 2008)	104
Tabela 23 – Valores médios da Temperatura de Superfície para a Bacia do Taperoá (valores médios - imagem de satélite e valores a 2 cm (9 horas) estação Bacia Escola) ...	106
Tabela 24 - Evolução da População das Cidades de Campina Grande, Patos e Sousa - PB..	122

Lista de Siglas

CBERS China-Brazil Earth Resources Satellite
EEM Espectro eletromagnético
EMBRAPA Empresa Brasileira de Agropecuária
FAO Food and Agriculture Organization of the United Nations
GOES Geostationary Operational Environmental Satellite
IAF Índice de Area Foliar
INPE Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
SAVI Índice de Vegetação Ajustado ao Solo
NDVI Índice de Vegetação da Diferença Normalizada
METRIC Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration
NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration
ONU Organização das Nações Unidas
REM Radiação eletromagnética
RGB Red, Green, Blue
SEBAL Surface Energy Balance Algorithm for Land
SIG Sistema de Informação Geográfica
SR Sensoriamento Remoto
SUDENE Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
TM Thematic Mapper
TS Temperatura da superfície terrestre
UFCG Universidade Federal de Campina Grande
AESPA Agência Executiva de Gestão de Águas do Estado da Paraíba
ANA Agência Nacional de Águas
IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IDEME Instituto Desenvolvimento Municipal e Estadual do Estado da Paraíba

Capítulo 1 – Introdução

1.1 Introdução

A água e o seu ciclo são fundamentais para o funcionamento de todos os ecossistemas da Terra. Eles estão intimamente relacionados com o balanço energético do planeta, através da interação com a radiação solar, tanto na atmosfera, na forma de vapor e nuvens, quanto na forma líquida presente na superfície, controlando o balanço entre calor sensível e calor latente (Victoria, 2004).

Estudos envolvendo a radiação solar são importantes por ser esta a principal fonte de energia para todos os processos físicos e biológicos que ocorrem na biosfera. A radiação solar age na determinação do clima, além de afetar todos os processos fisiológicos da vida vegetal e animal (Klar, 1984 *apud* Silva, 2002). A maior parte da radiação retida pela biosfera é absorvida pela superfície.

Alguns parâmetros como o albedo, índices de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação, situação hídrica regional são considerados importantes para o conhecimento e monitoramento dos recursos naturais. Em países como o Brasil, país de dimensões continentais, uma alternativa para o estudo e monitoramento dos recursos naturais é o sensoriamento remoto, cujas técnicas e produtos passaram a ser, nas últimas décadas, imprescindíveis para estudos dessa natureza.

O Sensoriamento remoto é o termo usado para definir a tecnologia que permite o estudo de algumas características de um objeto, sem que, necessariamente, se estabeleça contato com o mesmo. A tecnologia usada nos satélites é um exemplo do sensoriamento remoto – os sensores colocados a bordo dessas plataformas orbitais são capazes de registrar o nível de radiação eletromagnética refletida e/ou emitida de um determinado local na superfície terrestre (Mendonça, 2003).

Várias transformações que ocorrem na superfície terrestre, como o desmatamento, a desertificação, a construção de barragens e a urbanização, outras intervenções antrópicas como mudanças do uso e cobertura do solo, podem afetar o micro clima de diferentes modos; portanto, faz-se necessário distinguir e conhecer os processos básicos das superfícies antes e após as alterações e, em particular, aqueles referentes à quantificação da radiação, principal fonte de aquecimento da superfície.

O rápido crescimento da população humana é um dos principais fatores responsáveis pela devastação ambiental. Isso porque o aumento do número de pessoas significa extrair cada vez mais da natureza o que for possível para que os seres humanos sobrevivam (Rempel, 2000).

No Brasil, a população urbana passou de 45%, em 1960, para aproximadamente 75%, em 1991, e atualmente, conta com mais de 80% dela morando em cidades (Zanella & Mendonça, 2004). Neste sentido, o sensoriamento remoto tem sido utilizado em áreas urbanas, dentre outras, para avaliar o fenômeno de “Ilha de Calor Urbano”, para realizar classificação de uso de solo e também para fornecer dados de entrada para modelos de trocas atmosféricas e de superfície urbana (Voogt & Oke, 2003). Essa tecnologia tem sido utilizada nos centros urbanos, pois os mesmos são grandes modificadores do clima e a escassez de informações, principalmente observada em países em desenvolvimento como o Brasil, leva pesquisadores a desenvolver e ajustar modelos onde os dados de entrada podem ser obtidos através do uso do sensoriamento remoto.

A cidade é um grande modificador do clima. A atividade humana, o grande número de veículos, indústrias, prédios, o asfalto das ruas e a diminuição das áreas verdes criam mudanças profundas na atmosfera local. A percepção das diferenças térmicas entre áreas urbanas e áreas rurais remonta à época dos romanos. Não é somente o calor do Sol e sua retenção pelo CO₂ (dióxido de carbono) e vapor d’água que aquecem uma cidade. Existe também a produção de calor.

A cidade é, também, um grande centro consumidor de energia, e toda vez que a mesma é utilizada, parte é liberada para o ambiente. Pode-se dizer que o calor é uma forma de lixo energético, um subproduto do uso da matéria e alimentos; porém, sob certo aspecto, o calor é pior, pois precisa ser dissipado no ambiente e não pode ser reciclado como muitos dos componentes do lixo urbano produzido (Araújo, 2006).

As cidades apresentam temperaturas médias maiores do que as zonas rurais de mesma latitude. Dentro delas, as temperaturas aumentam das periferias em direção ao centro. O uso de grande quantidade de combustíveis fósseis em aquecedores, automóveis e indústrias transformam a cidade em uma potente fonte de calor (Lombardo, 1985). Sendo assim, a temperatura de superfície é de primordial importância para o estudo da climatologia urbana (Voogt & Oke, 2003). E ajuda a estudar fenômenos como o de “Ilha Urbana de Calor” que é uma das conseqüências do processo de ocupação e desenvolvimento de grandes cidades.

Quantidades de ar quente se fazem presentes em maior concentração no centro das cidades, cujas populações sofrem com esse desequilíbrio. E essa condição dificulta a evaporação, reduz o poder de dispersão dos poluentes atmosféricos gerados trazendo desequilíbrios ambientais (Weng *et al.*, 2004).

A temperatura da superfície terrestre também tem ação determinante sobre o crescimento e o desenvolvimento das plantas, influenciando muitos processos físicos, químicos e biológicos, tendo significativa relevância científica em um vasto campo das atividades de pesquisa e gerenciamento dos recursos naturais (Gusso, 2003).

O sensoriamento remoto termal tem a vantagem de proporcionar em tempo sincronizado uma densa rede de dados de temperatura para toda uma cidade e ou para uma área distinta da mesma (Nichol, 1996). Weng & Quattrochi (2006) apresentam vários avanços nos estudos termais em áreas urbanas. Aplicações com diferentes sensores e satélites, utilizando diferentes resoluções espaciais, apontam os avanços no sensoriamento remoto termal em diferentes regiões do planeta (Kim, 1992; Nichol, 1996; Weng *et al.*, 2004).

Segundo Voogt & Oke (2003) apesar de todo avanço em técnicas de sensoriamento termal para investigação de climas urbanos, deve-se progredir em três vastas áreas, sendo estas: determinação adequada da radiação, melhor compreensão das relações entre as temperaturas de superfície, do ar e do balanço energético, e por fim obter melhor validação dos parâmetros dos sensores termais.

Atualmente, técnicas de sensoriamento remoto que se utilizam de imagens de satélites também estão sendo aplicadas na obtenção do balanço de energia e, como consequência, na estimativa da evapotranspiração (Bezerra, 2006). Para se estimar os diferentes componentes do balanço de energia à superfície com imagens de satélites, alguns algoritmos têm sido desenvolvidos, como é o exemplo do SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), proposto por Bastiaanssen (1995).

Por outro lado, ao se observar o ciclo hidrológico de uma região, percebe-se a importância do conhecimento do balanço de energia da superfície. Os efeitos das mudanças climáticas no ciclo hidrológico são muito diversos. Conforme Arnell (1994), o aumento da concentração de gases estufa, por exemplo, resulta em aumento no balanço de radiação na superfície terrestre, produzindo modificações nas temperaturas, taxas de evaporação e chuvas e, em consequência, nos regimes de umidade dos solos, reabastecimento de águas subterrâneas e escoamento fluvial.

O estudo da variabilidade e da tendência dos parâmetros climáticos, que podem ser constatadas dentro de um período de curto prazo, adquire importância, uma vez que as condições climáticas, consideradas como elemento condicionador da dinâmica do sistema ambiental estão diretamente ligados aos processos hidrológicos que envolvem a dinâmica de uma bacia hidrográfica, assim como, ao gerenciamento das águas e à utilização do recurso o que, por sua vez, afeta assentamentos humanos, a disponibilidade de água tanto em ambientes urbanos quanto em atividades rurais, o desenho dos sistemas de irrigação, a geração de energia hidrelétrica e diversas outras atividades. Nesse sentido, diagnosticar a situação real em que se encontram os recursos hídricos de uma determinada bacia passa a ser um instrumento necessário para a preservação, visando não só a manutenção do recurso água, como também dos solos, vegetação e fauna.

O clima, por ser um dos mais importantes componentes do ambiente natural, pode configurar como indicador de degradação ambiental, uma vez que ele afeta os processos geomorfológicos, modifica os solos, o crescimento e o desenvolvimento da vegetação e, conseqüentemente, os processos hidrológicos que envolvem a dinâmica de uma bacia hidrográfica.

Neste contexto, o crescimento dos centros urbanos inseridos nas bacias hidrográficas pode modificar o uso e a ocupação do solo, acarretando em mudanças no balanço de energia e balanço hídrico destas bacias, bem como alterando a oferta de recursos naturais. Além disso, ressalta-se que o conhecimento da temperatura de superfície constitui-se num elemento notadamente influenciado por variações no clima, e cuja estimativa é de grande utilidade em trabalhos de monitoramento que assegurem o atendimento da demanda hídrica das culturas, podendo contribuir em programas de irrigação e de gestão dos recursos hídricos.

Assim, este trabalho apresenta uma estimativa da temperatura de superfície e do balanço de energia para uma bacia hidrográfica do Estado da Paraíba com vistas a subsidiar ações de gestão e de planejamento dos recursos hídricos, a partir de técnicas e produtos de sensoriamento remoto. Utilizando a mesma metodologia é realizada também uma análise da temperatura de superfície em alguns centros urbanos do estado, mediante a observação do crescimento urbano dos municípios e das conseqüentes alterações de uso e ocupação do solo decorrentes deste crescimento.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo Geral

Determinar a temperatura de superfície e estimar o balanço de radiação e de energia para uma das bacias hidrográficas do estado da Paraíba em diferentes períodos de tempo e utilizar a mesma metodologia para analisar variações de temperatura de superfície em alguns centros urbanos do estado, mediante a observação do crescimento dos municípios e das conseqüentes alterações de uso e ocupação do solo decorrentes deste crescimento.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Investigação dos diversos modelos de conversão de níveis digitais (imagens) em temperatura de superfície para subsidiar a escolha do modelo (algoritmo de conversão) a ser utilizado;
- Elaboração de um banco de imagens a partir dos produtos de sensoriamento remoto termal gratuitos disponíveis para o Estado da Paraíba de forma a possibilitar a escolha dos períodos e das bacias hidrográficas a serem estudadas;
- Espacialização do fenômeno temperatura de superfície (Mapas Termiais) em diferentes épocas a partir de imagens de satélite;
- Obtenção do balanço de radiação e de energia para uma bacia hidrográfica do Estado.

Capítulo 2 – Revisão Bibliográfica

2.1 Do Sensoriamento Remoto

Praticamente toda a troca de energia entre a Terra e o resto do Universo ocorre por radiação, que é a única que pode atravessar o relativo vazio do espaço. O sistema Terra-atmosfera está constantemente absorvendo radiação solar e emitindo sua própria radiação para o espaço. A radiação eletromagnética é uma forma de propagação da energia entre dois sistemas e pode ser considerada como um conjunto de ondas (elétricas e magnéticas). As várias formas de radiação, caracterizadas pelo seu comprimento de onda e frequência, compõem o espectro eletromagnético (Novas, 2008).

Por razões históricas e tecnológicas, as ondas eletromagnéticas passaram a ser agrupadas pelos comprimentos de ondas e subdivididas em faixas que compõem o Espectro Eletromagnético (Figura 1), embora não existam limites rígidos entre as diversas faixas, já que há uma passagem transicional entre elas.

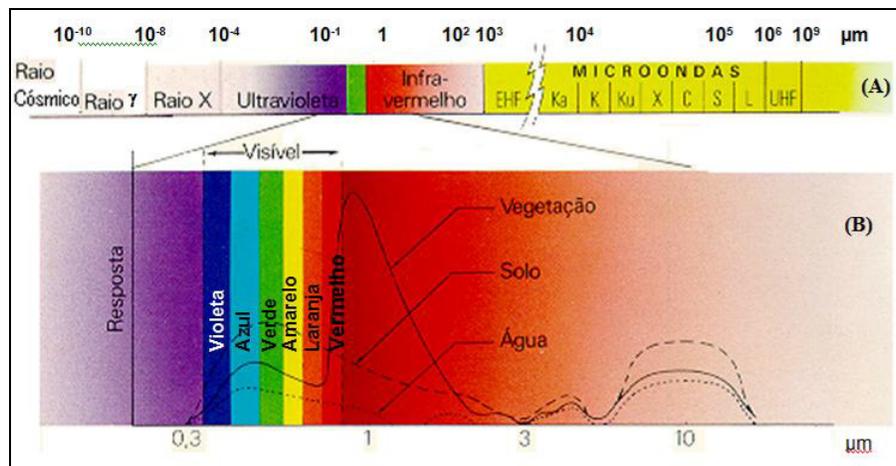


Figura 1 – (A) Espectro Eletromagnético; (B) As curvas representam o padrão espectral da interação da vegetação, solo e água com a energia eletromagnético (Fonte: Barbosa, 2007).

O Sensoriamento Remoto pode ser definido como sendo a utilização conjunta de modernos sensores, equipamentos para processamento de dados, equipamentos de transmissão de dados, aeronaves, espaçonaves, etc. com o objetivo de estudar o ambiente terrestre através do registro e análise das interações da radiação eletromagnética (REM) e as

substâncias componentes do planeta Terra nas suas mais diversas manifestações (Novo, 1989).

Assim, o Sensoriamento Remoto (SR) pode ser definido como a aquisição de informação sobre um objeto a partir de medidas feitas por um sensor sem que haja contato físico entre eles. Na literatura científica existente há diversas definições, dentre as quais pode-se citar a de Lillesand & Kiefer, (1987) : “Ciência e arte de obter informações a respeito de um objeto, área ou fenômeno pela análise de dados adquiridos por um dispositivo que não esta em contato com o objeto, área ou fenômeno sob investigação”.

Utilizando a teoria das ondas para descrever sua propagação, a radiação eletromagnética pode ser descrita em termos de comprimento de onda (λ), amplitude e frequência. Conhecendo a radiação que interage com as feições da Terra pode-se obter diversas informações das mesmas pela coleta e análise de dados de radiação (Centeno, 2004).

Ao interagir com os alvos da superfície terrestre a radiação eletromagnética pode ser absorvida, refletida, transmitida e emitida por eles seletivamente. As variações que essas interações produzem, dependem fortemente das características físico-químicas das superfícies ou objetos, com os quais a radiação eletromagnética interage. A resposta dos alvos para cada comprimento de onda são as assinaturas espectrais, isto é, a reflexão para um comprimento de onda específico, propriedades da reflectância (porcentagem da radiação eletromagnética incidente), radiação solar, que é refletida pelo material, etc.

A relação entre a energia eletromagnética e a fonte de radiação é a propriedade medida pelos sensores. Essas propriedades são apresentadas pelas curvas de respostas de reflectância espectral de cada alvo. Essa curva fornece uma visão sobre o comportamento espectral dos diferentes alvos ao longo do espectro eletromagnético e serve para orientar a escolha de regiões ou intervalos de comprimento de onda a serem utilizados para determinadas aplicações de SR (Crosta, 1992). A Tabela 1 apresenta exemplos de algumas aplicações possíveis e as respectivas faixas de comprimento de onda.

Para que seja possível a obtenção de um produto de SR existe a necessidade de que a propriedade de reflexão ou emissão do alvo seja medida, mensurada, por um sensor remoto. Existem dois tipos de sensores, os passivos e os ativos. Os sensores passivos (satélites, máquinas fotográficas, etc) não produzem fonte de energia, necessitando de uma fonte natural (Sol) ou artificial (lâmpada) para que possam captar a energia refletida dos alvos em forma de

ondas eletromagnéticas. Já os sensores ativos (radar, sonar, etc) emitem energia em forma de ondas eletromagnéticas que são refletidas e captadas posteriormente (Meyreles, 2007).

Tabela 1 – Aplicações de algumas regiões do espectro eletromagnético (Fonte: Batista & Dias, 2005)

Comprimento de Onda	Aplicação	Comprimento de Onda	Aplicação
Raios γ	Pesquisa Mineral	1.55-1.75 μm	Umidade na vegetação
Raios X	Medicina	2.04-2.34 μm	Tipos de rochas, Pesquisa mineral
Ultravioleta (UV)	Detecção de derrame óleo	10.5-12.5 μm	Temperatura de superfície
0.4-0.45 μm	Turbidez da água	3 cm - 15 cm	Relevo e umidade do solo
0.7-1.1 μm	Vigor da vegetação	20 cm - 1 m	Penetração no dossel e biomassa arbórea

As plataformas de SR definem o nível de aquisição dos dados. Esses níveis podem ser orbitais (representados pelas plataformas espaciais, satélites), aéreos (representados pelas aeronaves e helicópteros) e terrestres (representados por torres e sistemas radiométricos de campo) (Moreira, 2005). Os satélites podem apresentar uma grande variação quanto ao padrão orbital em relação à Terra. Os que mais interessam para o SR são divididos em duas grandes categorias: os de órbita baixa (os de recursos naturais ou de observação da Terra) e os de órbita alta (os meteorológicos). Estes últimos são os geoestacionários e tem sua maior aplicação no campo da meteorologia (Novas, 2008).

Um sistema sensor a bordo de um satélite registra, de uma forma contínua, a radiação refletida e/ou emitida pela porção de superfície da Terra, que está sendo recoberta, e dentro de um campo de visada instantâneo. Desta forma, é gerado um sinal que pode ser registrado por uma antena receptora na Terra, na forma de um sinal analógico (Rempel, 2000). Posteriormente este sinal é discretizado e colocado na forma digital constituindo assim uma imagem digital, sendo esta uma função bidimensional da intensidade de luz refletida ou emitida por uma cena (incluindo-se o efeito atmosférico), representada por $f(x,y)$, onde f correspondente a cada coordenada (x,y) e dá a intensidade da imagem no ponto. Essa intensidade é numericamente representada na imagem por um valor inteiro, não negativo e finito, chamado de “nível de cinza” (NC) (ou, “digital number” – DN; ou número digital) (Dutra *et al.*,1981). Estes elementos são os valores de cada pixel (*picture element*).

Os tipos de dados de SR a serem adquiridos dependem do tipo de informação necessária, do tamanho e da dinâmica dos objetos ou fenômenos estudados.

Segundo Crósta (1992), em sensoriamento remoto a resolução se apresenta em três independentes tipos: resolução espacial, resolução espectral e resolução radiométrica. A resolução espacial é definida pela capacidade do sistema sensor em “enxergar” objetos na superfície terrestre. A segunda, resolução espectral, é inerente às imagens multiespectrais e é definida pelo número de bandas espectrais de um sistema sensor e pela largura do intervalo de comprimento de onda coberto por cada banda. A resolução radiométrica é dada pelo número de níveis digitais, representado por níveis de cinza, usados para expressar os dados coletados pelo sensor. Além dessas resoluções, temos também a resolução temporal, que se refere ao tempo de revolução do satélite ao redor da terra, ou seja, o tempo que transcorre, ao ser capturada uma determinada imagem, até que uma segunda imagem do mesmo ponto seja capturada. Em outras palavras, tomando-se como exemplo os satélites americanos da série Landsat e o satélite meteorológico NOAA tem-se que:

- Resolução Espectral: no Sistema ETM-Landsat 7 esta resolução varia de 0,45 – 12,50 μm , com 8 bandas. No Sistema NOAA para o sensor AVHRR/3 esta resolução varia de 0,58 – 12,50 μm , com 5 bandas;
- Resolução Espacial: no satélite TM-Landsat 5 a resolução espacial das bandas é de 30 metros x 30 metros no terreno, exceto da banda termal, que é de 120 metros x 120 metros. No Sistema NOAA cada pixel representa 1,1 km x 1,1 km no terreno;
- Resolução Radiométrica: em um dado de 8 bits os valores dos tons de cinza para cada pixel variam de 0 a 255. No caso do satélite TM-Landsat 5 a resolução radiométrica é de 8 bits e para o Sistema NOAA é de 10 bits;
- Resolução Temporal: no caso do satélite TM-Landsat 5 a revisita ocorre a cada 16 dias e para o Sistema NOAA a periodicidade é diária.

O conhecimento detalhado das características dos satélites e sensores é de fundamental importância na determinação das aplicações do SR. Os satélites meteorológicos podem ser classificados de acordo com sua órbita em três diferentes classes: Geoestacionários, Polares e Tropicais. Os satélites de órbita geoestacionária estão localizados a 36.000 km acima da superfície da Terra, permitindo desta forma um monitoramento contínuo dos fenômenos atmosféricos que se desenvolvem na área de visada do satélite (Novas, 2008).

Os satélites meteorológicos de órbita polar estão posicionados geralmente entre 700 e 800 km acima da superfície terrestre. A principal característica destes satélites é que as regiões polares têm um monitoramento mais detalhado. E nesse contexto, o sensoriamento remoto via satélite proporciona uma alternativa para quantificar os fluxos de energia entre a atmosfera e a superfície terrestre com um fornecimento quase contínuo de dados com alta resolução temporal e espacial, possibilitando assim considerável melhoria nos sistemas de assimilação dos modelos (Paiva, 2005). A Tabela 2 apresenta as características dos satélites que foram utilizados ou parcialmente usados nessa pesquisa.

Tabela 2 – Características dos Satélites (Fonte: EMBRAPA, 2008)

Satélite	Landsat 5	Landsat 7	CBERS 2
Lançamento	1/3/1984	15/4/1999	21/10/2003
Situação Atual	Em atividade	Inativo (2003)	Inativo (15/01/2009)
Órbita	Polar, Circular e heliossíncrona	Polar, Circular e heliossíncrona	Heliossíncrona
Altitude	705 km	705 km	778 Km
Tempo de Duração da Órbita	98,20 min	98,9 min	100,26 min
Horário de Passagem	9:45 A.M.	10:00 A.M.	10:30 A.M.
Período de Revisita	16 dias	16 dias	26 dias
Instrumentos Sensores	MSS e TM	ETM+	WFI; IRMSS; e WFI

O satélite Landsat 5, que foi lançado no ano de 1984, é o único satélite da série Landsat que ainda se encontra em atividade. O principal sensor a bordo é o TM (Thematic Mapper). Este sensor é a continuação do TM anteriormente a bordo do Landsat 4 e conta com sete bandas espectrais. As três primeiras bandas localizam-se na faixa do visível do espectro, duas no infravermelho próximo, uma no infravermelho médio e uma no infravermelho termal. Algumas das principais características do sensor TM são apresentados na Tabela 3.

O TM é baseado numa série de sensores arranjados para operar em estreitas faixas de comprimento de ondas e fornece uma imagem digital com uma visão sinóptica, repetitiva, multiespectral e com alta resolução espacial da superfície terrestre (Novas, 2008).

No processamento e análise de uma imagem digital dois aspectos devem ser considerados referentes à sua qualidade: a radiometria e a geometria. A radiometria mede a intensidade da radiação eletromagnética e pode ser chamada de radiometria espectral (Meneses, 2001). A partir da radiometria espectral é possível explicar como cada alvo

aparecerá nas imagens, pois se consegue medir a intensidade de cada alvo nos diferentes comprimentos de onda do espectro eletromagnético. Já a geometria de imagens se refere à posição dos elementos de cena sobre a superfície da Terra, visando determinar e validar o relacionamento entre pontos no terreno e suas posições nas imagens.

Tabela 3 – Características do sensor TM (Fonte: Embrapa, 2008)

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Faixa Imageadora
TM	1	0,45 - 0,52 μm	30 m	16 dias	185 km
	2	0,50 - 0,60 μm			
	3	0,63 - 0,69 μm			
	4	0,76 - 0,90 μm			
	5	1,55 - 1,75 μm			
	6	10,4 - 12,5 μm	120 m		
	7	2,08 - 2,35 μm	30 m		

As imagens digitais são sujeitas a distorções durante sua aquisição, processamento, compressão, armazenamento, transmissão e reprodução, resultando na degradação da qualidade visual da imagem (Wang *et al.*, 2004). Estas distorções podem ser tanto radiométricas quanto geométricas.

Segundo Anjos (2006), as distorções radiométricas resultam em imagens com efeito de borramento, perdas de linhas ou colunas, ruídos aleatórios, enquanto as distorções geométricas fazem com que as imagens apresentem deslocamentos da posição geográfica do centro da cena, deslocamento entre bandas, erro da geometria interna e deslocamentos causados pelo não alinhamento dos arranjos de detectores.

A qualidade da imagem produzida por sensores é avaliada em dois períodos: antes e após o lançamento do satélite. Após o lançamento, as imagens são corrigidas usando os parâmetros definidos em laboratório e avaliadas. Durante o tempo de vida operacional do satélite os testes de avaliação devem ser realizados periodicamente e, quando necessário, os parâmetros de correção devem ser atualizados.

Caso a qualidade da resolução espacial seja degradada, as informações de detalhes na imagem são reduzidas, criando um efeito de borramento visível, principalmente nas feições lineares, como bordas dos objetos, pistas de aeroportos, ruas, pontes, etc. A degradação, no que se refere à resolução espacial é inserida pelo sensor, e pode ser parcialmente corrigida por meio do processo de restauração de imagens. Segundo Fonseca *et al.* (2004) *apud* Anjos (2006), uma análise de qualidade radiométrica deve levar em consideração os seguintes itens:

- Relação Sinal/Ruído (SNR): parâmetro que representa a resolução radiométrica da câmera. A relação sinal/ruído mede o grau de ruído na imagem. Se a intensidade do ruído estiver acima de um limiar especificado, o sinal pode ser inutilizado;
- O desempenho da MTF: A Função de Transferência de Modulação (MTF) está relacionada com a resolução espacial do sensor e mede a resposta do sensor em frequência espacial da cena;
- Calibração Relativa: A calibração relativa permite determinar os parâmetros de ganho e offset de cada detector para corrigir as diferenças nas respostas dos detectores;
- Calibração Absoluta: A calibração absoluta fornece coeficientes que permitem a conversão dos valores de nível de cinza para dados físicos, como radiância e reflectância;
- Ruídos: perda de linha ou coluna na imagem (listras), efeitos como striping e stippling, saturação dos níveis de cinza, etc.

2.2 Processamento Digital de Imagens

Conforme Pachêco e Ribas (1998), o processamento digital de imagens de sensoriamento remoto trata especificamente das técnicas utilizadas para identificar, extrair, condensar e realçar a informação de interesse para determinados fins. É o processo pelo qual o analista obtém informações temáticas dos alvos contidos na área imageada. Esse procedimento é basicamente dividido em três etapas: pré-processamento, classificação e pós-processamento. As técnicas mais comuns utilizadas são o georreferenciamento e registro de imagens, realce de imagens, filtragens e classificação (Richards, 1986; Schowengerdt, 1997; Lillesand e Kiefer, 1999; Mather, 1999; Moreira, 2001, Adami, 2003).

O registro consiste na associação da posição de uma imagem a uma outra imagem ou mesmo a um arquivo vetorial, fazendo com que suas posições coincidam. Ao final deste procedimento, não necessariamente, a imagem estará associada a um modelo de projeção terrestre (Lillesand e Kiefer, 1999; Mather, 1999, Adami, 2003). Uma forma comum de registro de imagem é feita pela indicação de algum sistema de referência (por exemplo: latitude/longitude) ou algum sistema de referência baseado em projeções cartográficas (por exemplo, a projeção UTM). Este procedimento pode ser realizado por uma equação de modelo. Para tanto, são utilizados pontos de controle, sendo estes bem distribuídos em toda a

imagem (Richards, 1986; Mather, 1999). A equação estabelece uma relação entre as coordenadas da imagem (linha, coluna) e do sistema de referência cartográfico definido. Na Figura 2 observa-se a alteração ocorrida na imagem após o registro.

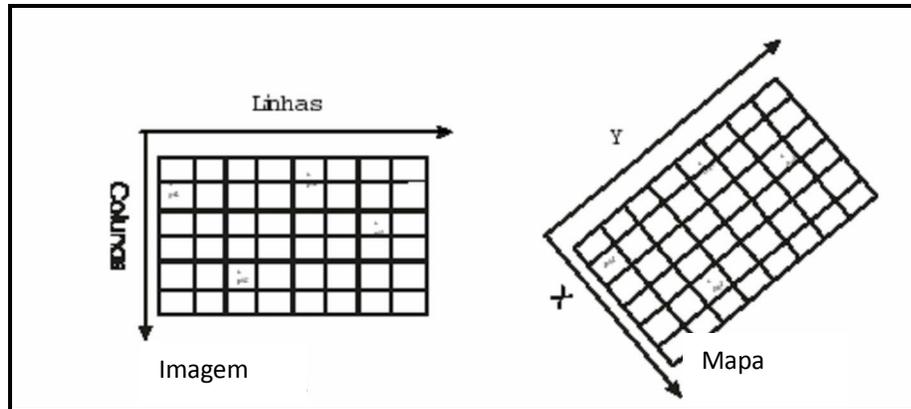


Figura 2 – Efeito do registro sobre a Imagem. (Fonte:Silva, 2006)

Já no georreferenciamento associa-se cada pixel na imagem a uma coordenada baseada em um modelo de projeção terrestre, desta forma associando cada ponto da imagem a uma latitude e uma longitude. Este procedimento é realizado por meio de funções matemáticas que realizam esta correção nas imagens terrestres (Schowengerdt, 1997; Lillessand e Kiefer, 1999, Adami, 2003).

A classificação digital, de acordo com Lillessand e Kiefer (1999), tem como objetivo categorizar, por meio de procedimentos computacionais, todos os pixels de uma determinada imagem, atribuindo a cada um deles um “rótulo” que os relaciona a um objeto do mundo real (Schowengerdt, 1997; Mather, 1999). Isso significa atribuir a cada pixel de uma imagem uma determinada classe em função de seus atributos espectrais. Entende-se como atributo espectral o valor de contador digital que cada pixel recebe em cada uma das bandas que estão sendo utilizadas na classificação. As técnicas de classificação podem ser divididas em dois grupos: técnicas de classificação não-supervisionada e técnicas de classificação supervisionada (Crosta, 1992).

A classificação supervisionada é o método mais utilizado para análises quantitativas de imagens em sensoriamento remoto. Na classificação supervisionada as classes são definidas a priori, e cada pixel na imagem é atribuído a uma determinada classe, conforme uma função discriminante pré-estabelecida (Silva, 2006). É sempre recomendado ter cuidado durante a coleta de amostras: o conjunto de treinamento deve ser formado por um número

suficiente de pixels representativos, no mínimo dez vezes o número de bandas que estão sendo utilizadas para a classificação (Eastman, 1986). Para auxiliar no processo de coleta de amostras, Richards (1986) sugere o uso de mapas topográficos, fotografias aéreas da época de aquisição da imagem e idas a campo.

A classificação não-supervisionada é usada quando não se tem conhecimento das possíveis classes existentes na imagem, sendo que neste caso o próprio algoritmo de classificação define as classes e atribui cada um dos pixels a uma delas.

2.3 Sistema de Informação Geográfica (SIG)

O geoprocessamento pode ser entendido como um conjunto de tecnologias que tem como objetivo coletar e tratar informações espaciais para um fim específico. Cada aplicação de geoprocessamento é executada por um sistema específico, que recebe o nome de Sistema de Informações Geográficas (Santos, 2006).

Alves (1990) *apud* Barbin (1999) explica que Sistemas de Informação Geográfica (SIG) são sistemas destinados ao tratamento de dados referenciados espacialmente. Estes sistemas manipulam dados de diversas fontes como mapas, fotografias aéreas, imagens de satélites, cadastros e outras, permitindo recuperar e combinar informações e efetuar os mais diversos tipos de análise sobre os dados.

O SIG também pode ser definido como sendo uma junção de hardware, software, dados geográficos e pessoal, que podem capturar, armazenar, atualizar, manipular, analisar e apresentar informações referenciadas geograficamente (Calijuri & Rohm, 1993).

Os Sistemas de Informações Geográficas podem ser utilizados em muitas aplicações: Planejamento e Gestão Urbana e Regional, Meio Ambiente, Infra-estrutura, Agricultura, Segurança, Transportes, Educação e Marketing. Estas aplicações ilustram a diversidade de soluções do SIG e suas características mais comuns são, segundo Zeiler (1999):

- A integração do SIG com outras aplicações para execução de análise geográfica e científica. Os dados do SIG precisam estar estruturados e armazenados de modo a permitir o acesso aos dados distribuídos;

- Uma arquitetura de informação aberta é fundamental, pois facilita a integração de dados geográficos com outros dados, tais como: dados em tempo real, imagens e banco de dados corporativo;

- Enquanto o mapa impresso ainda é uma forma comum de apresentação de dados geográficos, aplicações de mapas dinâmicos e acesso a mapas na internet estão se tornando importantes para tomada de decisão. Acesso interativo proporciona os mais sofisticados modelos de dados no apoio às questões e análises; e

- É importante selecionar a estrutura de dados mais adequada para habilitar o tipo de análise que se deseja executar. Algumas aplicações tornam-se eficientes na modelagem do mundo como uma superfície contínua, como uma imagem (representação matricial) ou como conjunto de feições discretas em formato vetor (representação vetorial).

Um SIG é composto basicamente pelos seguintes módulos (Eastman, 1995):

- Sistema cartográfico;
- Sistema de digitalização de mapas;
- Sistema de gerenciamento de bancos de dados;
- Sistemas de análises geográficas;
- Sistema de processamento de imagens;
- Sistema de análises estatísticas.

Com a utilização dos SIGs, as feições do mundo real podem ser representadas em diversas camadas de dados relacionados, divididos em dois grupos: o primeiro refere-se à geometria ou forma dos objetos ou fenômenos no mundo real, e o segundo descreve qualitativa ou quantitativamente tais ocorrências. Na Figura 3 pode-se visualizar este conceito.

As imagens cartográficas são digitalizadas e os dados são armazenados no banco de dados cartográficos. Na digitalização, que pode ser realizada em três formas distintas (manual, semimanual e automática), os dados espaciais representados por mapas e imagens, são transformados em forma digital. Esta nova forma de representação de dados pode ser utilizada num SIG (Barbin, 1999).

As análises são feitas em planos (ou camadas) de informação, embora para a exibição, estes devem ser reunidos, formando uma composição. Os planos de informação em um SIG podem ser representados de duas formas: no formato vetorial ou no formato matricial.

Os planos de informação matriciais, representam uma região do espaço, por meio de uma matriz de pixels. Cada um desses pixels, contém valores numéricos que expressam a natureza representado. Planos de informação matriciais, são mais apropriados para descrever espacialmente fenômenos que ocorrem de forma contínua na superfície, tais como: elevação, níveis de biomassa, temperatura e dados de chuva.

Os planos de informação vetoriais são úteis para descrever características distintas na paisagem, tais como: estradas, limites de propriedades, distritos administrativos etc. Planos de informação vetoriais, representam o mundo real através de linhas (arcos), pontos (nós) e polígonos. O monitoramento ambiental, planejamento urbano e regional, estudo de recursos terrestres, estudos em recursos hídricos, controle de redes de transporte, de distribuição de energia etc., são exemplos de áreas que vêm utilizando as Geotecnologias. Como exemplos de aplicações pode-se citar:

- Guo *et al.*(1995) estudaram os impactos na mudança do clima na distribuição do *Pinus tabulaeformis* (pinheiro chinês) na China.
- Machin & Navas (1995) fizeram a regionalização das zonas áridas, semiáridas e sub-úmidas secas do México e a amplitude do uso do solo de acordo com o potencial produtivo de cada região.
- Kamaruzaman & Mohd-Rasol (1995) usaram sensoriamento remoto para monitorar o desmatamento na Sungai Buloh Forest Reserve, na península da Malasia.
- Moura (2001) usou o sistema de informação geográfica integrado a um sistema de abastecimento de água, que teve como estudo de caso a cidade de Cerquilha, situado próximo a cidade de Campinas, São Paulo.
- Victoria (2004) usou técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento para estimar a evapotranspiração na Bacia Hidrográfica de Ji-Paraná/ RO.
- Leivas (2008) fez uma estimativa do balanço de radiação da superfície usando técnicas de sensoriamento remoto e a área de estudo contemplou vários municípios do Estado do Rio Grande do Sul.

- Chen *et al.* (2005) usaram informações de satélite para a elaboração de mapas de evapotranspiração de uma bacia hidrográfica localizada na região de Saskatchewan, Canadá.

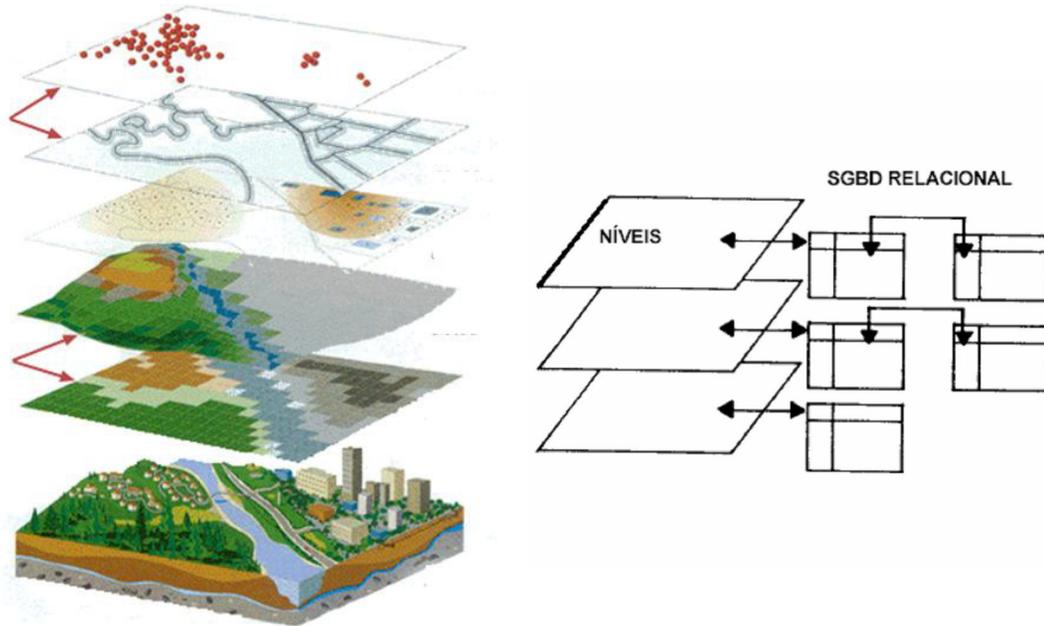


Figura 3 - Esquema de um sistema de informações geográficas (Adaptado de Silva, 2006)

2.4 Considerações gerais sobre mudanças climáticas

As mudanças climáticas influem na biodiversidade, na agricultura, nas mudanças ambientais, nos regimes hídricos, na frequência de eventos extremos e nas condições de qualidade de vida da população (Ayoade, 1991; Confaloniere, 2001; Nunes, 2003; Silva e Ribeiro, 2004, Coltri, 2006).

A Organização Mundial de Meteorologia (OMM) criou o “Programa Intergovernamental de Estudos e Mudanças Climáticas” (IPCC) e um dos pontos de destaque foi o reconhecimento das mudanças climáticas como uma preocupação global, dado que o clima é elemento essencial para a vida no planeta.

O Painel Intergovernamental sobre Mudança do Clima (IPCC, 2001) define mudança climática como sendo as mudanças temporais do clima devido à variabilidade natural e/ou

resultados de atividades humanas. As definições utilizadas na literatura sobre alterações climáticas, segundo Tucci (2002), se diferenciam de acordo com a inclusão dos efeitos antrópicos na identificação da variabilidade. Outra definição adotada, para o mesmo termo, está relacionada a mudanças associadas direta ou indiretamente a atividades humanas que alterem a variabilidade climática natural observada num determinado período. De uma forma geral, o termo “variabilidade climática” é utilizado para as variações de clima em função dos condicionantes naturais do planeta e suas interações, daí a denominação de variabilidade natural do clima. Já as “mudanças climáticas” seriam as alterações na variabilidade natural do clima devido às atividades humanas. Logo, é necessário identificar se está ocorrendo alteração na variabilidade natural para se poder afirmar que está havendo mudança climática. Tarifa (1994) observa que há mudança climática quando se registra variação em um dos atributos principais do clima como a temperatura ou chuva, estes observados há mais de 30 anos consecutivos. A oscilação climática, por sua vez, ocorre quando a variação é observada em um período menor de tempo. Todas estas considerações refletem a dificuldade de se encontrar as terminologias adequadas para cada acontecimento climático. Nesse sentido, a OMM propôs o seguinte quadro de definições (OMM, 1996):

- Descontinuidade climática: mudança abrupta e permanente de um valor médio durante o período de registro;
- Flutuação climática: qualquer mudança que se expresse por duas máximas (ou mínimas) e uma mínima (ou máxima) observada no período de registro;
- Mudança climática: toda e qualquer manifestação de inconsistência climática, independente de sua natureza estatística, escala temporal ou causas físicas;
- Oscilação climática: flutuações onde se registram máximas e mínimas sucessivas;
- Periodicidade climática: oscilação em que as máximas e as mínimas ocorrem a intervalos de tempos constantes;
- Tendência climática: aumento ou diminuição lenta dos valores médios ao longo de uma série de dados de, no mínimo, três décadas, podendo, ou não, ocorrer de forma linear;
- Vacilação climática: flutuação na qual a variável tende a permanecer, alternadamente, em torno de dois (ou mais) valores e a movimentação de um valor médio para o outro ocorre a intervalos regulares ou irregulares;

- Variabilidade climática: maneira pela qual os parâmetros climáticos variam no interior de um determinado período de registro, expressos através de desvio-padrão ou coeficiente de variação;
- Variação climática: flutuação sem padrão específico, observado em escalas de décadas.

Segundo Neto (2000) existe uma grande importância de se distinguir as mudanças climáticas, que ocorreram na escala geológica do tempo, da variabilidade climática, de curta duração, que ocorre num período de tempo perceptível na escala humana. As alterações no comportamento atmosférico de um ano para outro podem não significar mudanças climáticas (Conti, 2000). Apesar de se considerar imprescindível que estas alterações aconteçam em uma seqüência considerável de anos para definir uma tendência estatística indicadora de alteração (Neto, 2000; Conti, 2000; Mendonça, 2000; Monteiro e Mendonça, 2003, Coltri, 2006). As indagações apontadas sobre os mecanismos responsáveis pelas alterações climáticas são numerosas e de respostas ainda não são consideradas satisfatórias (Neto, 2000), podendo ocorrer de forma muito variada e em diferentes escalas, que podem oscilar de um volume microscópico ao planetário, em períodos muito breves (segundos) a muito longos (milênios) (Conti, 2000).

Escala pode ser definida como sendo uma referência de valor arbitrada segundo critérios que interessam à compreensão de um determinado fenômeno (Ribeiro, 1993). Constitui-se em um dos aspectos fundamentais para todos os estudos referentes ao espaço e, ao tempo. Análises de fenômenos relacionados ao comportamento da atmosfera são orientadas no sentido da compreensão da sua extensão (espaço) e de sua duração (tempo). A definição da intensidade, freqüência e de uma tipologia climática dependerá da adequação da abordagem espaço-temporal ao conjunto de técnicas analíticas empregadas no desenvolvimento da pesquisa (Steinke, 2004). O fenômeno climático é constituído por elementos de naturezas distintas e que convivem, no mesmo espaço, em regime de trocas energéticas interdependentes. Por isso, segundo Ribeiro (1993), a adoção de uma escala faz parte da própria metodologia da pesquisa climatológica. A cada nível escalar deve corresponder uma abordagem específica, no sentido da coerência entre extensão e duração do fenômeno climático (Steinke, 2004). Na climatologia existem diversas propostas de sistematização dos estudos climáticos. Entretanto, apresentam diferenças tanto nos termos como nos conceitos

(Ayoade, 1996; Ribeiro, 1993). Apesar disso, considerando-se a relação entre os fluxos de matéria/energia e os elementos condicionantes da definição dos estudos climáticos, pode-se distinguir três níveis de abordagem: macroclimático, mesoclimático e microclimático (Steinke, 2004). Estes diferentes níveis podem ser assim compreendidos:

- O nível macroclimático trata da interação entre a radiação solar, a curvatura da Terra e seus respectivos movimentos, gerando os aspectos climáticos referentes ao planeta;
- O nível mesoclimático trata da interação entre a energia disponível (para o processo de evaporação e geração dos campos de pressão atmosférica) e as feições da superfície, constituindo-se análises de climas locais; e
- Sobre o nível microclimático, existe muita discussão; entretanto, os autores que estudam o microclima reconhecem a existência de um nível escalar mais próximo dos indivíduos (Monteiro, 1999).

O clima de uma determinada área é resultante da influência dos seguintes fatores: processos atmosféricos resultantes dos fatores geográficos locais; influência dos padrões do clima de escala imediatamente inferior e, efeito dos sistemas atmosféricos atuantes em larga escala. Para Landsberg (1981), cada localidade é conduzida pelos padrões meteorológicos de grande escala (escala sinótica), sendo que o ambiente modifica as condições locais da camada de ar acima do solo (camada limite da atmosfera). A influência entre as escalas sinótica e local oscilam continuamente, predominando apenas em uma das escalas, embora ambas estejam sempre presentes.

Do ponto de vista climático, uma área não pode ser vista de maneira isolada. Assim, deve-se lembrar que o clima local está inserido no contexto macroclimático e que também é constituído por um conjunto de microclimas existentes em função das características do lugar e das novas formas e demandas de energia criadas pelo uso e ocupação do solo. Neste sentido, Monteiro (1976) sugere que o clima local deve ser analisado através de dois caminhos, uma vez que o comportamento atmosférico, integrado às demais esferas e processos naturais, organiza espaços climáticos dos níveis superiores para os níveis inferiores. Nessa interação, após uma diferenciação espacial produzida por influência da latitude, da dinâmica dos grandes centros de pressão atmosférica e os fatores geográficos origina, em nível regional, uma nova organização climática. A partir daí, a variação dos fatores geográficos no seu interior gera

uma “especialização”, tanto mais diversificada, quanto mais heterogênea for a região, incluindo-se no nível do clima local (Steinke, 2004).

2.5 Clima e ações antrópicas

Os relatórios do IPCC (2001) evidenciam que as causas das variações e modificações climáticas ainda não são claramente distintas. Entretanto, os estudiosos vêm alertando para o fato de que atividades antrópicas estão interferindo no balanço de radiação da Terra. E, que a ação do homem sobre o clima, tem sido discutida em todas as escalas (Weng, 2001). Dentre as principais atividades humanas, temos a agricultura, a urbanização, a industrialização, a mineração, e, dentre todas essas atividades, o crescimento cada vez mais rápido das cidades passa a chamar a atenção de pesquisadores de todas as áreas, com destaque à área climatológica (Pongracz *et al.*, 2005). As alterações climáticas são percebidas com maior intensidade nos grandes centros urbanos (Coltri, 2006).

Lombardo *et al.* (1991) explicam que o maior aumento da temperatura ocorreu a partir da década de 80 e estas alterações são decorrentes não somente da variabilidade natural, mas também da atividade antropogênica. E os relatórios do IPCC (2008) destacam que o aumento de temperatura global desde meados do século 20 está intimamente relacionado ao observado aumento das atividades antropogênicas

A modificação do balanço energético das cidades tem causado uma série de fenômenos que têm se tornado foco de muitos estudos (Perez *et al.*, 2001 *apud* Coltri, 2006) e, dentre eles, destacam-se pesquisas referentes à temperatura e umidade relativa do ar (causados por fenômenos como as ilhas de calor, as ilhas de frescor, o conforto/desconforto térmico) (Lombardo, 1985; Lu & Weng, 2005), aos ventos (diretamente ligados à dispersão da poluição) e, nas cidades tropicais, a precipitação, por conta das grandes inundações (Conti, 2000).

2.6 Clima e recursos hídricos

A Lei nº 9.433 (08/01/97) instituiu a Política Nacional de Recursos Hídricos e estabeleceu o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. A água passou a ser considerada recurso natural limitado e dotado de valor econômico. Durante muito tempo, a

idéia de abundância serviu como suporte à cultura do desperdício da água disponível. No ano de 2000, pela Lei nº 9.984 (17/06/00), criou-se a Agência Nacional da Água – ANA, instituição responsável pela implementação da Política Nacional de Recursos Hídricos e como também pela coordenação desse Sistema.

O Brasil apresenta uma boa situação quanto à disponibilidade de recursos hídricos, mas já vem sofrendo com problemas ambientais relacionados à água como a escassez decorrente das demandas localizadas e deterioração da qualidade do recurso. A ocupação dos espaços naturais com a expansão das atividades agrícolas, silviculturais, pastoris e urbanização modifica a cobertura vegetal e as propriedades físicas da terra, interferindo localmente no ciclo hidrológico. Entre as consequências desse processo podem ser citadas: compactação do horizonte superficial da terra, com redução da infiltração; a erosão da terra e produção de material sedimentável que se deposita nos rios; alteração da evapotranspiração; eliminação das matas ciliares e outras formações que protegem as margens dos rios, lagos e reservatórios; conflitos entre o uso da água para irrigação e outros fins (Tucci, 2002).

O clima é um elemento fundamental, que pode auxiliar no estabelecimento de uma visão quantitativa do potencial hidrológico de cada região existente, a cada período, e disponível para as diversas atividades humanas, definindo a cota de água disponibilizada para cada setor de atividade, ou seja, planejando e controlando a utilização do recurso.

Nos últimos anos, inúmeros estudos têm sido desenvolvidos com relação à vulnerabilidade hidrológica às mudanças climáticas. Ao longo do tempo, a modificação climática gera outros ambientes em função da ocorrência de maior ou menor precipitação, temperatura, umidade, etc. Com a alteração desses condicionantes, o escoamento proveniente das bacias também se altera. O que é realmente importante observar é que existe uma diferença nas alterações produzidas na bacia através da variabilidade natural e através da mudança climática, e que os efeitos são diferenciados para cada setor dos recursos hídricos associado com o desenvolvimento econômico.

É consenso que alterações no clima podem alterar inúmeras características hidrológicas de uma bacia tais como, o balanço hídrico, as taxas de evapotranspiração, a vazão e a recarga dos aquíferos (Steinke, 2004). Entre os estudos realizados nessa área podemos citar:

- Christensen *et al.* (2004) compararam vários cenários de alterações climáticas com o comportamento hidrológico (série histórica) da bacia hidrográfica do rio Colorado nos Estados Unidos;
- Barnett *et al.* (2004) elaboraram uma metodologia para avaliar os efeitos das mudanças climáticas nos recursos hídricos do oeste americano;
- Swart e Santos (2001) realizaram uma pesquisa em São Paulo, para período de 1955 a 1997, onde avaliaram o comportamento dos parâmetros térmicos e hídricos tentando identificar possíveis alterações nos parâmetros climáticos e suas implicações nos recursos hídricos;
- Leite (2008) realizou um estudo a fim de mostrar que as mudanças na cobertura e no uso da terra também podem afetar o clima. E que isto geralmente ocorre por meio de mudanças no saldo de radiação à superfície, e na partição do saldo de radiação em fluxos de calor sensível e latente, causando modificações na circulação atmosférica e no clima. Esse trabalho teve como objetivo criar um banco de dados histórico de uso da terra para a Amazônia, Brasil;
- Gouvêa (2008) realizou estudo tendo como objetivo aplicar um modelo agrometeorológico para estimar a produtividade da cana-de-açúcar na região de Piracicaba, SP, e, com base nos cenários futuros apresentados no quarto relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), foram avaliados os possíveis impactos que alterações de temperatura, precipitação, insolação e concentração de CO₂ na atmosfera poderão causar na produtividade dessa cultura, levando em conta também os avanços tecnológicos;
- Stohlgren *et al.* (1998), com base em estudos realizados por outros pesquisadores, alegaram, ainda, que os efeitos das práticas locais de uso da terra podem afetar o clima regional, os ecossistemas e os recursos hídricos numa extensão similar ou até mesmo maior do que as mudanças climáticas comandadas pelas alterações de temperatura em larga-escala, associadas ao aumento das concentrações de gases do efeito estufa, como o CO₂, na atmosfera;
- Perrella e Sakuragi (1998) estudaram a ocorrência de nevoeiros em São José dos Campos, utilizando dados meteorológicos do Aeroporto para o período de 1974 a 1992, e concluíram que a variação das atividades humanas na configuração física da cidade contribui para as variações climáticas, havendo alterações mais significativas de temperatura, umidade

relativa, nevoeiro e vento. Eles constataram que a construção de represas e a industrialização foram fatores determinantes no aumento da umidade relativa e, ainda, que a mudança das propriedades do solo contribuiu para a diminuição da duração do nevoeiro;

- França (2006) desenvolveu um trabalho que teve como objetivo detectar e avaliar as mudanças climáticas e analisar as suas implicações. Para isso foram utilizadas técnicas de sensoriamento remoto para classificar imagens MSS e TM de satélites da série LANDSAT, de dois períodos distintos (década de 1970 e 2004), desta região e detectar as modificações ocorridas na superfície. O estudo foi realizado para a Região Administrativa de São José dos Campos – SP.

Segundo Steinke (2004) a utilização do termo “recurso hídrico” diz respeito ao controle, uso e distribuição do suprimento de água disponível para as atividades humanas e o seu gerenciamento depende da compreensão de como o sistema hidrológico funciona. Assim, os impactos nos recursos hídricos decorrentes de mudanças climáticas não são uma simples extrapolação dos efeitos hidrológicos no sistema, mas sim, dizem respeito às alterações na disponibilidade de água para as necessidades da sociedade.

Os setores dependentes dos recursos hídricos tais como a agricultura, a hidroeletricidade, a navegação, etc., devem passar por contínuas adaptações com o intuito de lidar com a variabilidade climática atual. Essa rotina de gerenciamento adaptativo contínuo é denominada pelo IPCC (1995) de “adaptação autônoma”. Experiências em muitos dos países em desenvolvimento mostraram que reformas na forma como são gerenciados os recursos hídricos são condições necessárias para promover o gerenciamento adaptativo à variabilidade climática atual e às futuras mudanças pelas quais se acredita que o clima passará no futuro (Lemoigne *et al.*, 1994 *apud* Stakhiv, 1998).

2.7 Análises espaciais em climatologia

Em muitos estudos climatológicos, os dados levantados de forma pontual possibilitam elaborar cartas de isolinhas que permitem representar, aproximadamente, a realidade. Dependendo da densidade da distribuição dos pontos de observação, pode-se produzir uma considerável generalização (Mendonça, 2003).

Dados das estações e postos meteorológicos representam apenas uma parcela dos elementos necessários à compreensão do clima local, principalmente quando se leva em conta que o espaço geográfico analisado é ocupado por áreas urbanas e industriais, o que leva a modificações sensíveis no clima:

- em função da substituição da vegetação por asfalto e concreto;
- da diminuição da superfície disponível para a evapotranspiração;
- das mudanças nos fluxos radiativos e no escoamento superficial e da geração de calor antropogênico.

As estações meteorológicas nunca cobrem suficientemente o espaço geográfico estudado para permitir analisar, de forma detalhada, as conseqüências climáticas do desenvolvimento de uma aglomeração (Collischonn, 1998).

Dousset e Gourmelon (2003) mostram que os parâmetros físicos relacionados acima são difíceis de ser monitorados somente com instrumentos de superfície. Portanto, a utilização de informações provenientes de satélites possibilitaria a análise de dados quantitativos com altas resoluções espaciais e temporais.

O sensoriamento remoto tem sido utilizado para estudos de fenômenos como o crescimento das cidades, uso da terra e suas modificações. Entretanto, esses autores destacam que as aplicações em climatologia ainda são restritas devido à complexidade de interações da radiação eletromagnética (REM) com a atmosfera e com as diferentes superfícies (Steinke, 2004).

A utilização de dados de satélites para estimar propriedades físicas da superfície e suas variações tem sido investigada por vários autores, alguns, citados a seguir:

- Carnahan e Larson (1990) utilizaram dados do satélite Landsat - 5 TM (canal termal), em mesoescala, para analisar as diferenças de temperatura entre as áreas urbanas e rurais em Indianápolis (EUA);
- Kim (1992) estudou as ilhas de calor em Washington/DC, apontando o significado do albedo dos solos e da disponibilidade de vapor d'água para o balanço energético da superfície;
- Nichol (1996) elaborou uma metodologia para estudo do clima urbano em Singapura e defendeu a aplicabilidade dos dados termais do satélite Landsat, desde que se utilizem as devidas correções, para avaliação das temperaturas de superfície;
- Iwai (2003) aplicou uma metodologia que foi desenvolvida para se obter o mapeamento da cidade e através desta foi possível uma percepção global da distribuição dos diversos usos do solo da região (indústria, comércio, residenciais) e a localização das áreas críticas ao crescimento urbano (áreas de proteção e de florestas), mostrando que as imagens de satélite são um bom instrumento no auxílio ao planejamento urbano. A área de estudo foi o Município de São Bernardo do Campo, SP.
- Stefanov *et al.* (2001), utilizaram dados de reflectância do sensor TM do Landsat, adquiridos em 1998 (bandas visível ao infravermelho curto mais índices de vegetação) que foram inicialmente classificadas para a cobertura do solo utilizando classificação supervisionada por máxima verossimilhança.

2.8 Estimativa da Temperatura de Superfície

A temperatura da superfície pode ser estimada a partir das imagens da banda ou canal termal. A temperatura da superfície terrestre (TST) frequentemente tem sido tema de pesquisas em trabalhos científicos (Becker & Li 1990; Kerr *et al.*, 1992; Prata 1994b; Ulivieri *et al.*, 1994; Sobrino, Li & Becker, 1994) e tem sido bastante exigida para várias aplicações na meteorologia e estudos dos recursos naturais, na análise qualitativa da perda de calor ou da evolução do balanço de calor urbano e, principalmente, na estruturação de modelos de balanço de energia, parâmetros biofísicos e bioclimáticos da superfície.

Para obter a temperatura da superfície terrestre através de imagens orbitais da região termal, é necessário utilizar técnicas de correção dos efeitos atmosféricos sobre as medidas de temperatura. Utilizando técnicas de sensoriamento remoto a temperatura é obtida por meio da radiância da banda termal do radiômetro do satélite. Para tanto, Wan (1999) e Silva (2002),

afirmam que se faz necessário considerar os problemas resultantes dos efeitos de absorção atmosférica e da emissividade da superfície.

No caso da banda termal do sensor TM, a correção atmosférica depende da realização de lançamentos de radiossondagem simultaneamente às passagens do satélite Landsat, o que nem sempre é feito (Folhes, 2007). Uma alternativa é utilizar modelos que demandem uma mínima quantidade de parâmetros de campo. Assim, muitos algoritmos têm sido formulados nos últimos anos.

A banda termal, assim como as demais bandas das imagens de satélite, é representada através de uma imagem composta por uma matriz de pixels em tons de cinza. Cada um dos pixels que compõem a imagem tem um número digital (ou DN – número digital de cada pixel) associado. Para a transformação dessa resposta em temperatura de superfície precisa-se utilizar modelos de conversão do DN em valores de temperatura.

Dentre vários modelos utilizados atualmente para o cômputo da temperatura de superfície, alguns são citados neste trabalho:

França e Cracknell (1994) desenvolveram um método para a estimativa da temperatura da superfície (vegetação e oceano) através do uso dos canais 4 e 5 do AVHRR levando em consideração o problema da emissividade e das condições atmosféricas locais da região. A temperatura da superfície é determinada desde que já sejam conhecidos os parâmetros como a transmitância atmosférica, o conteúdo de vapor d'água para um determinado estado da atmosfera, os coeficientes de absorção atmosférica e também as emissividades espectrais da superfície.

Souza (2004) utilizou informações dos satélites GOES-8 e NOAA-12 para estimar a temperatura e emissividade da superfície continental. Foram utilizados três algoritmos de estimativa da temperatura da superfície continental, proposto por Becker e Li (1990), Sobrino e Caselles (1991) e Coll *et al.* (1994). Estes métodos utilizam informações da região espectral da “janela atmosférica” (canais 4 e 5 do satélite NOAA-14) para estimar a temperatura da superfície. Para estimativa da emissividade da superfície utilizou-se o método proposto por Van de Griend e Owe (1993), que consiste em estimar a emissividade da superfície a partir de informações do índice de vegetação por diferença normalizada, conhecido como Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). As estimativas foram obtidas apenas para condições de céu claro para a região da Amazônia e São Paulo.

Kerr *et al.* (1992) propuseram um algoritmo semiempírico para a estimativa da TST em ambientes áridos, com vegetação, e semi-áridos, com vegetação esparsa. Esse método, apesar de não exigir dados da emissividade da superfície, incorpora o efeito da emissividade em função do NDVI. Sobrino *et al.* (1993) propuseram algoritmos diferentes, dependentes da emissividade, considerando as situações atmosféricas.

Gusso *et al.* (2007) selecionou os dois métodos de estimativa da temperatura da superfície citados anteriormente e o método de Becker & Li (1990), chegando a conclusão que o sensor orbital AVHRR/3 NOAA classe POES é adequado para o mapeamento de temperaturas da superfície terrestre e que, entre os métodos avaliados, o método de Sobrino *et al.* (1993) é o mais adequado para a estimativa das TST nas condições de cobertura do solo que predominam no Estado do Rio Grande do Sul.

A radiância que o sensor de um satélite registra, emerge da superfície e ao atravessar a atmosfera sofre modificações em diferentes intervalos espectrais. A temperatura de brilho – T_b , correspondente a radiância registrada pelo sensor do satélite é calculada pela inversão da função de Planck. Esta Lei postula a teoria do corpo negro, descrevendo a radiância espectral emitida por um corpo negro como função de sua temperatura e do comprimento de onda. Existem vários algoritmos para estimar a temperatura da superfície da terra através da temperatura de brilho; no entanto, faz-se necessário conhecer alguns parâmetros da superfície e do perfil atmosférico.

No algoritmo SEBAL – Surface Energy Balance Algorithm for Land (Bastiaanssen *et al.*, 1998) a temperatura da superfície é estimada apenas com base em temperatura de brilho e da emissividade sem fazer qualquer consideração aos efeitos atmosféricos. Courault *et al.* (2005) apontam como vantagens do SEBAL o fato de não requerer correções atmosféricas no cálculo da temperatura da superfície e sua operacionalidade.

Souza e Silva (2005) fizeram um estudo onde estimaram temperatura de superfície considerando os efeitos atmosféricos. E de acordo com os resultados, a diferença entre a temperatura de superfície obtida com correção apenas da emissividade e com correções da emissividade e da atmosfera, resulta em diferenças inferiores a 1°C.

2.9 Balanço de Radiação

A radiação solar, ao penetrar na atmosfera, pode sofrer vários processos e estes a modificam. Sendo assim, uma considerável porção da radiação incidente é refletida pelas nuvens e difusamente espalhada pela atmosfera. Outras perdas ocorrem devido à absorção de radiação pelos gases do efeito estufa, ozônio, vapor d'água e dióxido de carbono. Apenas uma parte atinge diretamente a superfície da Terra, enquanto que o restante representa a contribuição difusa e térmica da atmosfera (Oke, 1987 *apud* Silva, 2002). Quando esta energia chega à superfície terrestre, interage com ela ao entrar em contato com os corpos, podendo ser absorvida, refletida ou transmitida, assim gerando um fluxo de calor. As nuvens, os gases da atmosfera, a superfície terrestre, espelhos d'água, coberturas vegetais, etc, são alguns desses corpos (Ahrens, 2005).

Por meio desses processos, a diferença entre a radiação incidente e a emitida, tanto de onda curta quanto de onda longa contabiliza o saldo de radiação. O balanço de radiação na superfície da terra é de grande importância na determinação das perdas de água e no acúmulo de matéria seca pelos vegetais (Borges, 2008). O saldo de radiação é um dos elementos mais relevantes na estimativa da evapotranspiração, utilizado no cálculo da evapotranspiração de referência (Allen, 1996). A quantidade de radiação incidente e as características da superfície, entre elas a cobertura vegetal, são determinantes no cômputo da radiação líquida de uma superfície.

O balanço de energia descreve as interações físicas na interface superfície-atmosfera. Resolver a equação do balanço de energia envolve a subdivisão da energia líquida disponível em fluxos usados em diferentes processos na superfície terrestre, tais como, fluxo de calor latente para evaporação da água, fluxo de calor sensível para aquecer o ar e o solo (Timmermans e Meijerink, 1999).

O balanço de radiação na superfície é a contabilização entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma algébrica do balanço de radiação de onda curta (0,30 a 3,0 μm) e do balanço de radiação de onda longa (3,0 a 100,0 μm) à superfície (Arya, 1998). O balanço ou saldo de radiação numa superfície plana, horizontal e situada na superfície da Terra, consiste no cômputo dos ganhos (fluxos descendentes) e das perdas (fluxos ascendentes) radiativas, como mostra a Figura 4. A equação do balanço de radiação

pode ser resolvida por uma combinação de dados de sensoriamento remoto (albedo, emissividade e temperatura da superfície) com dados de campo (radiação solar global e radiação de onda longa incidente), ou, totalmente com dados de sensoriamento remoto (Bastiaanssen, 1998).

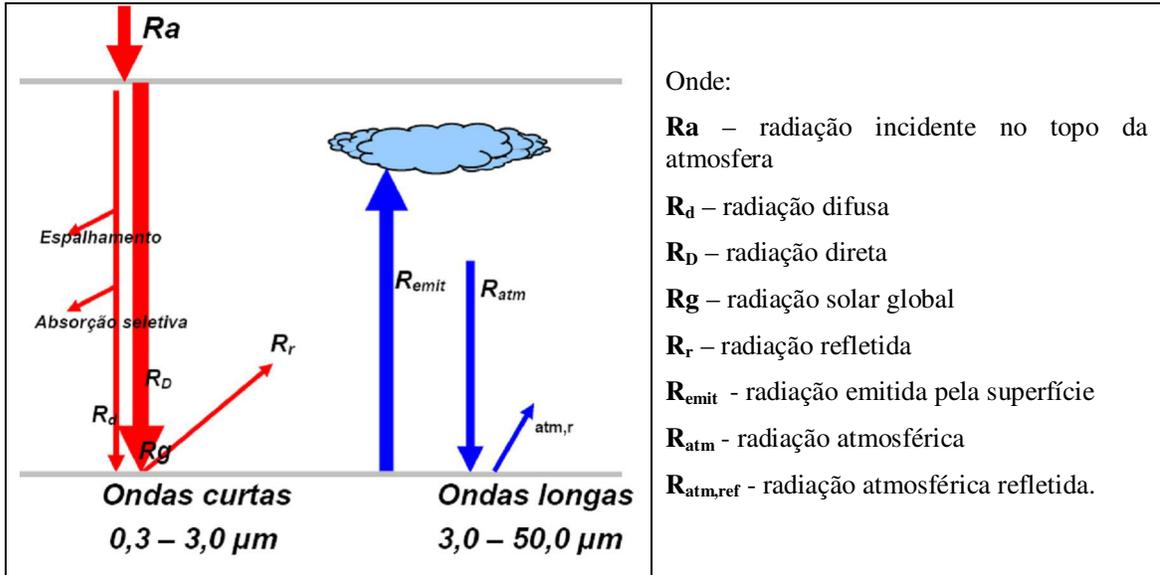


Figura 4 – Componentes do Balanço de Radiação à Superfície (Fonte: Adaptado de Leivas, 2008)

Sintetizando, tem-se que o saldo de radiação da superfície é o resultado do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa. A radiação global pode ser medida em superfície ou estimada por parametrizações que considerem os efeitos do espalhamento, da reflexão e da absorção da atmosfera, na radiação registrada pelo satélite. Esses modelos semi-empíricos que utilizam enfoques intermediários são baseados em modelos de transferência radiativa (Kustas *et al.*, 1994; Bastiaanssen *et al.*, 1998a; Allen *et al.*, 2005; Tasumi *et al.*, 2005a). Algoritmos simplificados e mais ou menos empíricos têm sido desenvolvidos e testados (Kustas *et al.*, 1990; Diak *et al.*, 1996). Metodologias de estimativa da radiação solar global são apresentadas por Courault *et al.* (1998), Roerink e Monenti (2000) e Wang *et al.* (2000).

A estimativa do balanço de radiação tem sido um dos principais objetivos dos satélites meteorológicos e ambientais desde 1959 (Souza, 2004). Em inúmeros estudos foi possível resolver a equação do balanço de radiação por uma combinação de dados de sensoriamento remoto (albedo, emissividade e temperatura da superfície) com dados de campo (radiação

solar global e radiação de onda longa incidente), ou totalmente, com dados de sensoriamento remoto. Como por exemplo, tem-se os trabalhos abaixo:

- Pinker e Corio (1984) utilizaram informações do canal infravermelho do satélite NOAA-5 e relacionaram as variáveis do balanço de radiação no topo da atmosfera com o saldo de radiação da superfície na região central dos Estados Unidos (EUA);

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

- Bastos e Pontes (1996) estimaram os componentes do balanço de radiação a partir de imagens de satélite. Os autores encontraram diferenças de 10% entre os valores de albedo e temperatura da superfície obtidos em campo e os calculados via satélite;

- Bastiaanssen (1998) estimou os componentes do balanço de radiação via sensoriamento remoto. Outros autores também obtiveram o saldo de radiação por sensoriamento remoto em função do balanço de onda curta e de onda longa, como Daughtry *et al.* (1990), Diak *et al.* (1994). Bastiaanssen *et al.* (1998) utilizaram o algoritmo SEBAL para estimar o saldo de radiação sobre a bacia do Rio Heife (China), em áreas de deserto e oásis e compararam seus resultados com medições realizadas em superfície. Os autores verificaram que os valores do saldo de radiação estimados pelos dados de satélite foram superiores aos medidos no campo, para as duas áreas estudadas;

- Silva *et al.* (2002) determinaram o saldo de radiação, o balanço de ondas curtas e onda longa no perímetro irrigado Senador Nilo Coelho, usando imagens do Landsat 5-TM. Os autores utilizaram o algoritmo SEBAL para calcular os componentes do balanço de energia;

- Bezerra (2004) obteve o balanço de energia e seus componentes, como albedo, temperatura da superfície e balanço de radiação, através de imagens Landsat-5 TM, no Nordeste brasileiro;

- Andrade (2007) utilizou imagens do satélite Landsat5-TM, de áreas irrigadas de Minas Gerais e São Paulo para obter o fluxo de calor latente e sensível utilizando o algoritmo SEBAL;

- Novas (2008) mapeou as componentes do balanço de radiação a superfície terrestre e índices de vegetação em área com a bacia do rio Pratagy, em Alagoas, por meio de

dados de sensores remotos em dias de céu claro, utilizando para tanto dados do Landsat 5-TM e o algoritmo SEBAL.

A energia necessária para a evaporação da água é resolvida como um termo residual do balanço de energia à superfície. O balanço de energia descreve as interações físicas na interface superfície-atmosfera. Resolver a equação do balanço de energia envolve a subdivisão da energia líquida disponível em fluxos usados em diferentes processos na superfície terrestre, tais como, fluxo de calor latente para evaporação da água, fluxo de calor sensível para aquecer o ar e o solo (Timmermans e Meijerink, 1999).

Segundo Klocke *et al.* (1996), a evapotranspiração corresponde à água removida da superfície e lançada na atmosfera. Este fenômeno ocorre devido à combinação de dois processos através dos quais a água é perdida pela superfície: por evaporação ou por transpiração. A evapotranspiração pode ser expressa em valores totais, médios ou diários, em volume por unidade de área ou em lâmina de água, no período considerado. É um processo que depende principalmente da quantidade de energia solar que chega a superfície do solo, visto que se trata de um processo com gasto de energia (Bernardo *et al.*, 2005). Existem diversos métodos destinados à estimativa da evapotranspiração, dentre os quais, pode-se mencionar o método do balanço de energia, o método do balanço hídrico no solo, o método da razão de Bowen, o método que se utilizam de lisímetros de pesagem e/ou de drenagem, o método das correlações turbulentas e, mais recentemente, as metodologias que usam os recursos radiométricos de imagens de satélites. E isto tem motivado a utilização da técnica de sensoriamento remoto através de dados radiométricos obtidos a partir de imagens de satélites, já que os mesmos são capazes de cobrir grandes áreas, e a obtenção da evapotranspiração em escala regional mostrando variações da mesma dentro de uma grande área já é uma realidade (Medina *et al.*, 1998; Bastiaanssen, 1998; Boegh *et al.*, 2002; Hafeez *et al.*, 2002; Mohamed *et al.*, 2003; Feitosa, 2005).

Uma das vantagens da determinação da evapotranspiração através de imagens de satélite é a obtenção deste valor tomado pixel a pixel. Outra grande vantagem é que a estimativa da evapotranspiração em escala regional reside no fato de que a água gasta no processo de evapotranspiração pode ser obtida diretamente sem a necessidade de quantificar outros parâmetros hidrológicos de difíceis determinações, como a umidade por exemplo. Este fato é bem mais acentuado nas regiões secas do globo, seja pela falta de informações, seja pela peculiaridade dos ecossistemas presentes nestas áreas (Meireles, 2007).

2.10 O SEBAL

O algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) foi desenvolvido em 1995 por Bastiaanssen (Bastiaanssen *et al.*, 1998; Bastiaanssen, 2000) e tem sido validado em vários lugares do mundo, como Egito, Espanha, Portugal, França, Itália, Argentina, China, Índia, Paquistão, Nigéria, Zâmbia, Etiópia, Estados Unidos, Novo México, Turquia, Paquistão, etc. (Folhes, 2007, Meireles, 2007).

Na América do Sul, existem relatos da utilização do SEBAL na Argentina e no Brasil. No Brasil, a Empresa Brasileira de Agropecuária, EMBRAPA Semi-Árido em Petrolina (PE) realizou um curso sobre o SEBAL, onde ministrante foi o próprio Win Bastiaanssen, em dezembro de 1999. A partir daí, pesquisas com o SEBAL começaram a ser desenvolvidas na EMBRAPA Semi-Árido, Universidade Federal do Rio de Janeiro (Paiva *et al.*, 2004) e na Universidade Federal de Campina Grande (Silva e Bezerra, 2004).

O SEBAL é um algoritmo semi-empírico que promove a parametrização do balanço de energia e fluxos de superfície baseado em alguns dados locais e medições espectrais de satélites (Weligepolage, 2005). Ele utiliza o método residual da equação do balanço de energia para estimar a evapotranspiração real com auxílio de dados espectrais contidos nas imagens de satélite e de poucos elementos meteorológicos disponíveis em estações meteorológicas.

Os dados de entrada do modelo são dados dos canais visível, infravermelho próximo e infravermelho termal. De acordo com Bastiaanssen (2000), apesar do algoritmo SEBAL ser fundamentado em formulações empíricas, os resultados da validação do mesmo em experimentos de campo têm mostrado que o erro relativo na fração evaporativa foi de 20%, 10% e 1% nas escalas de 1, 5 km e 100 km, respectivamente. O autor espera que o SEBAL apresente melhores resultados em escala regional, como também em áreas com superfície heterogênea.

O SEBAL é constituído, quase que totalmente, por parametrizações físicas bem estabelecidas e pouco complexas. Dos trinta e quatro passos envolvidos no processamento desse algoritmo, apenas cinco envolvem parametrizações empíricas (emissividade e temperatura da superfície, emissividade da atmosfera, fluxo de calor no solo e comprimento da rugosidade aerodinâmica para o transporte de momentum). Conforme Bastiaanssen (1995), essas parametrizações foram confrontadas com dados de campo em diferentes partes do

mundo, apresentando resultados promissores. A física envolvida no algoritmo do modelo SEBAL permite o cálculo dos fluxos em superfície para uma ampla gama de usos do solo e calcula o balanço completo de radiação e de energia para cada píxel da imagem (Bastiaanssen e Ali, 2003) sem a necessidade de extensivas medidas de campo, ou seja, com um número reduzido de dados meteorológicos, facilmente obtidos (Timmermans e Meijerink, 1999). Ainda segundo estes autores, o SEBAL inclui soluções para a rugosidade da superfície e para a diferença entre a temperatura do ar e aquela próxima à superfície (temperatura da fonte de calor), que não envolvem a temperatura radiométrica da superfície. Além disso, o algoritmo é construído de forma modular, o que permite modificações parciais, podendo ser utilizado com dados de radiômetros com diferentes resoluções temporais e espaciais.

Alguns autores apresentam as seguintes vantagens do SEBAL:

- Tenalem (2003) ressalta que as parametrizações do SEBAL são de grande importância na demonstração da diferença espacial da evapotranspiração em condições de escassez de dados.
- Mohamed *et al.* (2004) afirmam que a utilização do SEBAL em bacias hidrográficas pode promover uma otimização no manejo dos recursos hídricos.
- Segundo Paiva (2005), as características do modelo SEBAL fazem dele uma opção promissora para a estimativa das componentes do balanço de energia por sensoriamento remoto.

Por outro lado, existem algumas desvantagens, tais como (Bastiaanssen, 1995):

- Dependência de dados de sensoriamento remoto em condições de céu sem nuvens;
- Necessidade de áreas secas e úmidas nas imagens de satélite;
- A rugosidade da superfície é pobremente descrita; e
- Sua utilização é apropriada apenas para superfícies planas.

No entanto, os algoritmos existentes para a estimativa do balanço de energia em superfície por sensoriamento remoto compartilham as mesmas dificuldades, com exceção da necessidade de áreas secas e úmidas nas imagens, que é uma particularidade do modelo SEBAL (Paiva, 2005). O SEBAL foi aprimorado para aplicações em solo montanhoso e foi

incorporada uma calibração interna baseada no Modelo Digital do Terreno e no cálculo da evapotranspiração de referência pelo pesquisador Richard Allen, da Universidade de Idaho, USA (Morse *et al.*, 2001, 2003b, Allen *et al.*, 2002). Allen *et al.* (2002) publicaram um manual e um relatório final como base para o treinamento para utilização do modelo SEBAL em áreas hidrográficas de Idaho nos Estados Unidos.

O METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution using Internalized Calibration) representa um aprimoramento do SEBAL possibilitando seu emprego em áreas montanhosas. As funções de transferência radiativa são definidas através de simulações com código de transferência radiativa e dados da própria imagem. A principal diferença entre os dois modelos está associada ao cômputo da densidade de fluxo de calor sensível (FOLHES, 2007).

Inicialmente, o SEBAL foi proposto para aplicações das imagens do sensor TM, a bordo do satélite Landsat 5 e depois adaptado para o sensor ETM+ do Landsat 7 (Bastiaanssen *et al.*, 1998b; Bastiaanssen, 2000; Hafeez *et al.*, 2002; Bastiaanssen e Chandrapala, 2003; Lopes, 2003; Di Pace, 2004; Bezerra, 2004; French *et al.*, 2005; Araujo, 2006 e Bezerra, 2006, Novas, 2008).

São exemplos de aplicações do SEBAL em estudos aplicados a Recursos Hídricos: Mohamed *et al.* (2003), no Egito, Ayenew (2003), na Etiópia, Bastiaanssen e Ali (2003) no Paquistão, Meireles (2007), na área do rio Acaraú (CE) e Folhes (2007) na sub-bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe, PE.

Na área de gestão de Recursos hídricos o SEBAL é capaz de quantificar as perdas reais de água de uma área com alta distribuição espacial e temporal, o que é extremamente necessário em modelagem hidrológica e possibilita uma gestão mais racional de uma bacia hidrográfica (Novas, 2008). Desta forma, a mesma autora evidencia que a aplicação do algoritmo possui uma alta potencialidade, para efetivar estudos sobre desertificação, alterações na vegetação e uso da terra em escala de bacias hidrográficas, uma vez que a identificação em mudanças das espécies pode ocorrer pelo estudo das cartas de calor latente ou evapotranspiração.

Capítulo 3: Área de Estudo

3.1 Localização e Aspectos Gerais

O Estado da Paraíba, localizado na região do Nordeste brasileiro, possui uma área de 56.439,838 km², ocupando 0,66% do território nacional e cerca de 3,63% do território nordestino (Figura 5). Seu território está dividido em quatro mesorregiões geográficas (Mata Paraibana, Agreste Paraibano, Borborema e Sertão) e 23 microrregiões geográficas de acordo com seus condicionantes sociais, econômicos e naturais (Figura 5 a Figura 7).

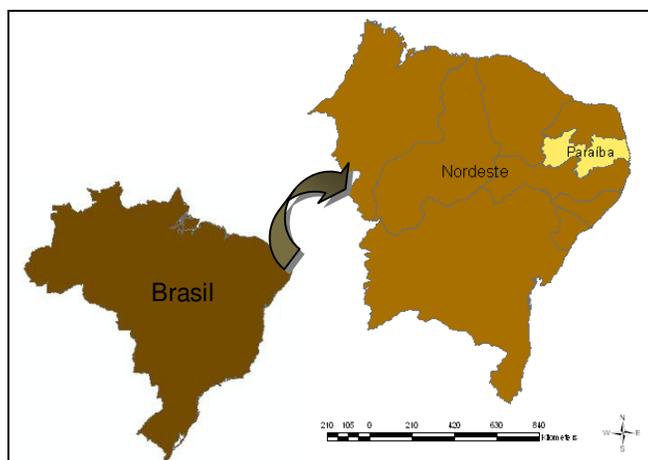


Figura 5 – Localização do Estado da Paraíba

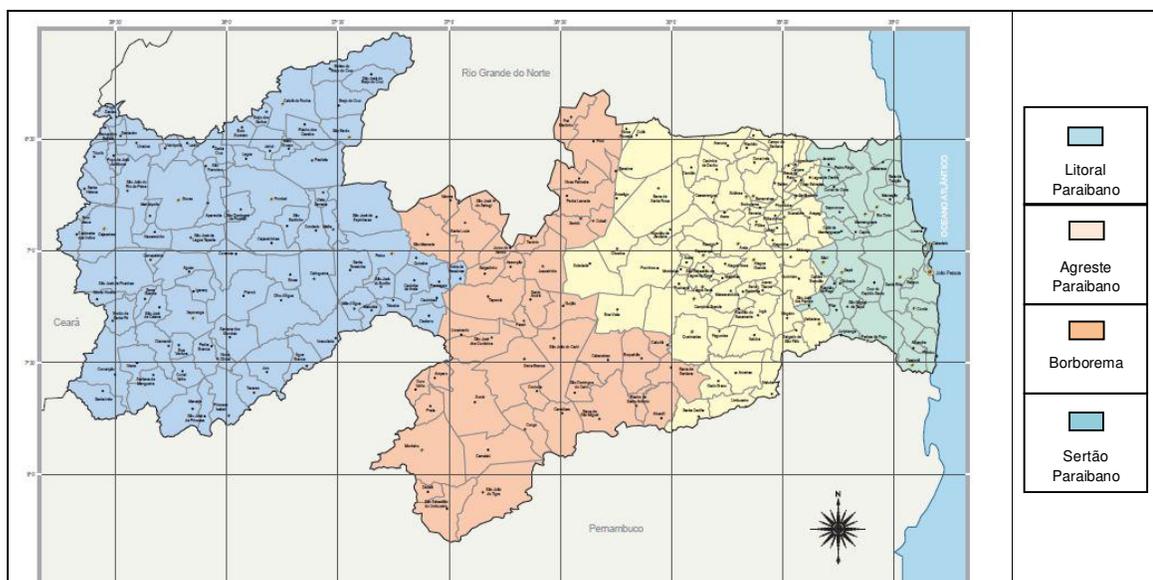


Figura 6 – Mesorregiões Estado da Paraíba (Fonte: AESA, 2009)

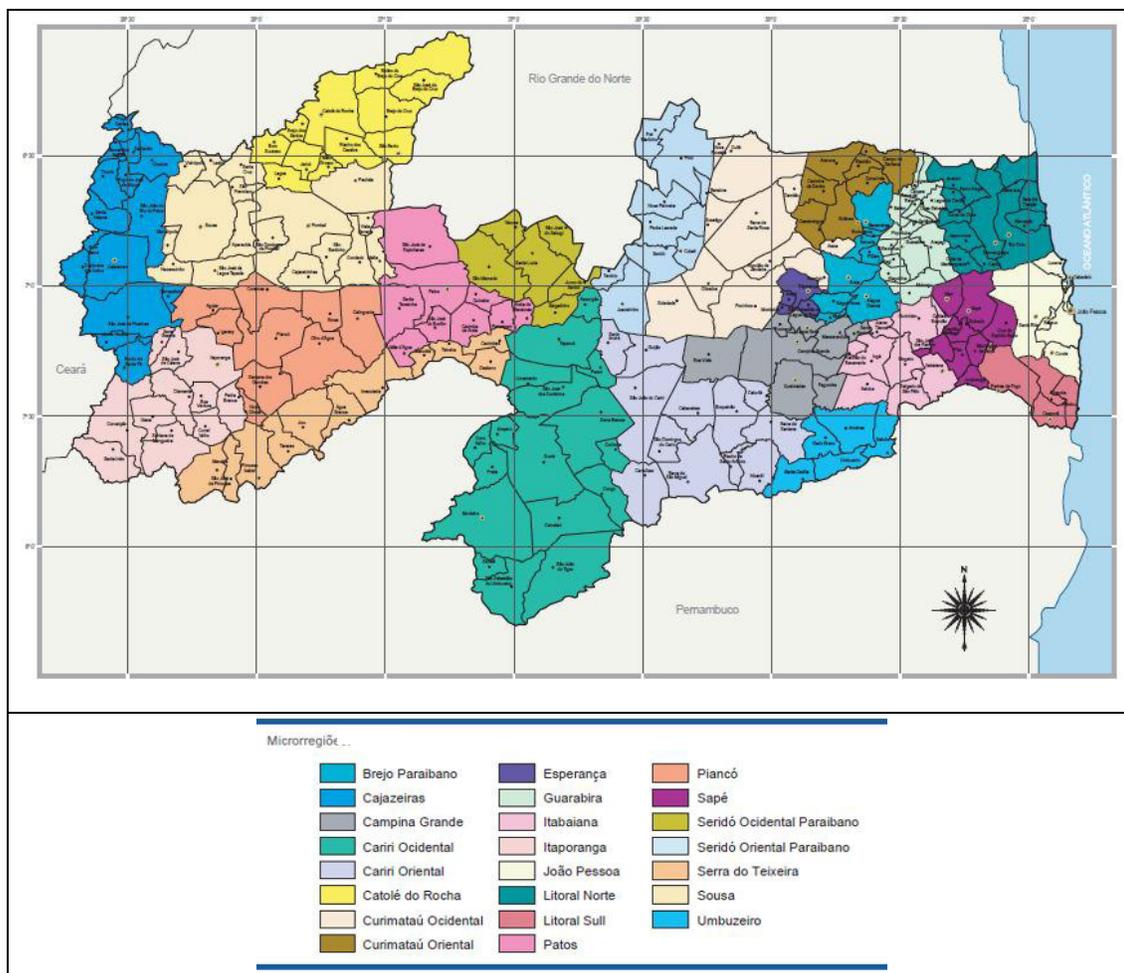


Figura 7 – Microrregiões Paraibanas (Fonte: AESA, 2008)

O Litoral e a Zona da Mata, na faixa oriental, têm três microrregiões denominadas de Litoral Paraibano, Piemonte da Borborema e Agro-Pastoril do Baixo Paraíba como pode ser observado nas Figuras 6 e 7. A região do Agreste conta com duas microrregiões, a do Agreste da Borborema e do Brejo Paraibano. O Sertão, apesar de apresentar características (clima, vegetação e relevo) bastante homogêneas, tem sete microrregiões: Seridó Paraibano, Depressão do Alto Piranhas, Sertão de Cajazeiras, Serra do Teixeira, Catolé do Rocha, Curimataú e Cariris Velhos.

3.2 Relevo e Clima

O relevo do Estado da Paraíba, apresenta-se de forma geral bastante diversificado, constituindo-se por formas de relevo diferentes trabalhadas por diferentes processos, atuando sob climas distintos e sobre rochas pouco ou muito diferenciadas.

A maior parte do território paraibano é constituída por rochas resistentes, e bastantes antigas, que remontam a era pré-cambriana com mais de 2,5 bilhões de anos. Elas formam um complexo cristalino que favorecem a ocorrência de minerais metálicos, não metálicos e gemas. Os sítios arqueológicos e paleontológicos, também resultam da idade geológica desses terrenos.

No litoral temos a Planície Litorânea que é formada pelas praias e terras arenosas. Na região da mata, temos os tabuleiros. No Agreste, temos algumas depressões que ficam entre os tabuleiros e o Planalto da Borborema, onde apresenta muitas serras, como a Serra de Teixeira, etc. E no sertão, temos uma depressão sertaneja que se estende do município de Patos até após a Serra da Viração. A Figura 8 representa o modelo numérico do terreno para todo o Estado da Paraíba.

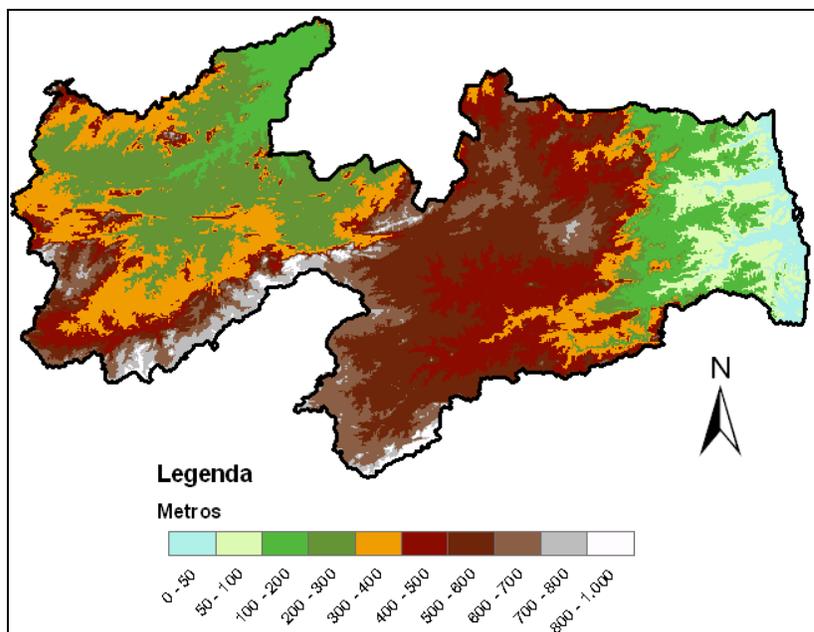


Figura 8 – Representação de um Modelo Numérico de Elevações (MDE) obtido a partir de um mosaico de imagens do projeto SRTM Os dados SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) da NASA para o Estado da Paraíba.

O Estado da Paraíba, dada a sua localização dentro da faixa equatorial, é caracterizado por um clima quente com temperatura média anual de 26°C e pouca variação intra-anual, além disso, a Paraíba apresenta altos índices de evaporação, o que contribui para que a distribuição espacial da temperatura mantenha uma dependência acentuada do relevo, da precipitação pluviométrica, umidade do ar, pressão atmosférica e insolação (CAGEPA, 2005).

A classificação de Köppen que leva em conta fatores como relevo, regime de chuvas, temperatura entre outros e representa com letras características de temperatura e regime de chuvas nas diversas estações do ano. O Estado da Paraíba pode ser classificado em três tipos climáticos segundo a metodologia de Köppen (1948): a) As' - quente e úmido com chuvas de outono-inverno; b) Bsh – semi-árido; c) Aw' – quente e úmido com chuvas de verão-outono (Diniz, 2008).

3.3. Regime Pluviométrico e Hidrografia

A Paraíba é o estado nordestino que apresenta a maior variabilidade espacial de precipitação. Cabaceiras, município localizado no cariri paraibano, apresenta uma altura pluviométrica anual em torno dos 300 mm, ao passo que João Pessoa, localizada na faixa litorânea e distante aproximadamente 150 quilômetros, apresenta um total anual de precipitação média que ultrapassa os 1.700 mm. O Estado da Paraíba conta com uma rede de 235 postos pluviométricos e 7 postos pluviográficos. Já a rede pluviométrica do Estado é, de modo geral, bastante deficiente. A pluviometria anual média para o Estado é apresentada na Figura 9, mapa obtido no site da Agência Executiva de Gestão de Águas da Paraíba (AESPA).

O Estado da Paraíba possui um alto índice de açudagem, totalizando 9.985 açudes, dos quais apenas 192 possuem capacidade superior a 300.000 m³, podendo acumular juntos mais de 4 bilhões de metros cúbicos. Os outros 9.793 açudes apresentam capacidades inferiores a 300.000 m³ e podem acumular cerca de 1,3 bilhão de metros cúbicos (CAGEPA, 2005). A Figura 10 apresenta as bacias hidrográficas do Estado, os principais cursos d'água e os maiores reservatórios de água que as caracterizam.

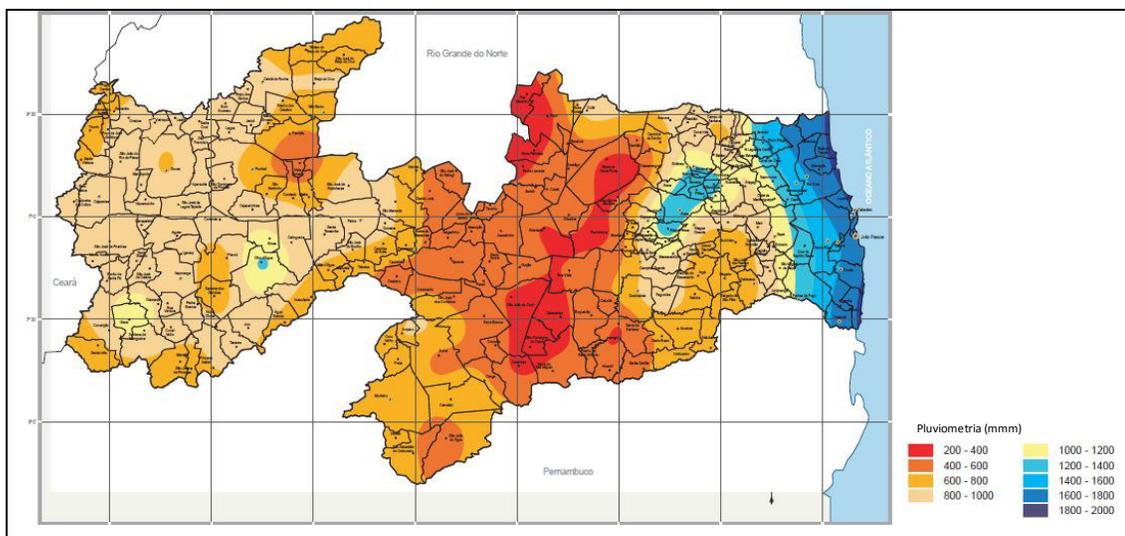


Figura 9 - Precipitação Média para o Estado da Paraíba - 2006 (Fonte: AESA, 2006)

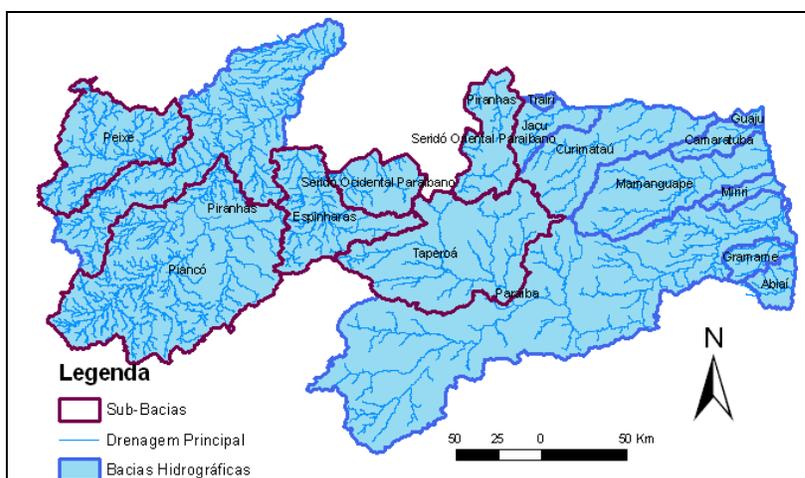


Figura 10 – Bacia Hidrográficas e Sub-Bacias do Estado da Paraíba

Onze bacias, a saber: Bacia Hidrográfica do Rio Piranhas; Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba; Bacia Hidrográfica do Rio Abiaí; Bacia Hidrográfica do Rio Gramame; Bacia Hidrográfica do Rio Miriri; Bacia Hidrográfica do Rio Mamanguape; Bacia Hidrográfica do Rio Camaratuba; Bacia Hidrográfica do Rio Guaju; Bacia Hidrográfica do Rio Curimataú; Bacia Hidrográfica do Rio Jacu e Bacia Hidrográfica do Rio Trairi e conta com as seguintes sub-bacias: do Rio do Peixe, Rio Taperoá, Piancó, Espinharas, Seridó Ocidental e Seridó Oriental Paraibano

3.4. Características Demográficas

A população urbana do Estado apresentou um crescimento de 0,82% no período entre 2000 e 2007 (IBGE, 2008). Dentre as 23 microrregiões que compõem o Estado, a sua capital João Pessoa dá o nome a uma delas, englobando os municípios de João Pessoa, Bayeux, Santa Rita, Cabedelo, Conde e Lucena, essa microrregião é também chamada de Grande João Pessoa.

A Paraíba possui 223 cidades, sedes de municípios, 55 vilas, sedes de distritos e se estima um número de 700 comunidades rurais. Sua população em 2007 segundo o IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) foi de 3.641.395 habitantes, sendo 2.684.922 habitantes (73,7%) na área urbana e 956.473 habitantes (26,26%) na área rural. As Tabelas 4, 5, 6 e 7 mostram a evolução da população, densidade demográfica, taxa de crescimento e a população total, respectivamente, do Estado Paraíba para os anos de 1980, 1991, 2000 e 2007. O Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado da Paraíba (AESAs, 2008) apresenta uma distribuição da população por Bacia Hidrográfica para o ano de 2003 (Tabela 8).

Tabela 4 – Evolução da População da Paraíba, Nordeste e Brasil - 1980-2007 (Fonte: IBGE, 2008)

Evolução Da População Da Paraíba, Nordeste E Brasil (1980-2007)			
Anos	Paraíba	Nordeste	Brasil
1980	2.810.032	34.812.356	119.002.706
1991	3.201.114	42.497.540	146.825.475
1996	3.305.616	44.766.851	157.070.163
2000	3.439.344	47.741.711	169.799.170
2007	3.641.395	51.534.406	183.987.291

Tabela 5 – Densidade Demográfica da Paraíba, Nordeste e Brasil - 1980-2007 (Fonte: IBGE, 2008)

Densidade Demográfica Da Paraíba, Nordeste E Brasil (1980-2007)			
Densidade Demográfica (hab/km²)			
Anos	Paraíba	Nordeste	Brasil
1980	49,85	22,57	14,07
1991	56,79	27,22	17,18
1996	58,42	28,68	18,38
2000	60,94	30,72	19,94
2007	64,52	33,16	21,61

Tabela 6 – Taxa Geométrica de Crescimento Anual (%) - 1980-2007 (Fonte: IBGE, 2008)

Taxa Geométrica De Crescimento Anual (%) - Paraíba, Nordeste E Brasil (1980-2007)			
Período	Paraíba	Nordeste	Brasil
1980/1991	1,19	1,83	1,93
1991/1996	0,64	1,05	1,36
1996/2000	0,80	1,30	1,57
2000/2007	0,82	1,10	1,15

Tabela 7 – População Total, Urbana e Rural da Paraíba - 1980-2007 (Fonte : IBGE, 2008)

População Total, Urbana E Rural Da Paraíba (1980-2007)				
Paraíba	1980	1991	2000	2007
Total	2.810.032	3.201.114	3.439.344	3.641.395
Urbana	1.479.705	2.052.066	2.443.590	2.684.922
Rural	1.330.327	1.149.048	995.754	956.473

Tabela 8 – População estimada para o ano de 2003

Bacias	Área (km²)	População (Nº de hab)	População/Área
Total do Estado	56439,84	3540874	63
Piancó	9242,76	271255	29
Alto Paraíba	6717,39	83624	12
Taperoá	5668,39	131666	23
Médio Pinharas	4461,48	134790	30
Baixo Paraíba	3925,4	1170915	298
Médio Paraíba	3760,65	506734	134
Mamanguape	3522,69	452656	128
Seridó	3442,36	76034	22
Peixe	3420,84	219233	64
Curimataú	3313,58	133633	40
Espinharas	2891,6	140946	48
Alto Espinharas	2588,45	50551	19
Jacu	977,31	36055	36
Camaratuba	637,16	21701	34
Gramame	589,38	44514	75
Abial	585,51	51857	88
Miriri	436,19	14711	33

3.5. Uso do Solo

Com o crescimento da população, tem-se a mudança da ocupação e utilização do solo e conseqüentes mudanças nos balanço de energia e balanço hídrico, assim como na oferta de recursos naturais. Estas mudanças no uso e ocupação do solo podem ser detectadas através de técnicas de sensoriamento remoto. Detectar mudanças significa identificar alterações na superfície terrestre por meio da análise de imagens da mesma cena coletadas em diferentes datas. A análise multitemporal de imagens de satélite permite a avaliação de dinâmicas espaciais como os processos de urbanização, catástrofes naturais e outras alterações na paisagem.

O Estado da Paraíba, com grande parte de sua área inserida na área conhecida como semi-árido nordestino apresenta uma dinâmica de uso muito alta devido à grande diferença da cobertura vegetal no período seco e no período chuvoso. Neste sentido, ressalta-se a grande utilidade de um acervo de imagens de sensoriamento remoto de diferentes épocas para os estudos nas bacias hidrográficas do Estado. Assim, foi construído um banco de imagens do Estado da Paraíba a partir do catálogo de imagens do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) que dispõe de um acervo de imagens de diversos satélites de observação da terra desde a década de 80. As imagens foram selecionadas a partir das condições de cobertura de nuvens mínima (condição esta que não é muito freqüente na área). A Figura 11 apresenta a articulação das imagens do satélite LANDSAT 5 para o Estado da Paraíba identificando-as (órbita-ponto).

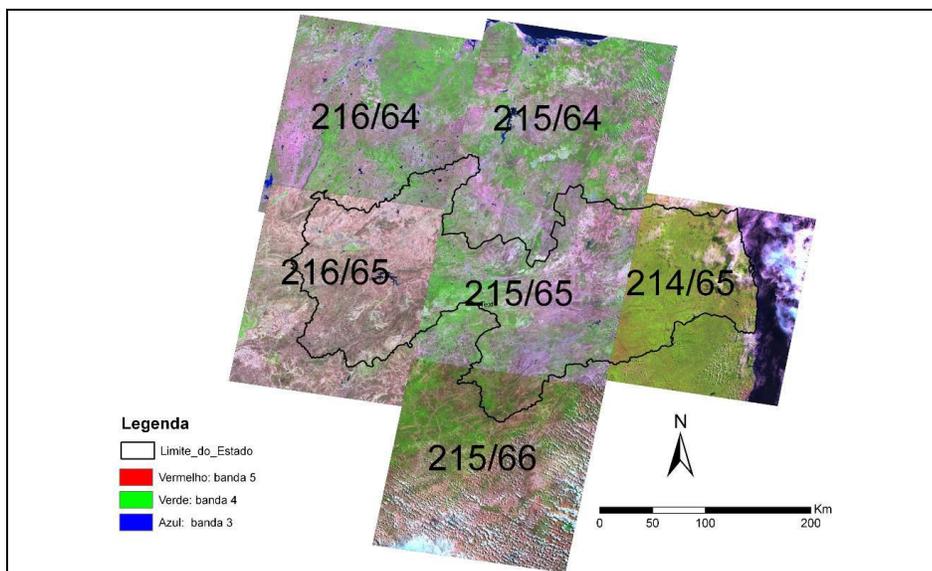


Figura 11- Articulação das cenas do satélite Landsat 5 TM para o Estado da Paraíba.

As Figuras 12 e 13 são exemplos de alterações do uso do solo em uma área urbana (o município de Campina Grande) para duas datas distintas com um intervalo de 23 anos entre as imagens. Nas figuras pode-se observar o crescimento da área urbanizada e outras alterações na cobertura vegetal do entorno. A Tabela 9 apresenta todas as imagens que compõem o banco de imagens desta pesquisa.

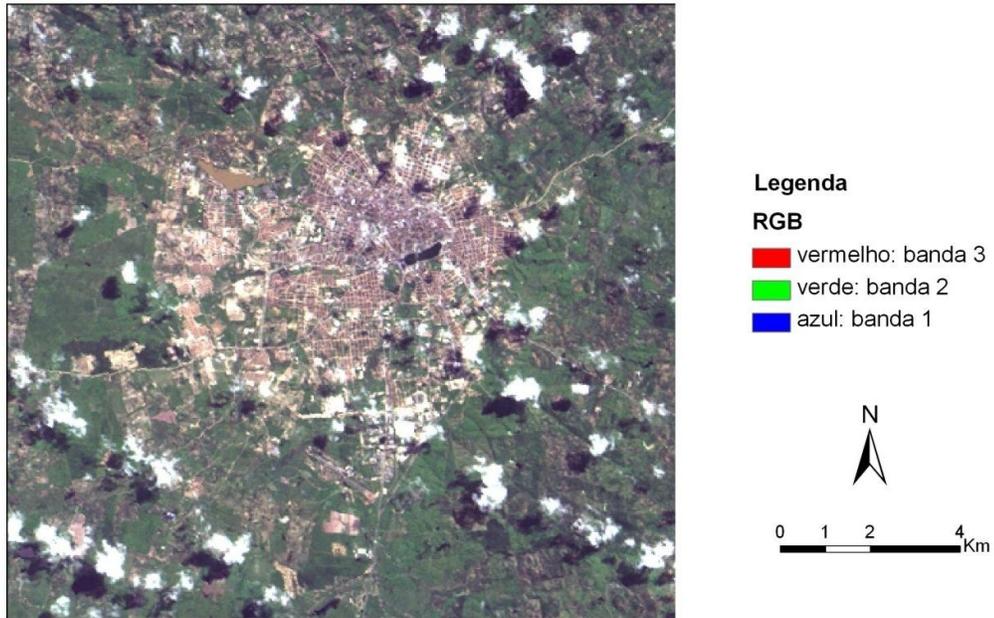


Figura 12 – Imagem do Visível para a Cidade de Campina Grande – PB – 10/06/1984

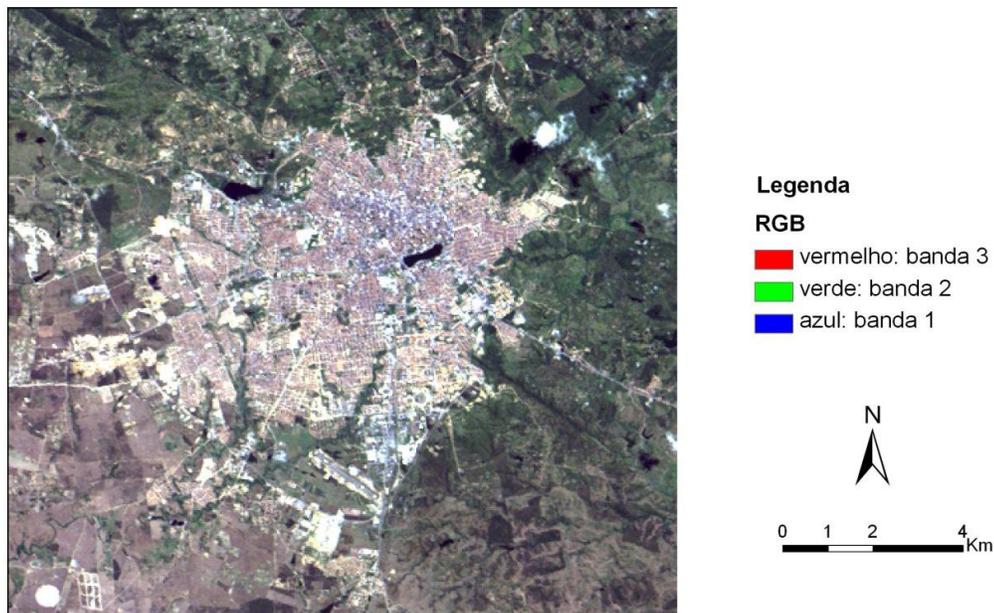


Figura 13 – Imagem do Visível para a Cidade de Campina Grande – PB – 29/08/2007

Tabela 9 – Banco de Imagens Landsat 5 TM (Estado da Paraíba)

Ponto	Órbita	Ano	Mês	Dia
214	65	1984	6	10
		1987	9	7
		1989	7	10
		1990	6	11
		1992	8	3
		1999	7	6
		2007	8	29
215	64	1987	5	9
		1989	8	2
		1990	6	18
		1991	8	8
		1999	4	8
		1999	10	17
		2007	7	19
		2008	9	23
215	65	1987	5	9
		1989	8	2
		1990	6	18
		1991	8	8
		1997	9	9
		1999	4	8
		1999	10	17
		2007	7	19
		2008	9	23
215	66	1987	5	9
		1989	8	2
		1990	6	18
		1991	8	8
		1999	4	8
		1999	10	17
		2007	7	19
		2008	9	23
216	64	1987	8	4
		1987	10	7
		1987	10	23
		1989	8	9
		1994	9	24
		2007	9	28
		2008	9	14
		2008	9	30
216	65	1987	8	4
		1987	10	7
		1987	10	23
		1989	8	9
		1994	9	24
		2007	9	28
		2008	9	14
		2008	9	30

3.6. Bacia Hidrográfica do Rio Taperoá

Embora a grande quantidade de imagens reunidas no banco de imagens apresentado permita inúmeras aplicações para toda a área do estado, no caso específico da obtenção de um balanço de radiação e conseqüente determinação da temperatura de superfície, torna-se difícil a elaboração de um “mapa termal estadual”, visto que, devido à órbita do satélite e da cobertura espacial do mesmo, as imagens que compõem o mosaico do Estado nunca reúnem uma mesma data, podendo apresentar diferenças de um ou dois dias, o que no caso de uma região semi-árida basta algum episódio curto de chuva para que as imagens apresentem respostas espectrais completamente diferentes.

Além disso, na bacia hidrográfica do Rio Taperoá, está localizada uma pequena bacia (o curso principal é o riacho dos Namorados que drena para o açude conhecido como Açude dos Namorados) que vem sendo utilizada há anos como laboratório externo da UFCG e é conhecida como bacia escola de São João do Cariri (Figura 15). Trata-se de uma bacia, situada nas proximidades da cidade de São João do Cariri - PB, inserida na região semi-árida do polígono das secas. A região é caracterizada por vegetação do tipo Caatinga, solos rasos, sub-solo cristalino, relevo ondulado com altitude média de 500 metros (Figura 14) e precipitação média variando entre 400 e 600 mm/ano.

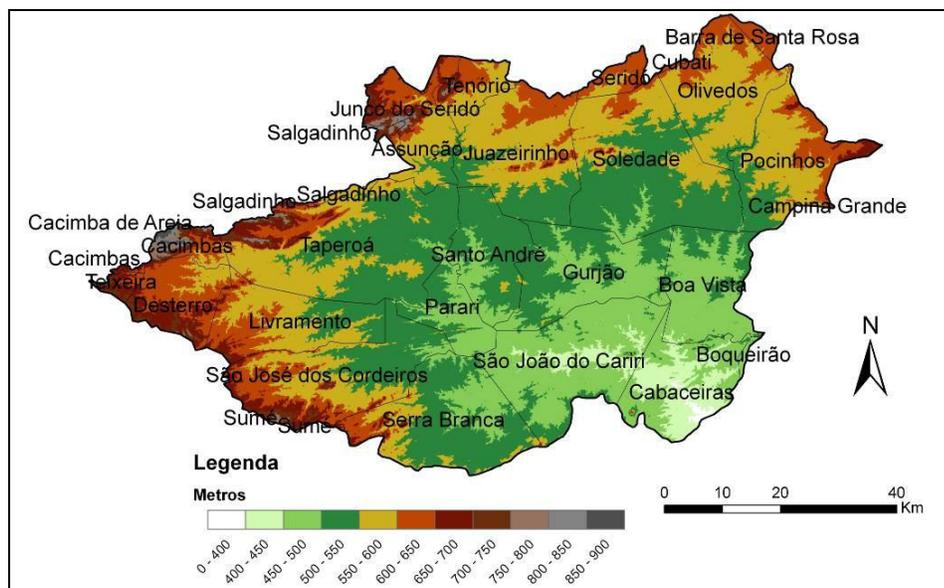


Figura 14 - SRTM para a Bacia do Taperoá

A bacia hidrográfica do Rio Taperoá está situada na parte central do Estado da Paraíba, na região do Cariri, e se localiza entre as coordenadas geográficas 6° 51' 31" e 7° 34' 21" de latitude sul e 36° 0' 55" e 37° 13' 9" de longitude oeste. O Taperoá, principal rio da bacia, de regime intermitente, nasce na Serra do Teixeira e desemboca no Rio Paraíba, no açude Boqueirão. A bacia do Rio Taperoá drena uma área de 5.667,49 km² e seu perímetro é de 435,75 km, estando inserida, segundo o método de Koeppen, numa região semi-árida quente, devido as médias pluviométricas baixas (< 400 mm/ano) e temperaturas médias mensais sempre superiores a 18 °C.

A Bacia Escola encontra-se instrumentada de forma a atender às necessidades de um laboratório de campo. Há instalada uma estação meteorológica, próxima do escritório da bacia, com diferentes tipos de pluviômetros, pluviógrafos, evaporímetros, evaporígrafos, termômetros (inclusive de solo) e anemômetros (de solo e de 10 m de altura) (Figura 16).

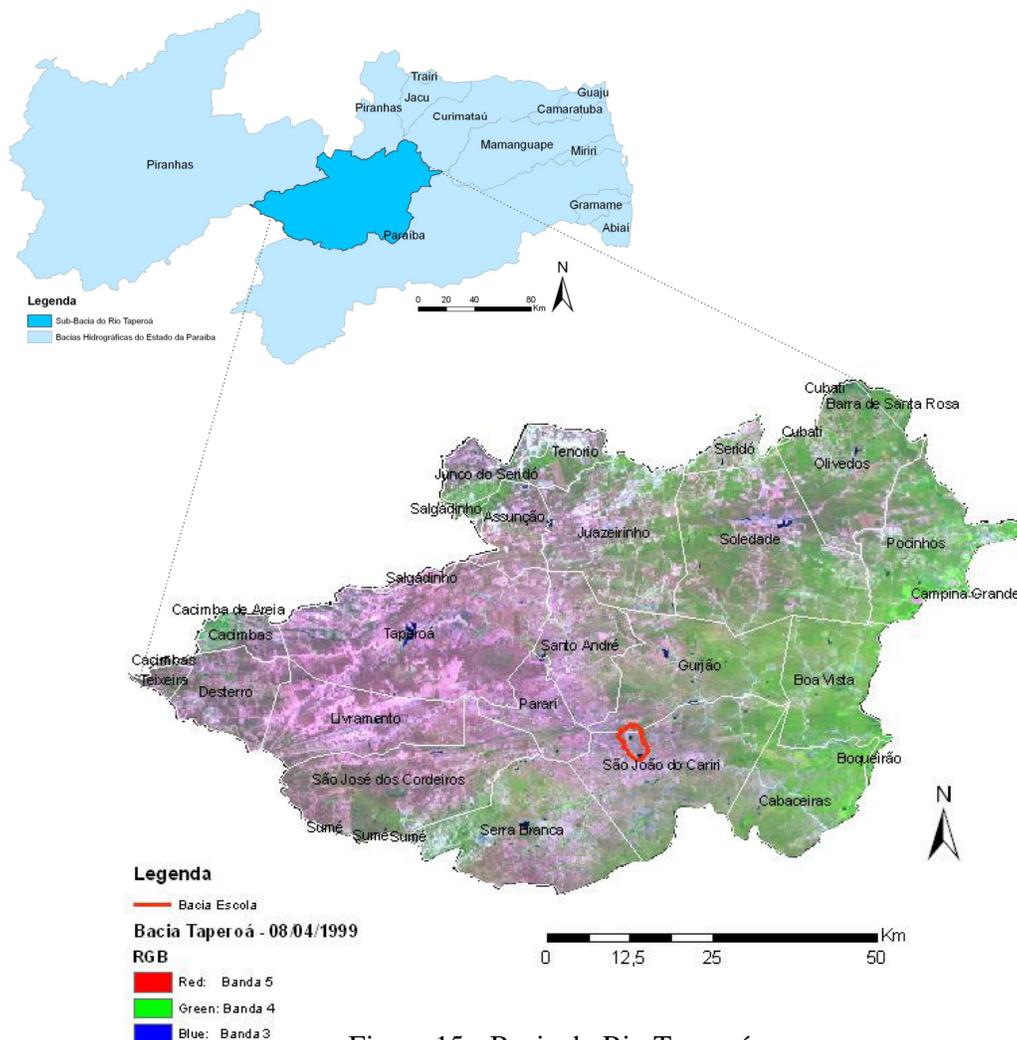


Figura 15 - Bacia do Rio Taperoá



Figura 16 - Instrumentação da Bacia Escola

De acordo com o PERH (Plano Estadual de Recursos Hídricos) (AESA, 2008) a região apresenta precipitação média anual de 503 mm e o período chuvoso ocorre de janeiro a maio. Para o mês de janeiro, foram registrados totais excepcionais da ordem de 320 mm e 740 mm nos anos de 2003 e 2004, respectivamente. No que diz respeito à pluviometria, o pluviômetro. As temperaturas do ar apresentaram variações das temperaturas máxima, mínima e média de cada mês observado durante 2003 e 2004, na estação convencional. A temperatura no período variou entre 15,2°C (mês de julho de 2004), e 36,5°C (no mês de dezembro de 2003). A temperatura média anual foi de 26,2°C.

Devido à disponibilidade de dados disponíveis tanto pelos instrumentos da bacia Escola como pelas imagens com pouca cobertura de nuvens para toda a bacia do Rio Taperoá, esta área foi escolhida para a obtenção dos mapas de temperatura de superfície e demais análises desta pesquisa.

Capítulo 4: Metodologia

Para atingir os objetivos apresentados, são necessários alguns procedimentos metodológicos que são descritos detalhadamente a seguir:

4.1. Levantamento dos Dados

4.1.1. Imagens de Satélite

Trabalhos realizados com imagens Landsat por Lagourdi e Oliosio (1995) *apud* Silva e Santos (2007), demonstram que temperatura da superfície terrestre captada por um sensor aproximadamente entre 10:00 e às 11:00 horas local, e entre as 13 e 14:00 h pode ser considerada para o restante do dia até mesmo em outras aplicações como a evapotranspiração, principalmente em dias claros.

Considerando tal afirmativa, foi elaborado um banco de dados a partir de imagens geradas pelo sensor TM (Thematic Mapper), que se encontra a bordo do satélite Landsat 5, adquiridas junto à DGI (Divisão de Geração de Imagens) do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). A opção selecionada, imagens do Landsat-5, foi considerada mais conveniente para concretização desta pesquisa, uma vez que este satélite fora lançado em 1984 e ainda continua em funcionamento, disponibilizando assim um grande número de imagens e de diferentes datas, apresenta dados de calibração e imagens com qualidade, sendo esta julgada através do critério de menor cobertura de nuvens possível para a área de estudo.

As cenas do satélite Landsat 5 se caracterizam por 06 bandas multiespectrais e 01 banda termal (Figura 17). Cada banda representa a resposta do solo em uma certa faixa espectral e algumas características destas imagens estão apresentadas na Tabela 10. As imagens que formam o banco de dados possuem ponto/órbita, datas e intensidade em percentual de cobertura de nuvens de acordo com a Tabela 13. No total foram reunidas 336 imagens de diferentes faixas espectrais, totalizando 48 cenas de um período de 03 décadas, o que permite uma análise multi-temporal tanto do fenômeno estudado (temperatura de superfície) como de outras características da superfície que podem ser extraídas das imagens.

Tabela 10 – Numero de bandas, resolução espacial e faixa espectral.(Fonte: INPE, 2008)

Banda	Resolução espacial	Faixa espectral
1	30 metros	0,45 a 0,52 μm - azul
2	30 metros	0,52 a 0,60 μm - verde
3	30 metros	0,63 a 0,69 μm - vermelho
4	30 metros	0,76 a 0,90 μm - infravermelho próximo
5	30 metros	1,55 a 1,75 μm - infravermelho médio
6	120 metros	10,4 a 12,5 μm - infravermelho termal
7	30 metros	2,08 a 2,35 μm - infravermelho distante

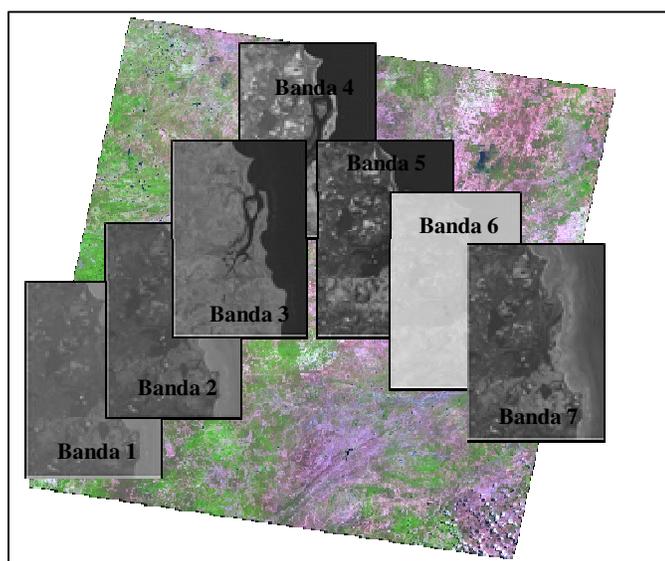


Figura 17 - Bandas espectrais

4.1.2. Mapeamentos diversos

Além das imagens vários mapeamentos existentes foram reunidos para utilização na pesquisa e para tanto, dados espaciais disponibilizados por diversos órgãos foram consultados (AESAs, IBGE, SUDENE, NASA). Alguns destes mapeamentos são apresentados no capítulo anterior na caracterização da área de estudo e os demais são apresentados ao longo do texto conforme sua utilização na pesquisa. Mas, para melhor visualização dos dados usados, elaborou-se a Tabela 11.

Tabela 11 - Mapeamento diversos

Dados	Órgãos (Instituições)
Bacias Hidrográfica do Estado	AESA
Mapa da divisão política e física do Estado	AESA
Mapa da Precipitação Média	AESA, CPTEC
Mapa de Relevo	AESA
Mapa de Uso do Solo	AESA
Mapa de Vegetação	AESA
Mapa SRTM	NASA
Dados Populacionais	IBGE
Cartas Cartográficas	SUDENE, AESA

4.1.3. Dados Climatológicos e Meteorológicos

Dados climatológicos e meteorológicos foram adquiridos junto a AESA, Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), tais dados foram utilizados tanto como dados de entrada do algoritmo para que fosse possível o processamento e também para que fossem realizadas validação dos resultados. Dentre eles, tem-se os seguintes dados:

Tabela 12 - Dados Climatológicos e Meteorológicos

Dados	Órgãos (Instituições)
Temperatura do AR (média, máxima e mínima)	UFCG, INMET
Temperatura do solo	UFCG
Séries Pluviométricas	UFCG, AESA, INMET, ANA
Umidade relativa do AR	INMET, UFCG
Velocidade dos ventos	INMET, UFCG
Evaporação do Piche	INMET

4.2. Pré-processamento das imagens

Para a aplicação do algoritmo SEBAL, alguns procedimentos anteriores tornam-se necessários, como correções geométricas, recortes de áreas de interesse, etc. Uma vez adquirida uma imagem Landsat 5, esta é composta por sete bandas espectrais, numeradas de 1 a 7. Cada banda contém informações sobre uma determinada faixa do espectro eletromagnético (diferentes comprimentos de onda), sendo necessário proceder ao empilhamento das bandas para conseguir ter uma visão geral da interação entre elas, formando uma imagem multiespectral. Todo o processamento digital das imagens foi executado por meio dos softwares ERDAS Imagine versão 9.1¹ e ArcGis 9.2².

¹ ERDAS IMAGINE é marca registrada da ERDAS

² ArcGIS 9.2 é marca registrada da ESRI

Tabela 13 - Imagens do TM - Landsat 5 - Banco de Imagens da Pesquisa

Ponto	Órbita	Período			Intensidade de Nuvens			
		Ano	Mês	dia	Q ₁	Q ₂	Q ₃	Q ₄
214	65	1984	6	10	60	90	90	90
		1987	9	7	90	80	60	100
		1989	7	10	20	70	10	30
		1990	6	11	60	80	30	50
		1992	8	3	90	90	40	60
		1999	7	6	20	20	40	50
		2007	8	29	40	60	0	60
215	64	1987	5	9	0	0	0	0
		1989	8	2	10	10	0	10
		1990	6	18	10	60	10	20
		1991	8	8	0	30	0	0
		1999	4	8	0	40	0	10
		1999	10	17	0	0	0	0
		2007	7	19	0	10	0	20
215	65	2008	9	23	10	80	0	70
		1987	5	9	10	0	10	0
		1989	8	2	0	10	10	10
		1990	6	18	0	0	0	0
		1991	8	8	0	10	0	10
		1997	9	9	0	10	30	30
		1999	4	8	0	0	0	10
		1999	10	17	0	0	0	0
		2007	7	19	0	30	0	40
215	66	2008	9	23	0	30	0	20
		1987	5	9	0	0	0	0
		1989	8	2	10	10	10	30
		1990	6	18	40	60	90	90
		1991	8	8	0	10	0	10
		1999	4	8	0	60	90	90
		1999	10	17	0	0	0	0
		2007	7	19	0	20	0	10
216	64	2008	9	23	0	10	0	20
		1987	8	4	0	0	0	0
		1987	10	7	90	80	10	0
		1987	10	23	40	60	0	0
		1989	8	9	0	0	0	0
		1994	9	24	0	0	0	0
		2007	9	28	0	0	0	10
		2008	9	14	0	30	10	40
216	65	2008	9	30	40	80	40	40
		1987	8	4	10	0	20	10
		1987	10	7	10	0	10	0
		1987	10	23	0	0	0	0
		1989	8	9	0	10	50	40
		1994	9	24	0	0	0	0
		2007	9	28	0	0	20	10
		2008	9	14	0	40	10	20
2008	9	30	40	10	70	40		

As correções geométricas removem os erros sistemáticos presentes nas imagens orbitais possibilitando a comparação da imagem corrigida a uma base cartográfica, sendo este processo constituído pelo mapeamento direto e inverso (Debias *et al.*, 2007). No mapeamento direto é realizada a transformação geométrica relacionando o espaço imagem (coordenadas de linha e coluna) com o espaço objeto (coordenadas de terreno em um Sistema Geodésico de Referência), definindo-se assim a posição da imagem corrigida no espaço objeto. O mapeamento inverso utiliza a transformação geométrica inversa para retornar à imagem original e definir os valores de nível de cinza dos pixels da imagem corrigida, processo chamado de reamostragem.

Existem diferentes níveis de correção geométrica, alguns utilizando somente pontos de controle para relacionar o espaço imagem com o terreno, e outros mais refinados que utilizam Modelos Digitais de Elevação (MDE) para a correção de distorções devido ao relevo. Dentre estes níveis de correção, a ortorretificação é um processo artificial, que através da imagem de perspectiva central é formada uma imagem retificada (imagem vertical corrigida de erros relativos à atitude do sensor durante a tomada da imagem) e corrigida dos deslocamentos devido ao relevo.

Neste trabalho foi realizado um procedimento de ortorretificação através do software de processamento digital de imagens utilizado (Erdas Imagine). As imagens que serviram como referência para a ortorretificação foram obtidas diretamente da Agência Espacial Americana (NASA) através dos dados disponibilizados pelo projeto Geocover (Landsat, 2000). Ao todo foram adquiridas seis imagens ortorretificadas, com os pontos/órbitas correspondente a área de estudo. Com este procedimento pode-se melhorar a qualidade das imagens para análise visual e processamento digital das imagens, além de minimizar os efeitos de deslocamento unidimensional do relevo e de distorção tangencial da escala.

Uma compatibilização da resolução espacial das imagens denominada de “reamostragem” é realizada ainda nesta fase de processamento, visto que a imagem do canal termal (banda 6) apresenta uma resolução espacial inferior às demais dos canais ópticos (120m e 30m, respectivamente).

4.3. Obtenção da Temperatura de Superfície

O saldo de radiação, temperatura de superfície, albedo e índices de vegetação são obtidos segundo as etapas descritas no diagrama da Figura 18. Este diagrama representa as etapas metodológicas para a obtenção da temperatura de superfície através do uso do algoritmo SEBAL. O processamento é realizado através de uma modelagem espacial de diversos planos de informação iniciais, que dão origem a planos intermediários que, por fim, resultam no plano de informação que representa a temperatura de superfície espacializada.

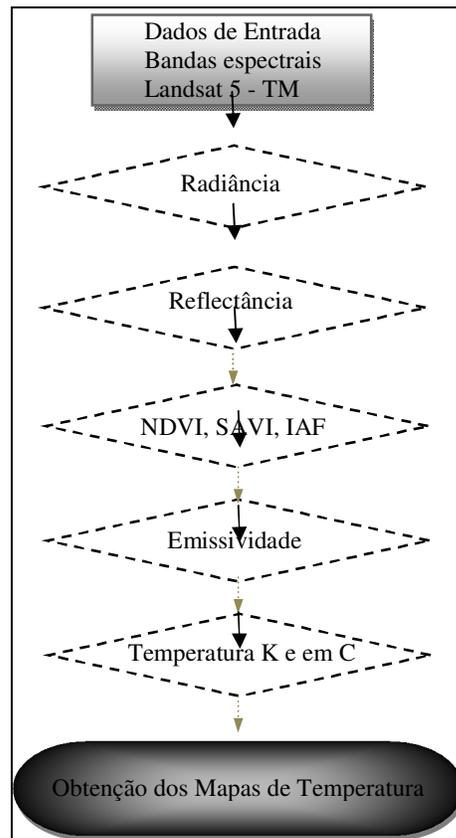


Figura 18 - Diagrama das etapas do processamento da Temperatura de Superfície.

4.3.1. Radiância

A obtenção da radiância espectral de cada banda é o início efetivo do cálculo do balanço de radiação e consiste em conversão do Número Digital (ND, ou DN do inglês: *Digital number*) de cada pixel da imagem em radiância espectral monocromática. Para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, essas radiâncias representam a energia solar refletida por cada pixel, por unidade

de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda. Já para a banda 6, segundo a equação de Markham & Baker (1987), representa a energia emitida por cada pixel. A radiância monocromática de cada uma das sete bandas é obtida segundo equação 1:

$$L_{\lambda i} = L_{\lambda \min, i} + \frac{L_{\lambda \max, i} - L_{\lambda \min, i}}{255} DN \quad (1)$$

Onde $L_{\lambda \max, i}$ e $L_{\lambda \min, i}$ são as radiâncias espectrais máximas e mínimas expressas em $W \cdot m^{-2} \cdot st^{-1} \cdot \mu m^{-1}$, as quais, são apresentadas na Tabela 14. DN é a intensidade do pixel que varia de 0 - 255, e o índice i corresponde às bandas espectrais 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7.

Tabela 14 - Valores de $L_{\min, i}$ e $L_{\max, i}$. (Fonte: Chander e Markhan, 2003)

Bandas (i)	De 1 de março 1984 a 4 de maio de 2003		Após 4 de maio de 2003	
	$L_{\lambda i}$ (min)	$L_{\lambda i}$ (max)	$L_{\lambda i}$ (min)	$L_{\lambda i}$ (max)
1	-1,52	152,0	-1,52	193,0
2	-2,84	296,81	-2,84	365,0
3	-1,17	204,30	-1,17	264,0
4	-1,51	206,20	-1,51	221,0
5	-0,37	27,19	-0,37	30,2
6	1,2378	15,303	1,2378	15,303
7	-0,15	14,38	-0,15	16,5

4.3.2. Reflectância

A reflectância monocromática mede a capacidade de um objeto refletir a energia radiante e é definida como sendo uma relação entre o fluxo de radiação refletida e o fluxo de radiação incidente, ou seja, os valores de radiância são convertidos em reflectância aparente através da equação 2:

$$r_{a, i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{E_i \cdot \cos \theta \cdot dr} \quad (2)$$

em que: $r_{a,i}$ é a reflectância espectral aparente na banda i ; dr o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol em unidade astronômica; θ o ângulo solar zenital; E_i o valor médio da irradiância solar exoatmosférica total na banda i em $W.m^{-2}\mu m^{-1}$. O ângulo zenital solar é obtido diretamente do cabeçalho da imagem. A Tabela 15 apresenta os valores médios de irradiância solar exoatmosférica nos intervalos correspondentes às bandas do sensor TM/Landsat 5 e de acordo com Tasumi (2003), a estimativa de dr para a data de obtenção da imagem pode ser obtida pela equação 3:

$$d_r = 1 + 0,0333 \cos\left(\frac{DJ \cdot 2 \cdot \pi}{365}\right) \quad (3)$$

Tabela 15 - Irradiância solar para cada banda do sensor TM (Fonte:Chander e Markhan, 2003)

Bandas i	Irradiância (E_i) [$W.m^{-2}.mm^{-1}$]
1	1957
2	1826
3	1554
4	1036
5	215
7	80,67

4.3.3. Índices de vegetação: NDVI, SAVI e IAF

Da operação algébrica das reflectâncias dos canais do vermelho e do infravermelho próximo obtém-se o NDVI (Índice de Vegetação da Diferença Normalizada). Este índice é usado para identificar a presença de vegetação verde na superfície, o que permite caracterizar sua distribuição espacial, bem como a evolução do seu estado ao longo do tempo, a qual é determinada pelas variações das condições climáticas dominantes, bem como pelos ciclos fenológicos anuais (Folhes, 2007). O NDVI, segundo Allen *et al.* (2002), define-se como:

$$NDVI = \frac{r_{ivp} - r_v}{r_{ivp} + r_v} \quad (4)$$

Os valores do NDVI variam de -1 a +1; no entanto, em superfícies vegetadas esses valores sempre são positivos, variando de 0 a +1 e em nuvens e espelhos d'água, os valores são geralmente negativos.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index – SAVI*) que é um índice que busca amenizar os efeitos do “background” do solo, é utilizada a equação 5, Huete (1988) :

$$SAVI = \frac{(1 + L) \cdot r_{ivp} - r_v}{(L + r_{ivp} + r_v)} \quad (5)$$

O Índice de área Foliar (IAF) é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. O IAF é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem e o mesmo é computado pela seguinte equação empírica obtida, equação 6, por (Allen *et al.*, 2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (6)$$

No METRIC o IAF é limitado em 6,0 quando SAVI=0,69 e IAF=0 quando SAVI<0,1. (Allen *et al.*, 2007).

4.3.4. Emissividade e Temperatura de Superfície

Para a obtenção da temperatura na superfície, foi utilizada a equação de Plank invertida, válida para um corpo negro (Souza & Silva, 2005). 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 imageada pelo canal termal ε_{NB} . Por sua vez, quando do cômputo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, há de ser considerada a emissividade no domínio da banda larga ε_0 (5-100 μ m). Segundo Allen *et al.* (2002) as emissividades ε_{NB} e ε_0 podem ser obtidas, para NDVI > 0 e IAF < 3, mediante:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331IAF \quad (7)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01IAF \quad (8)$$

Para pixels com IAF ≥ 3 , $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$. Para a obtenção da temperatura da superfície (Ts) são utilizados a radiância espectral da banda termal $L_{\lambda 6}$ e a emissividade ε_{NB} obtida na etapa anterior. Dessa forma, obtém-se a temperatura da superfície (em graus Kelvin) por:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda 6}} + 1\right)} \quad (9)$$

Segundo Chander e Markhan (2003), $K_1 = 607,76 \text{ (Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}\text{)}$ e $K_2 = 1260,56\text{K}$ são constantes de calibração da banda termal do Landsat TM-5.

4.4. Obtenção do Balanço de Radiação

Para se determinar o saldo de radiação na superfície do solo se faz necessário determinar os seus componentes. Para melhor visualização e entendimento do seqüenciamento da determinação destes, apresenta-se o digrama da Figura 19. Os componentes: Radiância, Reflectância, Índices de Vegetação, Emissividade e Temperatura de Superfície já tiveram sua descrição e equacionamento no item 4.3, sendo os demais apresentados a seguir.

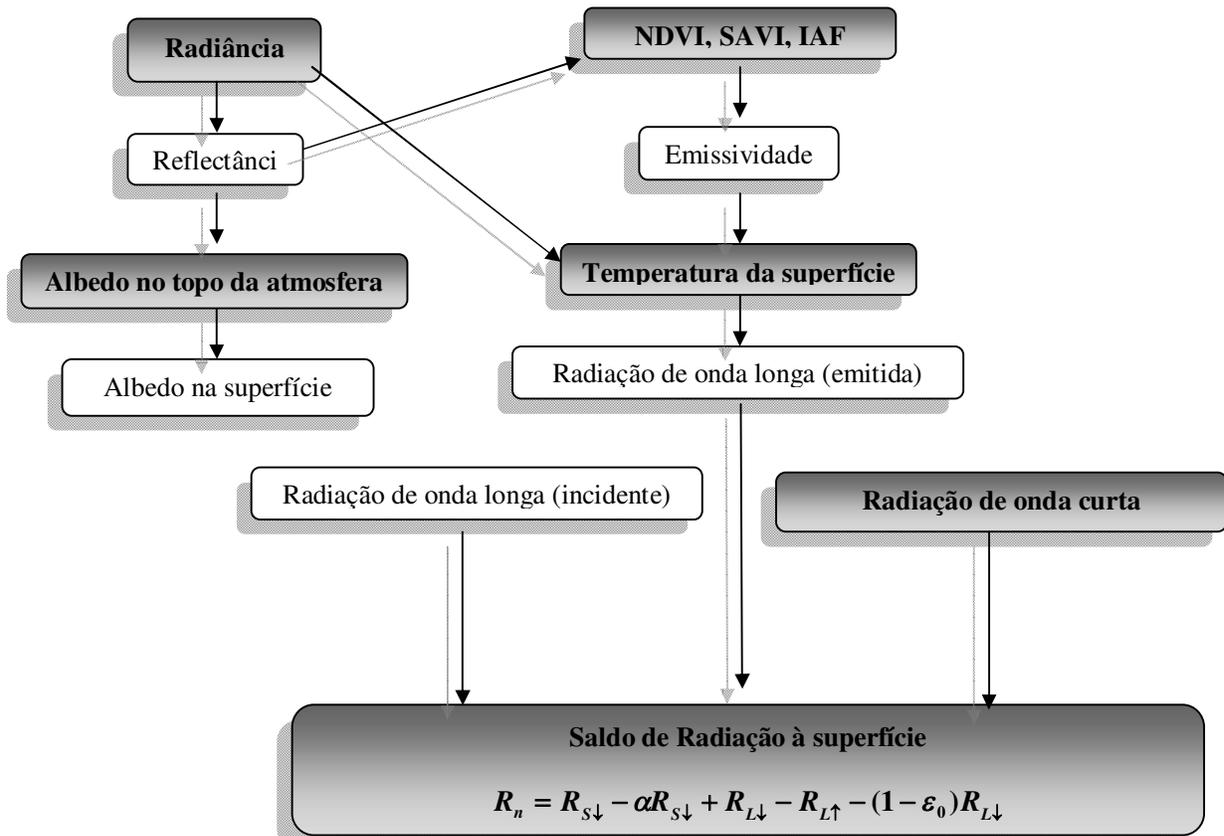


Figura 19 - Diagrama das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície

4.4.1. Albedo no topo da Atmosfera

O cálculo do albedo planetário, isto é, o albedo não ajustado à transmissividade atmosférica, é obtido pela combinação linear das refletividades monocromáticas dos canais reflectivos do Landsat TM calculadas anteriormente (item 4.3.2) e os coeficientes de regressão (ϖ_λ) (Tabela 16), para cada banda de acordo com a equação abaixo. A obtenção do albedo, com base na refletância de bandas que não cobrem totalmente o espectro de 0,3 μm a 3,0 μm , é feita segundo procedimento utilizado por Bastiaanssen (1995), válido para dias de céu claro, qual seja:

$$\rho_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (10)$$

onde, ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 , ρ_4 , ρ_5 e ρ_7 são as refletividades monocromáticas das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7. Respectivamente, sendo o coeficiente (ϖ_λ) igual aos valores constantes na Tabela 16.

Tabela 16- Coeficientes de regressão (Fonte: Allen *et al.*, 2002)

Banda	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
ϖ_λ	0,0293	0,274	0,233	0,157	0,033	0,011

4.4.2 Albedo da superfície

Considerando-se que a atmosfera terrestre produz interferência na radiação solar e na radiação refletida, o albedo calculado no topo da atmosfera carece de correções devidas aos processos de absorção e espalhamento. Essas correções podem ser obtidas através da equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (11)$$

Onde: α_{toa} é o albedo planetário; α_p é a porção da radiação solar refletida pela atmosfera, que varia entre 0,025; e 0,04, mas para o modelo SEBAL é recomendado o uso do valor de 0,03 (Bastiaanssen, 2000); e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

A transmissividade atmosférica é definida como a fração de radiação incidente que é transmitida pela atmosfera e representa os efeitos de absorção e reflexão que acontecem dentro da atmosfera. Esta é calculada (equação 12) para condições de céu claro e

relativamente seco através de uma relação baseada na altitude conforme FAO-56 (Organização das Nações Unidas para a Agricultura e Alimentação) (Allen *et al.*, 1998):

$$\sigma_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} z \quad (12)$$

Onde : z é a altitude de cada pixel (m) que pode ser obtida a partir das imagens do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM/NASA, 2003), disponíveis para download em vários sites na rede mundial (internet). Neste trabalho estes dados foram obtidos do site da Agência Estadual de Águas (AES/A, 2006) que já apresenta um mosaico georreferenciado para todo o estado. A carta de elevação (MDT) disponível pelo projeto SRTM apresenta resolução espacial de 90m e deve ser reamostrada para que cada pixel passe a ter 30 metros de resolução espacial. Esta operação de reamostragem, comum em processamentos digitais de imagens, não adiciona informação ao modelo de elevação apenas “particiona” os pixels, mantendo a mesma informação original.

4.4.3. Radiação de Onda Longa Emitida

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

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (13)$$

onde: ε_0 = emissividade no domínio da banda larga obtida pela equação (8); σ = constante de Stefan-Boltzman = $5,67 \cdot 10^{-8} W/m^2 K^4$; e T_s = temperatura da superfície (em Kelvin) obtida pela equação (9).

4.4.4. Radiação de Onda Curta Incidente

A radiação de onda curta incidente (W/m^2) representa o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície que para condição de céu claro é obtida através da equação (Bastiaanssen, 1995; Allen *et al.*, 2002):

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot dr \cdot \tau_{sw} \quad (14)$$

Onde, S - constante Solar = $1367 W/m^2$; Z é o ângulo zenital solar; dr é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol; e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

4.4.5. Radiação de Onda Longa Incidente

A radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície terrestre $R_{S\downarrow}$ (W/m^2) foi obtida através:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (15)$$

Onde: ε_a é a emissividade atmosférica obtida por $\varepsilon_a = 0,85[-\ln(\tau_{sw})]^{0,09}$; σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \cdot 10^{-8} W \cdot m^{-2} K^{-4}$) e T_a é a temperatura do ar (em Kelvin).

4.4.6. Saldo de Radiação à superfície

O saldo de radiação a superfície R_n (W/m^2) é calculado utilizando-se a seguinte equação:

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (16)$$

Onde: $R_{S\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente; α é o albedo corrigido de cada pixel; $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel; $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida; ε_0 é a emissividade de cada pixel.

4.4.7 Obtenção do Balanço de Energia

A equação clássica do balanço de energia à superfície, segundo (Bastiaansen, 2000) é dada por:

$$R_n = \lambda LE + H + G \quad (17)$$

em que R_n é o Saldo de Radiação, λLE a densidade do Fluxo de Calor Latente, H a densidade de Fluxo de Calor Sensível e G a densidade de Fluxo de Calor no Solo, todos em (Wm^{-2}). O Saldo de Radiação é determinado segundo apresentado no item 4.4.6. Já o Fluxo de Calor no Solo (G) foi calculado segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaansen (2000):

$$G = \left[\frac{T_s (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4)}{\alpha} \right] \cdot R_n \quad (18)$$

onde, T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$), α é o albedo da superfície e $NDVI$ é o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada, todos calculados pixel a pixel. Para efeito de correção

dos valores do fluxo de calor para corpos de água ($NDVI < 0$), será utilizada a seguinte expressão: $G = 0,3R_n$ usada por Silva *et al.* (2005), para regiões próximas ao leito dos aquíferos e/ou regiões mais rasas e $G = 0,5R_n$, segundo Allen *et al.* (2002) para lagos profundos.

O cálculo do Fluxo de Calor Sensível H (Wm^{-2}), foi estimado com base na velocidade do vento e temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura próxima à superfície entre dois níveis da superfície segundo Bastiaanssen (1998):

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (19)$$

onde: ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kgm}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), a e b são constantes de calibração da diferença de temperatura, T_s é a temperatura da superfície (K) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (sm^{-1}).

O equacionamento para a determinação do H é apresentado na Figura 20. Este é iniciado com dados de uma estação meteorológica no interior da cena estudada, quais sejam: a velocidade do vento (ms^{-1}) no nível de $2m$ e a altura média da vegetação (m) circundante no local da medição da velocidade do vento. Estes dados foram obtidos por meio de uma estação climatológica localizada na área de pesquisa, localizada na Bacia Escola de São João do Cariri. Estes dados foram coletados para o dia da passagem do satélite pelo local e o horário das cenas.

Para a obtenção de H com o modelo SEBAL, é necessário o conhecimento de dois pixels, denominados *pixels âncoras*, para se determinar a variação de temperatura (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) em todos os pixels da área de estudo. Inicialmente, a resistência aerodinâmica r_{ah} (sm^{-1}) foi calculada admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (20)$$

Onde: Z_1 e Z_2 são as alturas em metros acima da superfície (serão utilizados $Z_1 = 0,1 \text{ m}$ e $Z_2 = 2,0 \text{ m}$), u^* velocidade de fricção (ms^{-1}) e k é a constante de Von Karman (0,41).

Nesta etapa foram reunidas as informações sobre a velocidade do vento u (ms^{-1}) e a altura média da vegetação h (m) que ocupa a área onde está localizada a estação meteorológica. Dessa forma, foi obtido o coeficiente de rugosidade local Z_{0m} em função da altura média da vegetação segundo equação (Brutasert, 1982):

$$z_{0m} = 0,12 h \quad (21)$$

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

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (22)$$

Sabendo que: k é a constante de Von Karman (0,41), u_x é a velocidade do vento (ms^{-1}) na altura z_x (2,0 m, por exemplo) e Z_{0m} é o coeficiente de rugosidade (m).

Em seguida, considerando-se, ainda, a atmosfera em equilíbrio neutro, calcula-se a velocidade do vento ao nível de $z = 100$ m (u_{100} , ms^{-1}) chamada de “blending height” (altura da mistura), onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, e que será dada pela equação 23:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (23)$$

Considerando a hipótese de que u_{100} é constante em toda a cena estudada foi obtida a velocidade de fricção u^* (ms^{-1}) para cada pixel da imagem, através da equação:

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (24)$$

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

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (25)$$

O cálculo da diferença de temperatura próxima à superfície dT (°C) para cada pixel é obtida através da seguinte relação linear entre dT e T_s (temperatura da superfície):

$$dT = a + bT_s \quad (26)$$

onde os coeficientes a e b são obtidos com base nos dados do Balanço de Energia dos pixels âncoras (quente e frio).

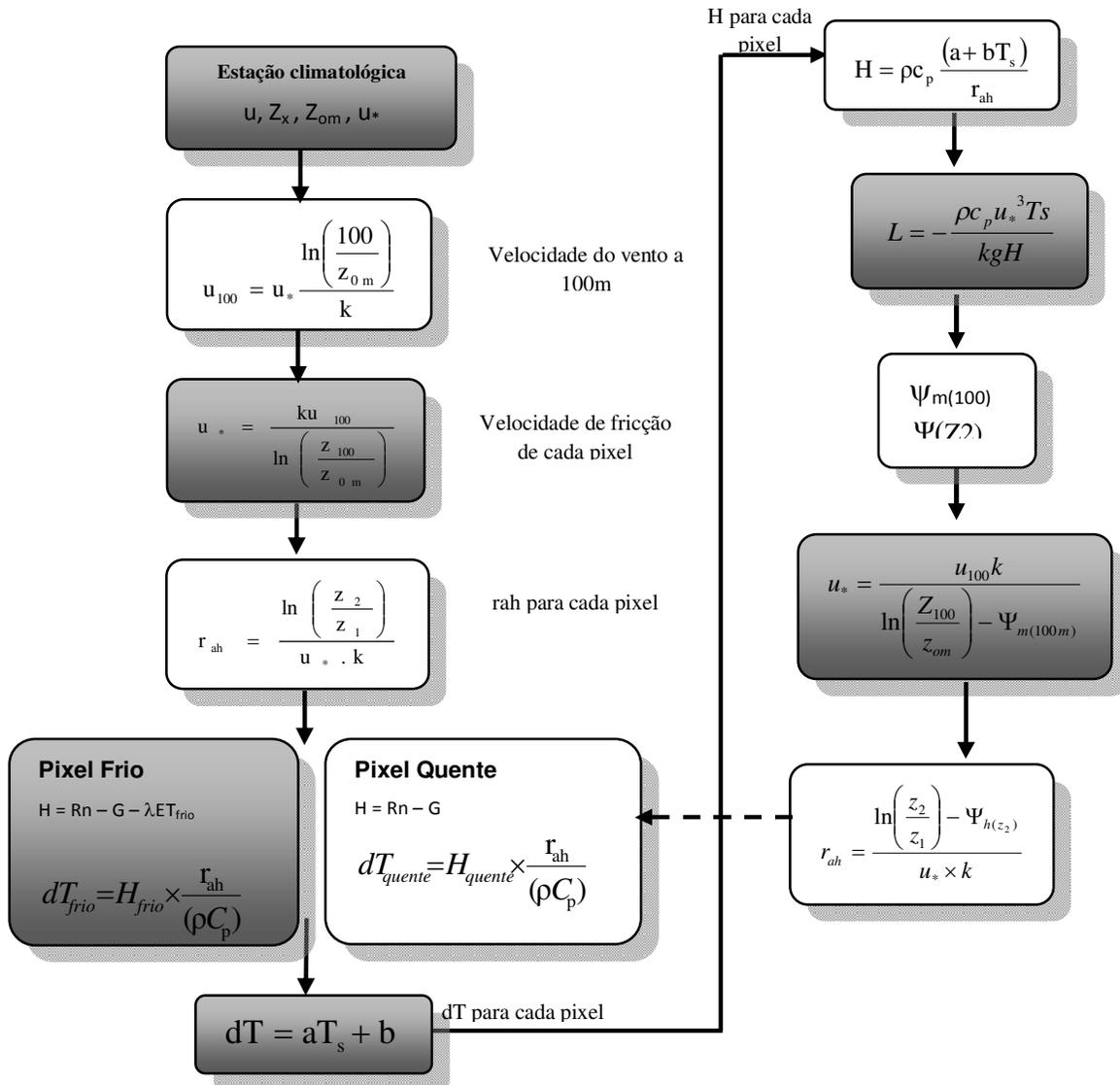


Figura 20 - Esquema ilustrativo do cálculo do Fluxo de Calor Sensível H

4.4.8 Pixel “Frio” e Pixel “Quente”

O pixel “frio” é selecionado para representar uma região bem irrigada e/ou de vegetação com excelente cobertura. Assim, foi assumido que $\lambda ET_{\text{frio}} = R_n - G$ (R_n = saldo de radiação à superfície; G = fluxo de calor no solo), isto é: toda a energia disponível é usada para evaporar a água, então $H_{\text{frio}} = 0$ para o pixel frio.

O pixel “quente” é localizado em áreas secas ou áreas onde há campos vazios, assumindo assim que não há evaporação nestas áreas. Devem ser evitadas áreas desérticas, áreas impermeabilizadas (asfaltos), telhados e áreas extremamente quentes.

Para o pixel “quente”, o fluxo de calor latente é nulo ($\lambda ET_{\text{quente}} = 0$) e o fluxo de calor sensível H_{quente} (Wm^{-2}) é dado segundo a equação 27:

$$H_{\text{quente}} = R_n - G = \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (27)$$

Considerando que T_s , R_n , G e r_{ah} são obtidos exatamente no pixel quente da imagem.

Com base nesses valores, obtém-se uma relação linear ($a + bT_s = r_{ah}(R_n - G) / \rho c_p$). Como no pixel frio $dT = 0$, ou seja, $a + bT_s = 0$, tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de a e b . Logo, pode-se obter H segundo a equação 27 (Figura 20).

4.4.9 Correção da estabilidade atmosférica

Os valores obtidos não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, somente, como valores iniciais de um processo iterativo, e que nas etapas seguintes são consideradas, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Dessa forma, devido aos efeitos turbulentos aquecerem a superfície e afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov. Sendo assim, esta teoria deve ser considerada no cálculo do fluxo de calor sensível, principalmente para as condições do pixel “quente”.

A atmosfera, em algum momento, pode apresentar as seguintes condições de estabilidade: instável, neutro e estável. As condições de estabilidade são consideradas durante

o cálculo do fluxo de calor sensível (H) porque eles afetam a resistência aerodinâmica do transporte de calor (rah). É assumida a condição inicial para a atmosfera neutra e a correção da estabilidade será posteriormente aplicada usando o comprimento de Monin-Obukhov, L (m), como indicador da estabilidade, sendo $L < 0$ (condição de instabilidade); $L > 0$ (condição de estabilidade) e $L = 0$ (condição de neutralidade). A seguir apresenta-se a equação do comprimento de Monin-Obukhov (Bastiaanssen, 2002), equação 28:

$$L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (28)$$

Onde: ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kgm}^{-3}$); c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$); u_* é a velocidade de fricção de cada pixel da imagem (ms^{-1}); T_s é a temperatura da superfície (K); g é a constante gravitacional ($9,81 \text{ ms}^{-2}$); H é o fluxo de calor sensível (Wm^{-2});

Dependendo das condições atmosféricas, os valores da correção atmosférica para o transporte de momentum e de calor (ψ_m e ψ_h), são calculados usando as equações citadas por Bastiaanssen(2002), equações da 29 a 37:

Se $L < 0$; condição instável:

$$\Psi_{m(100m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2}\right) - 2 \text{ARCTAN}(x_{(100m)}) + 0,5\pi \quad (29)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (30)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (31)$$

Em que,

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \times \frac{100}{L}\right)^{0,25} \quad (32)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \times \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (33)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \times \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (34)$$

Se $L > 0$; condição estável:

$$\Psi_{m(100m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \quad (35)$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (36)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (37)$$

Se $L = 0$; condição neutra: ψ_m e $\psi_h = 0$

Desta maneira, o valor corrigido para a velocidade de fricção u^* (ms^{-1}) e para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (sm^{-1}), são dados pelas equações 38 e 39 (Bastiaanssen, 2002):

$$u_* = \frac{u_{100}k}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right) - \Psi_{m(100m)}} \quad (38)$$

Onde: u_{100} é a velocidade do vento à 100 m de altura (ms^{-1}); k é a constante de Von Karman (0,41); Z_{om} é o comprimento da rugosidade de cada pixel (m); $\psi_m(100m)$ é a correção da estabilidade para o transporte do momentum à 100 m.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (39)$$

Em que, $Z_2 = 2,0$ m; $Z_1 = 0,1$ m; $\psi_h(Z_2)$ e $\psi_h(Z_1)$ são as correções da estabilidade para o transporte de calor à 2m e 1m, respectivamente.

Após obtidos os valores desses parâmetros, retorna-se ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos apresentados na Figura 20 até que se obtém estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}) para o pixel quente, cálculo iterativo.

Capítulo 5: Resultados e Discussão

5.1. Resultados para a Bacia do Taperoá:

São apresentados a seguir os resultados obtidos com o processamento dos dados espectrais de entrada do modelo. Os principais parâmetros estimados a partir do processamento da imagem TM. Os resultados foram avaliados através de processo de interpretação visual de mapas temáticos e de análises gráficas.

Conforme foi apresentado no capítulo 3, segue um resumo das principais características da Bacia Hidrográfica em questão.

A bacia hidrográfica do Rio Taperoá:

- Está localizada na parte central do Estado da Paraíba, na região do Cariri, e se localiza entre as coordenadas geográficas 6° 51' 31" e 7° 34' 21" de latitude sul e 36° 0' 55" e 37° 13' 9" de longitude oeste.

- O Taperoá, principal rio da bacia, de regime intermitente, nasce na Serra do Teixeira e desemboca no Rio Paraíba, no açude Boqueirão.

- A bacia do Rio Taperoá drena uma área de 5.667,49 km² e seu perímetro é de 435,75 km, estando inserida, segundo o método de Koeppen, numa região semi-árida quente, devido as médias pluviométricas baixas (< 400 mm/ano) e temperaturas médias mensais sempre superiores a 18 °C.

- Na região, observa-se que a maior concentração do total precipitado ocorre em um período aproximado de dois a quatro meses (janeiro a abril), correspondendo a 65% da pluviosidade anual. Quanto à temperatura, a média anual é de 24 °C, com um máximo em novembro/dezembro (28 °C) e um mínimo em julho/agosto (21 °C).

Considerando estas informações gerais, e utilizando a metodologia apresentada, são apresentados a seguir os resultados encontrados para esta bacia hidrográfica.

5.1.1. Pré-processamento das imagens

A ortorretificação foi realizada como apresenta-se nas Figuras 21 e 22. Este procedimento foi realizado para todas as imagens utilizadas no estudo, tornando possível melhorar a qualidade das imagens tanto para interpretação visual quanto para o

processamento digital das imagens, minimizando assim, os efeitos de deslocamento unidimensional do relevo e de distorção tangencial da escala.



Figura 21 – Imagens antes da Orto-retificação



Figura 22 – Imagem ortoretificada

Como mencionado anteriormente, todos os procedimentos necessários para a ortoretificação das imagens foram realizados em ambiente computacional através do software de processamento digital de imagens utilizado (Erdas Imagine) e as imagens que serviram como referência para a ortoretificação foram obtidas diretamente da Agência Espacial Americana (NASA) através dos dados disponibilizados pelo projeto Geocover (Landsat, 2000).

5.1.2. Obtenção da Temperatura de Superfície

5.1.2.1. Radiância e Reflectância

Através do cálculo da radiância o valor do pixel foi convertido em energia solar refletida por cada pixel da imagem. Para tanto, utilizou-se os dados das Tabelas em anexo. De acordo com a Equação 2 e de posse das cartas de radiância, são obtidos os valores da reflectância que representam a capacidade de um objeto de refletir a energia radiante, isto é, uma relação entre o fluxo de radiação refletida e o fluxo de radiação incidente.

Para a análise dos valores da reflectância foram confeccionados mapas utilizando uma combinação colorida das bandas espectrais 5, 4, 3/RGB composição falsa cor, onde pode-se observar que na bacia do Taperoá no decorrer da década de 90 (Figuras 23, 24 e 25), ocorreu uma mudança no uso do solo. Na Tabela 19 é possível perceber o crescimento demográfico de alguns municípios que compõem a Bacia do Taperoá.

De um modo geral, neste tipo de composição colorida de imagens, observa-se uma variedade de tons: as áreas em tons *magenta* representam áreas com pouca vegetação, a coloração *verde* representa as áreas com vegetação e *azul* os corpos d'água. Analisando as áreas *esverdeadas*, observa-se uma mudança na resposta espectral dos respectivos alvos. Esta pode ser atribuída ao fato de ocorrer mudanças no uso do solo da bacia ao longo dos anos e/ou por se tratar de uma região onde a resposta da vegetação é muito rápida com relação à ocorrência ou não de precipitação. Sendo as imagens utilizadas de diferentes períodos do ano e também obtidas em meses distintos, o segundo fator tem uma contribuição muito mais expressiva.

As Figuras 26 e 27 apresentam a precipitação mensal para os anos que as imagens foram obtidas. Neles, observam-se informações de cinco postos pluviométricos da Bacia estudada para o ano de 1990 e de onze postos para o ano de 1999, justifica-se este fato pela indisponibilidade de dados nos períodos requeridos. Estes são apresentados para que seja possível uma visão geral do comportamento da precipitação nos anos analisados. Estes gráficos dão suporte a este tipo de análise ao apresentarem de uma forma geral o comportamento da precipitação mensal para o ano de 1999 na região estudada. Como houve uma maior ocorrência de chuvas anteriores ao mês de abril de 1999 a vegetação apresenta-se mais exuberante e visível na imagem (Figura 24), o que não se verifica na imagem de outubro de 1999 (Figura 25). As tabelas 17 e 18, obtidas junto à AESA e UFCG, reforçam esta análise.

Tabela 17 - Total Precipitado (mm) - Anual e Mensal - 1999 . Fonte: AESA

Ano - 1999	Boa Vista	Boqueirão	Cacimba de Areia	Desterro	Gurjão	Juazeirinho	Olivedos	Pocinhos	Serra Branca	São José dos Cordeiros	Soledade	Taperoá
Estação/Meses												
Janeiro	19,00	20,10	15,30	52,30	0,00	20,80	2,30	2,90	0,00	0,00	2,80	0,90
Fevereiro	35,60	33,00	55,50	57,20	6,80	15,00	16,00	37,10	11,50	33,00	3,00	20,60
Março	62,00	50,20	287,10	104,60	49,60	97,30	28,50	59,90	66,30	125,00	71,10	164,30
Abril	3,60	13,30	0,00	0,00	13,20	6,30	19,40	25,50	1,40	0,00	4,60	0,00
Mai	21,70	38,30	351,00	147,10	8,60	151,00	45,90	32,50	12,20	113,80	16,40	78,20
Junho	20,40	25,40	3,20	3,80	9,00	8,50	11,90	9,70	24,40	12,90	9,00	10,10
Julho	28,30	46,10	15,40	26,90	30,40	28,30	29,80	51,00	45,60	46,00	12,30	51,20
Agosto	8,00	5,30	0,00	0,00	0,00	1,60	8,00	12,50	1,20	0,00	4,50	0,00
Setembro	1,80	2,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	1,90	0,00	0,00	0,00	0,00
Outubro	9,10	15,00	23,00	7,50	0,00	3,50	6,30	5,70	19,00	0,00	11,20	1,20
Novembro	0,00	0,00	43,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,80
Dezembro	54,70	16,40	117,60	159,50	25,80	9,30	10,50	12,50	71,00	55,50	28,10	78,90
Total Anual	264,2	265,3	911,6	558,9	143,4	341,6	179,4	251,2	252,6	386,2	163	410,2

Tabela 18 - Total precipitado (mm) - mensal e anual - 1999 . Fonte: UFCG

Ano - 1999	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Mai	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	Total Anual
Estação Climatológica da Bacia Escola São João do Cariri	1,20	4,70	35,60	23,30	31,60	20,40	36,40	4,10	0,00	7,90	0,10	31,10	196,4

Tabela 19 – População de alguns Municípios que compõem a Bacia do Taperoá (Fonte: IDEME, 2009)

Municípios	População 1991	Participação no Estado(%)	População 2000	Participação no Estado(%)	População 2007	Participação no Estado(%)
Estado	3.201.114	100,00	3.443.825	100,00	3.641.395	100,00
Cabaceiras	4.340	0,14	4.290	0,12	4.907	0,13
Livramento	7.029	0,22	7.605	0,22	7.105	0,20
Olivedos	3.392	0,11	3.194	0,09	3.489	0,10
Soledade	11.175	0,35	12.061	0,35	13.128	0,36
Taperoá	13.994	0,44	13.299	0,39	14.715	0,40

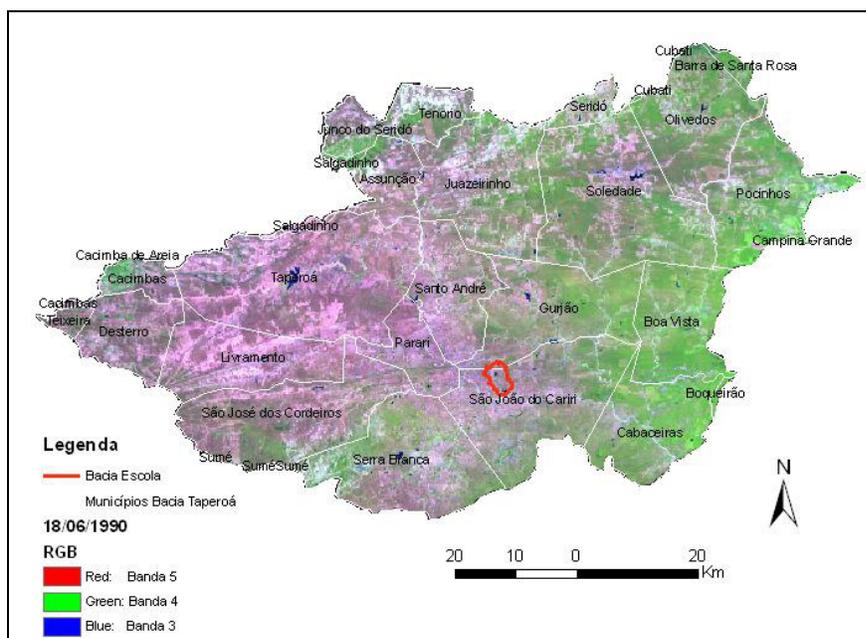


Figura 23 - Recorte da imagem da Bacia do Rio Taperoá para o dia 18/06/1990

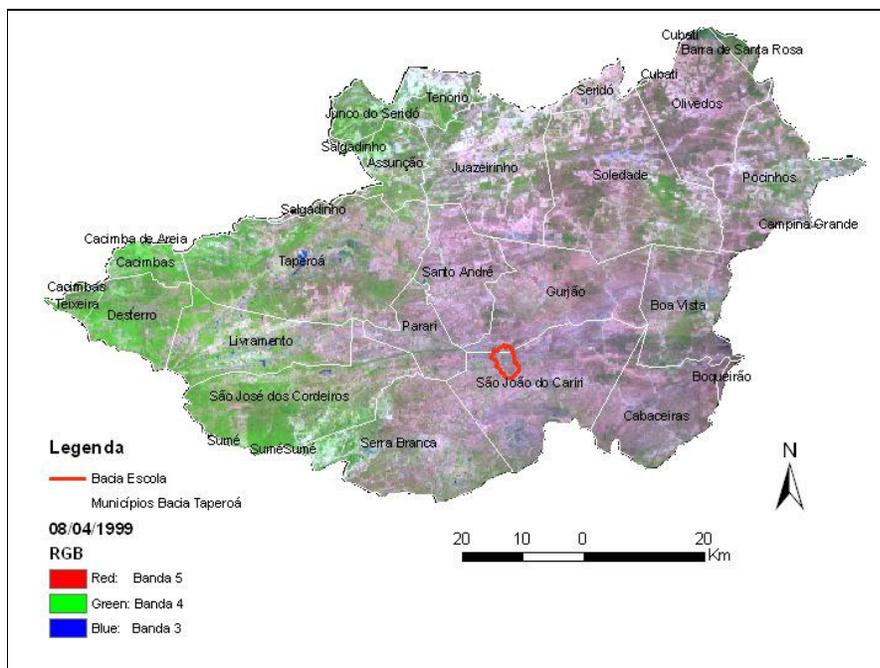


Figura 24 - Recorte da imagem da Bacia do Rio Taperoá para o dia 08/04/1999.

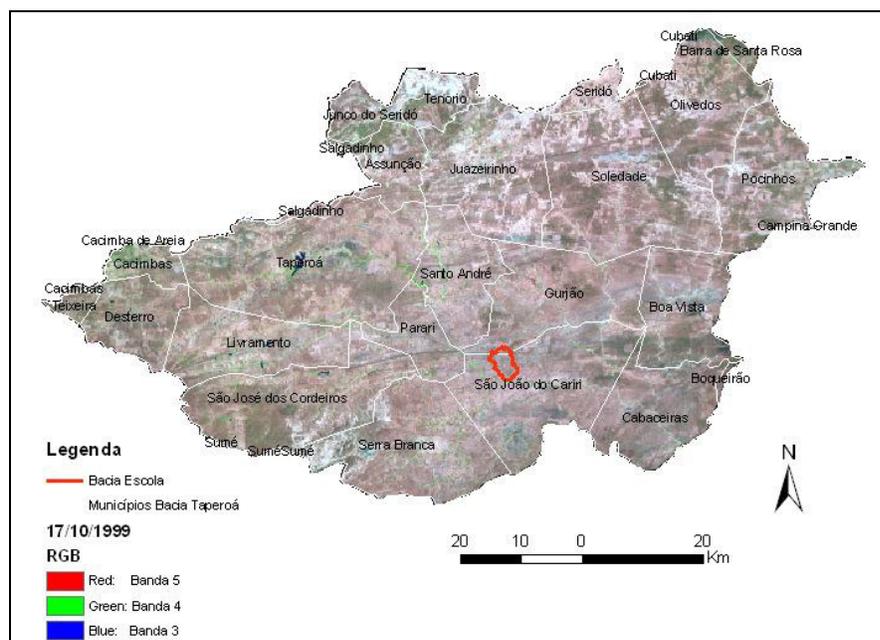


Figura 25- Recorte da imagem da Bacia do Rio Taperoá para o dia 17/10/1999.

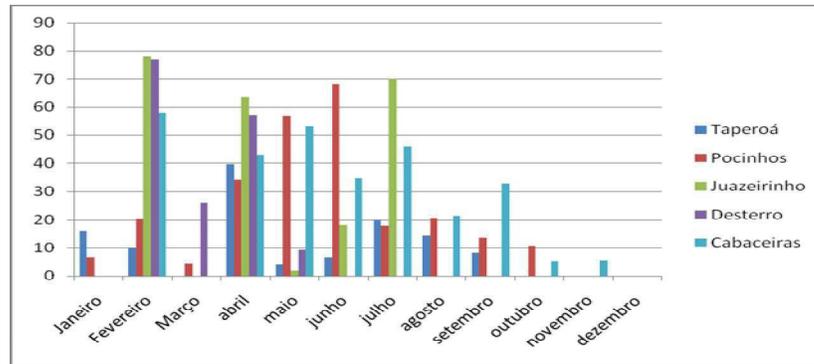


Figura 26 - Precipitação Mensal para postos da região - 1990

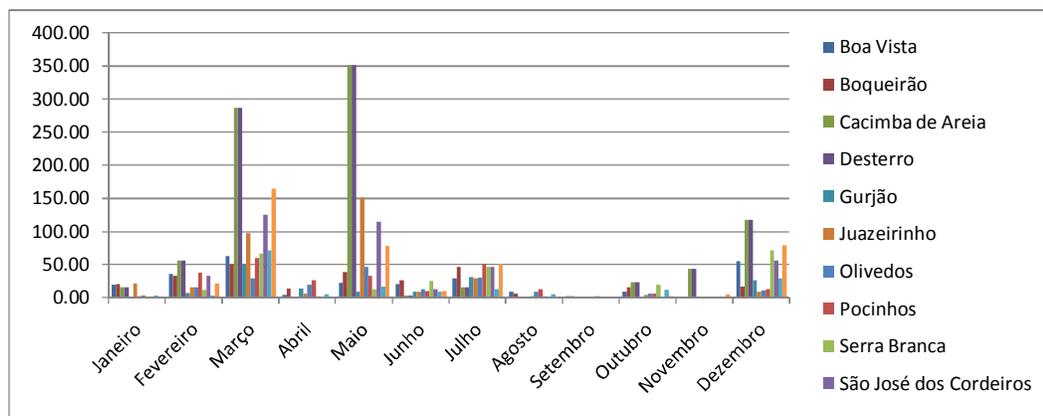


Figura 27 - Precipitação Mensal dos postos da região - 1999

5.1.2.2. Índices de vegetação: NDVI, SAVI e IAF

NDVI

As Figuras 28, 29 e 30 apresentam os mapas de NDVI obtidos para os anos de 1990 e 1999. Na região da Bacia, observa-se, comparando os mapas, uma mudança nos valores dos índices de vegetação para grande parte da área da bacia, sendo mais expressiva esta mudança quando são analisados os municípios de Soledade, Boa Vista, Gurjão e Serra Branca, Cabaceiras e São João do Cariri. Nestas cidades, verifica-se uma diminuição do NDVI. Já nas cidades de Taperoá, Desterro e Livramento, observa-se o aumento no índice de vegetação no decorrer do tempo. Esta resposta está intimamente ligada à ocorrência ou não de precipitação na bacia.

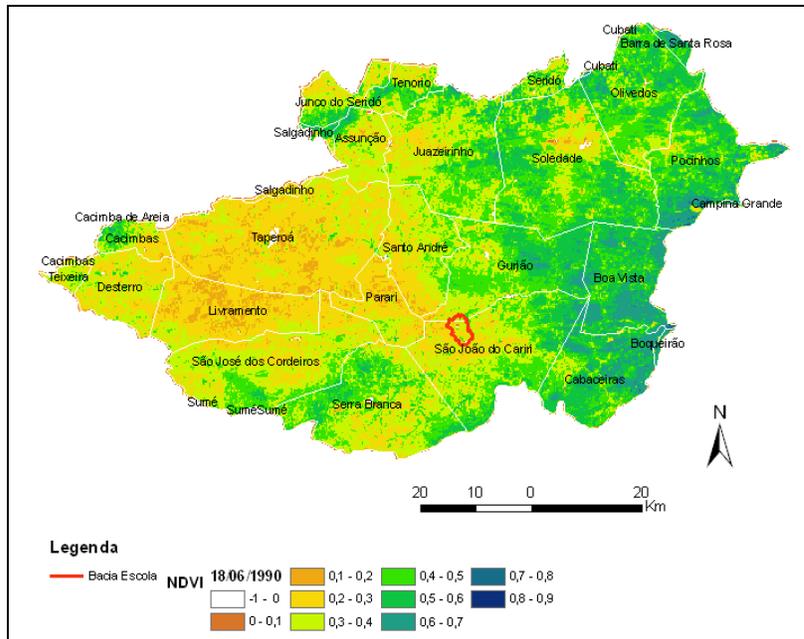


Figura 28 - Imagens classificadas do NDVI do dia 18/06/1990.

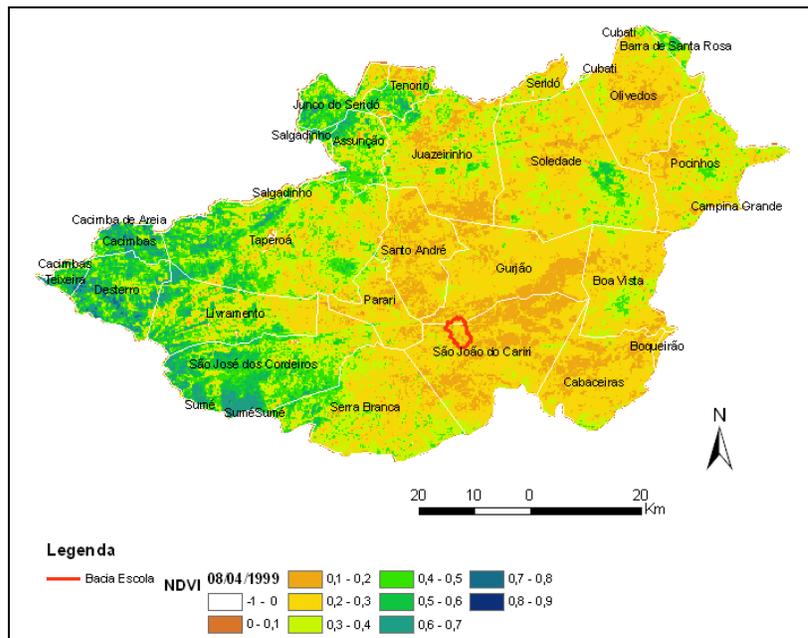


Figura 29 - Imagens classificadas do NDVI do dia 08/04/1999.

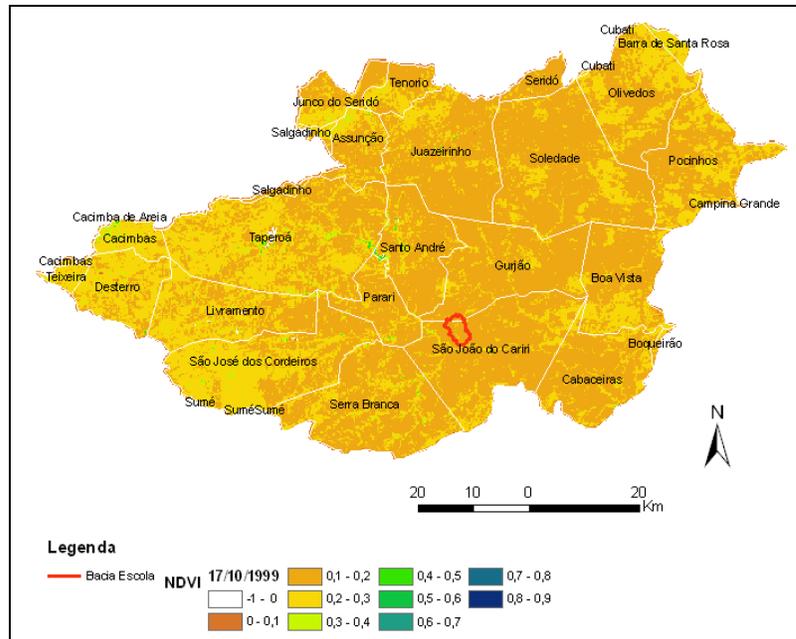


Figura 30- Imagens classificadas do NDVI do dia 17/10/1999.

As figuras 31 a 43 apresentam os dados de precipitação diária (mm) para o ano de 1999 para auxiliar a análise, visto que as imagens desse ano apresentaram maior disparidade entre os índices e também por possuir maior quantidade de dados disponível.

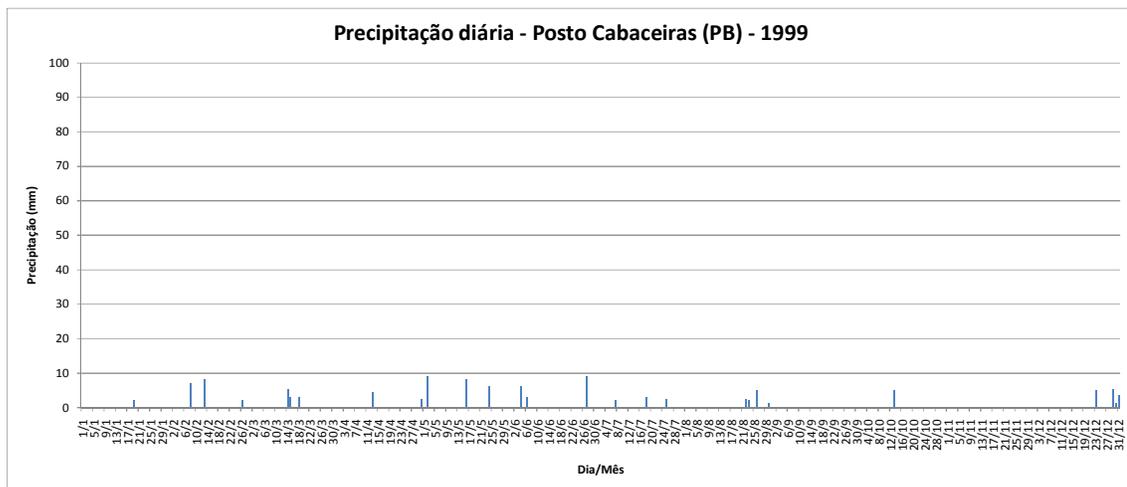


Figura 31 - Precipitação diária – Posto Cabaceiras -1999

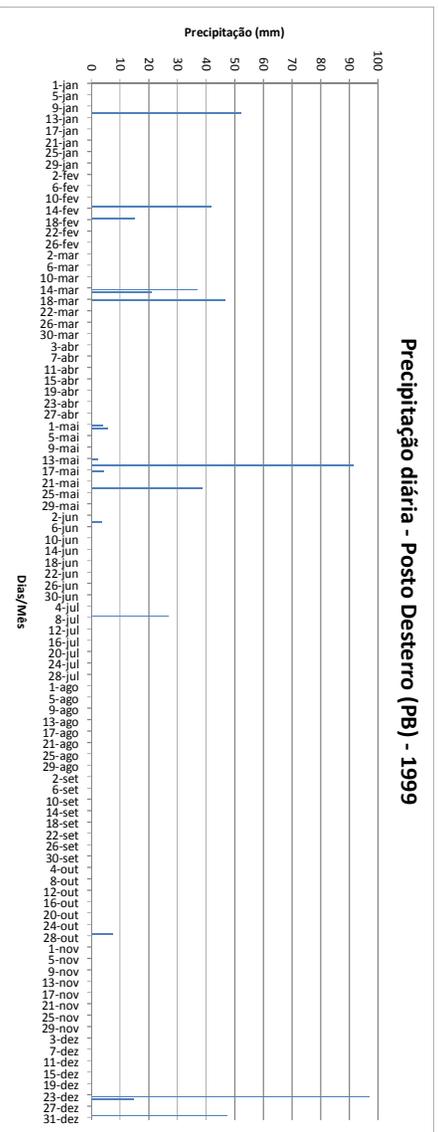


Figura 32 - Precipitação diária – Posto Desterro -1999

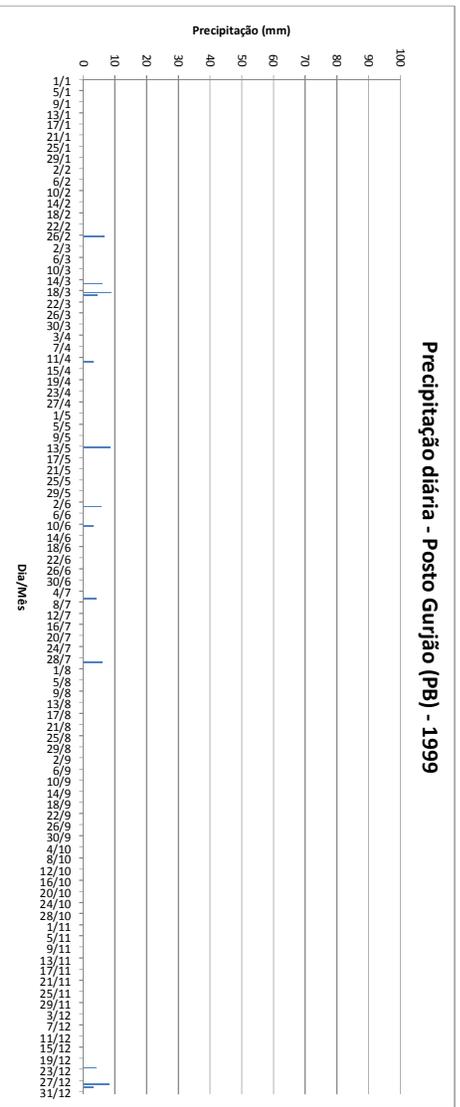


Figura 33 - Precipitação diária - Posto Gurjão -1999

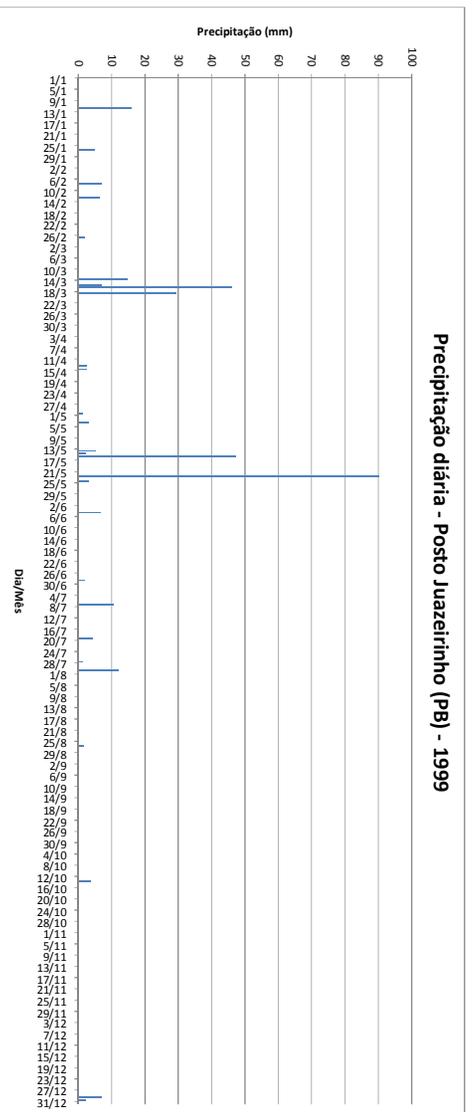


Figura 34 - Precipitação diária – Posto Juazeirinho -1999

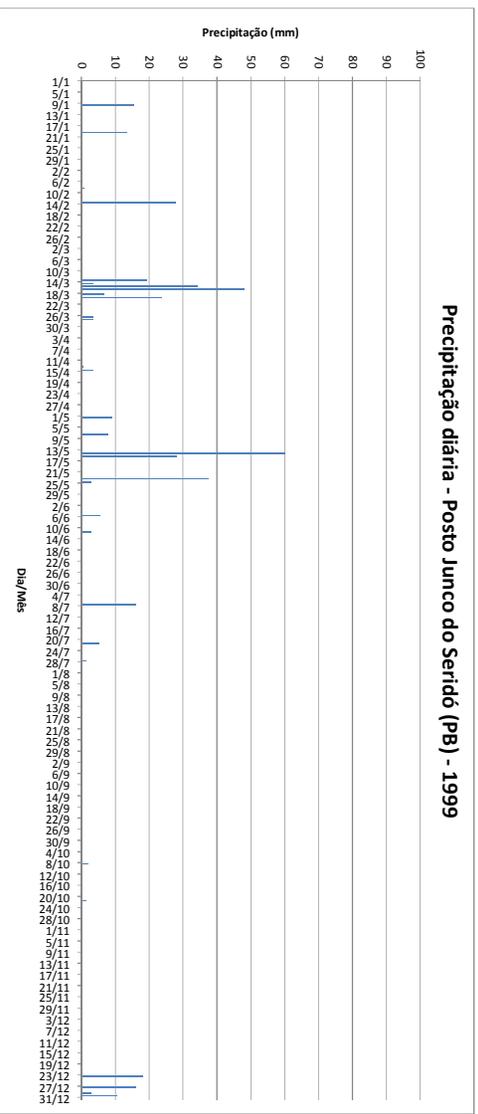


Figura 35 - Precipitação diária – Posto Junco do Seridó - 1999

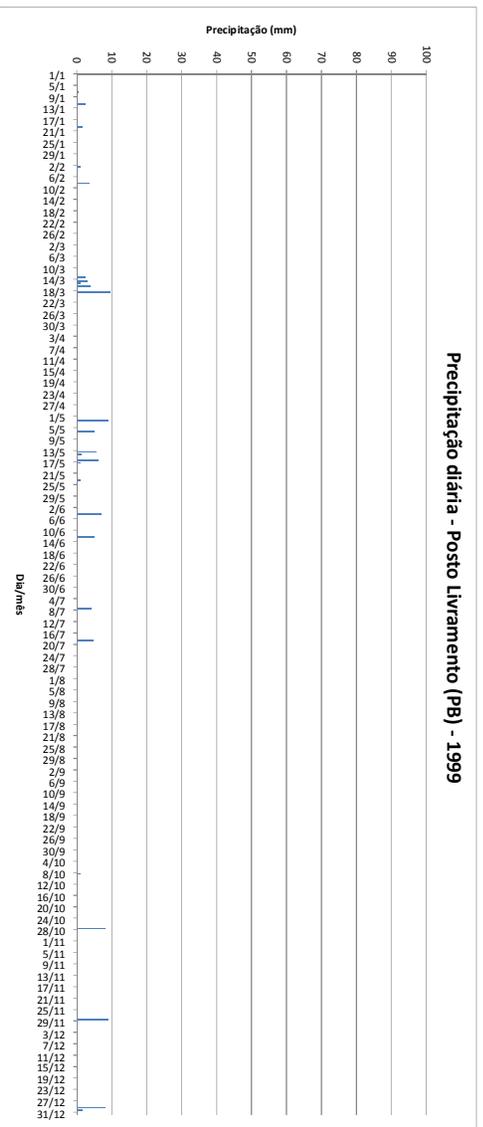


Figura 36 - Precipitação diária – Posto Livramento - 1999

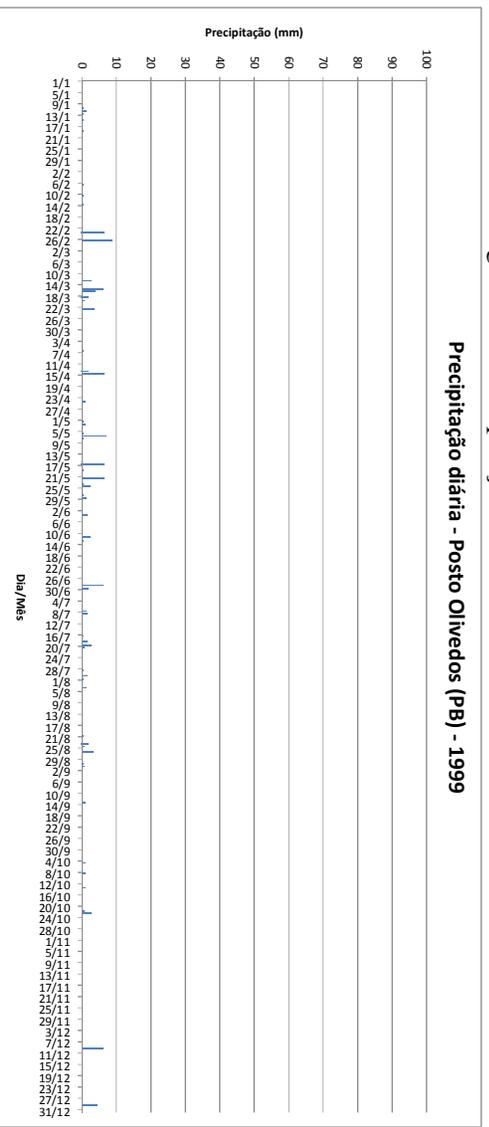


Figura 37 - Precipitação diária – Posto Olivados - 1999

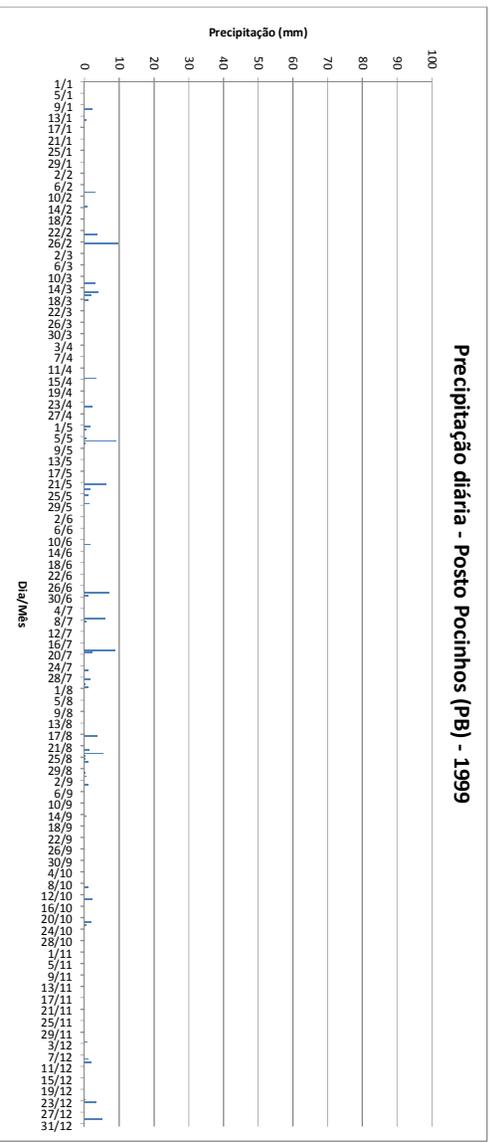


Figura 38 - Precipitação diária – Posto Pocinhos -1999

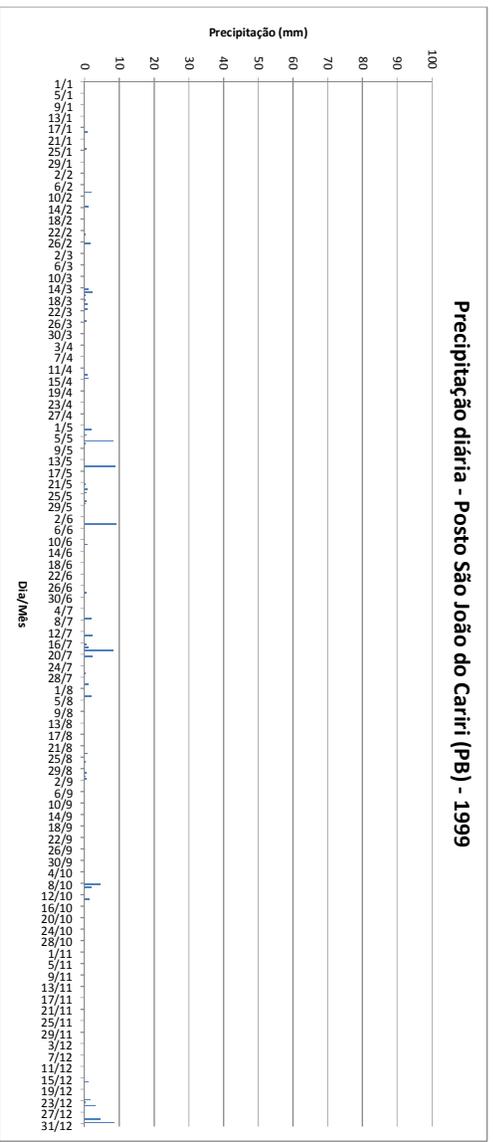


Figura 39 - Precipitação diária – Posto São João do Cariri -1999

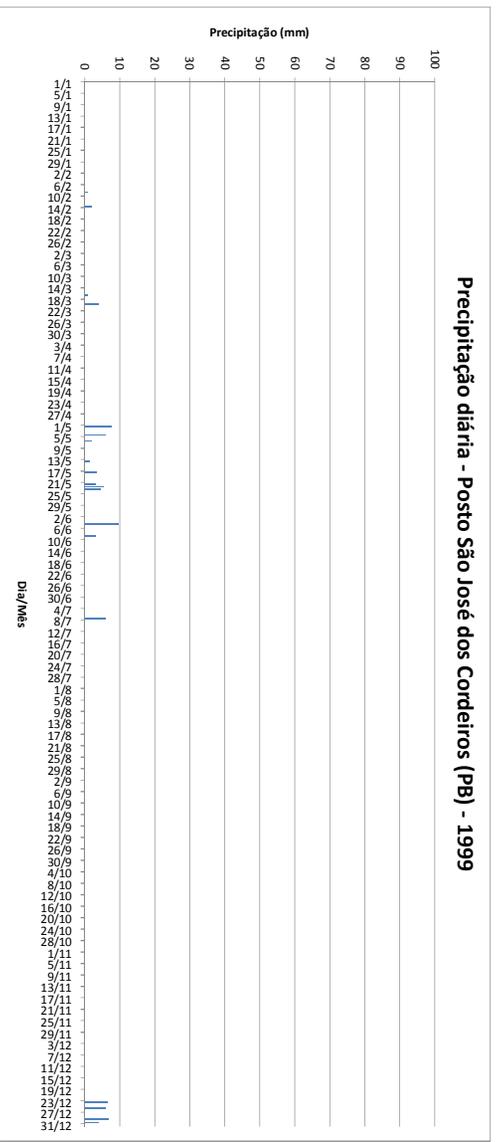


Figura 40 - Precipitação diária – Posto São José dos Cordeiros -1999

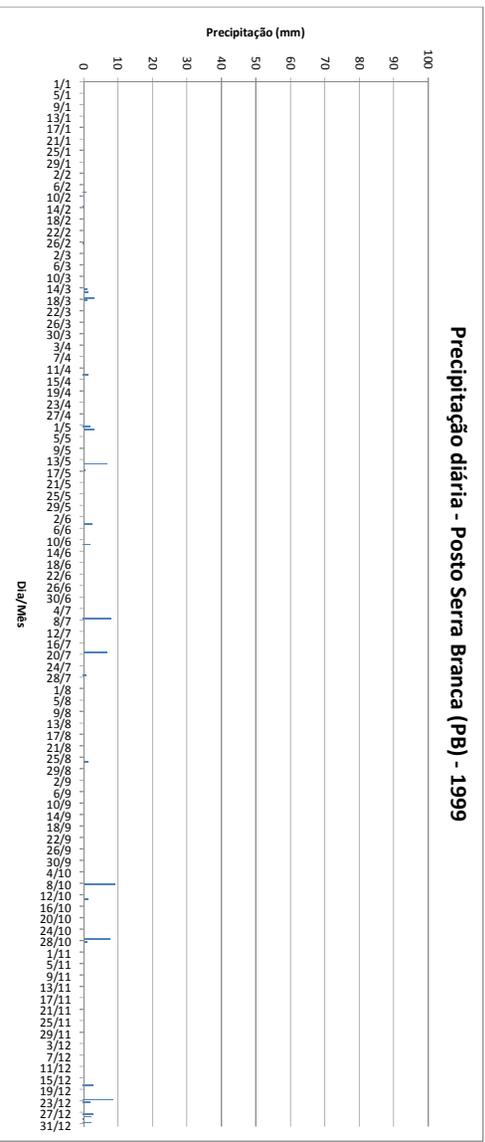


Figura 41 - Precipitação diária – Posto de Serra Branca -1999.

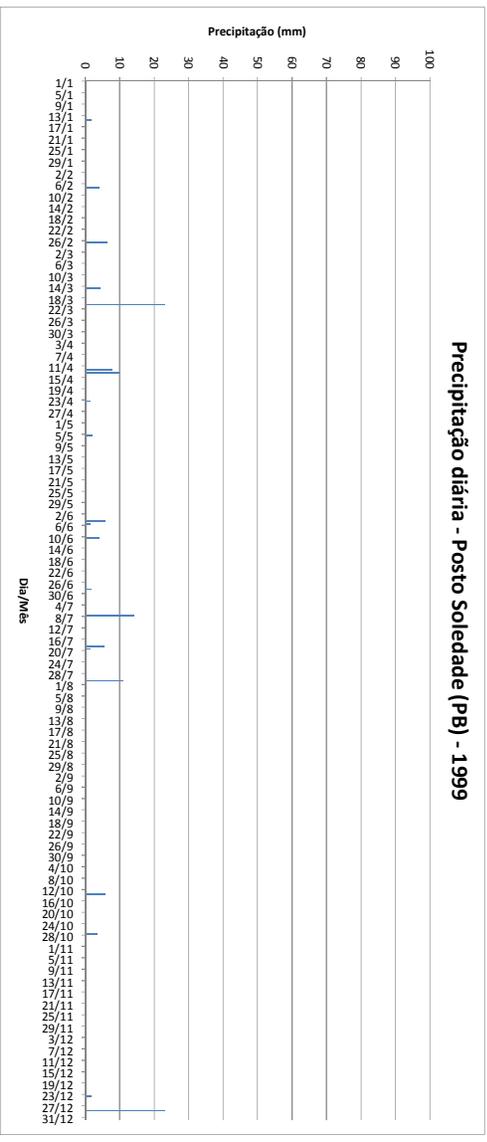


Figura 42 - Precipitação diária – Posto Soledade -1999

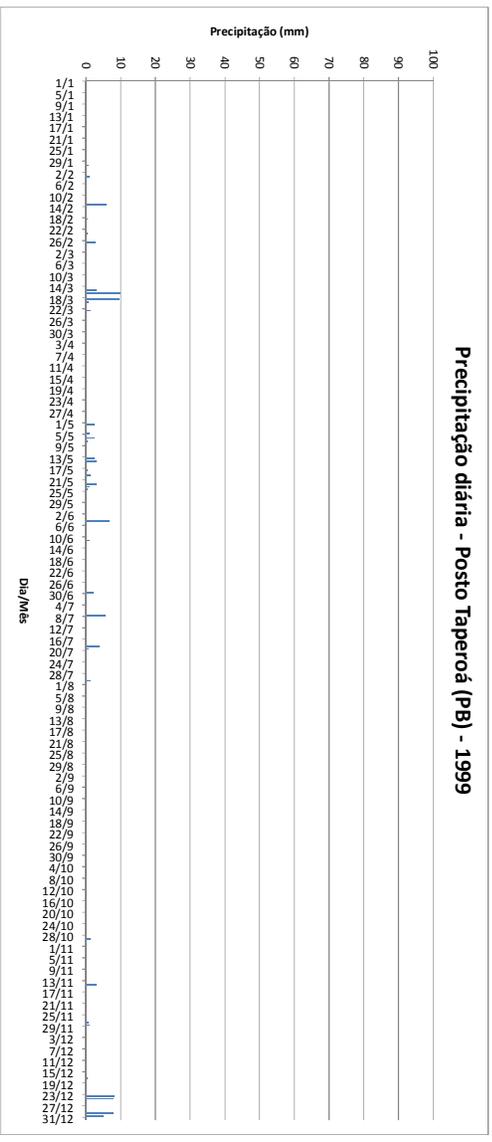


Figura 43 - Precipitação diária- Posto Taperoá -1999

É possível identificar um decréscimo do NDVI, através de uma análise comparativa entre as Figuras 29 e 30 observando-se as cidades dos postos pluviométricos citados e de acordo com os gráficos apresentados. Assim, para o ano de 1999, pode-se afirmar que de forma geral a pluviometria registrada nos meses que antecederam as imagens (janeiro, fevereiro e março) pode ser considerada alta. Já para o mês de outubro não foi registrada uma alta ocorrência de chuvas, nem no mês que o precede. Dessa forma, em toda região estudada, observou-se um decréscimo do NDVI, em relação aos meses de abril e outubro do ano de 1999, isto pode ser observado tomando como referência a média dos valores de NDVI para toda bacia que é: 0,167 para 08/04/1999 e 0,10 para 17/10/1999. Para a imagem do dia 18/06/1990 têm-se um valor médio de NDVI de 0,208, sendo este superior aos demais valores citados.

Para ilustrar melhor esta realidade a Figura 44 apresenta a vegetação encontrada na estação chuvosa, nas proximidades da cidade de São João do Cariri.



Figura 44 - Caatinga Semi-Aberta nas proximidades da Cidade de São João do Cariri (estação chuvosa, ano 2007) (Fonte: Souza, 2008)

De maneira geral, vislumbra-se a importância de estudos comparativos entre estes índices, pois, pode-se visualizar a evolução crescente ou decrescente da vegetação e pode-se ajudar a estudos como o de Souza *et al* (2004) a respeito da evolução da cobertura da vegetação, para os anos de 1990 a 1996, constatando que para os municípios de Cabaceiras e São João do Cariri que houve um decréscimo significativo em relação ao desenvolvimento da vegetação densa, sendo a situação mais preocupante para o último município, o qual, segundo aquele estudo, encontra-se susceptível ao processo de desertificação.

SAVI

Nas Figuras 45, 46 e 47 estão representadas as imagens classificadas do índice de vegetação ajustado SAVI. Em um estudo desenvolvido para o estado de Pernambuco, usando imagem TM-Landsat 5, Giongo *et al.* (2007) obteve para o SAVI os valores de, 0,521 e 0,121, como, máximo e média, respectivamente. Os baixos valores encontrados refletem uma menor densidade de cobertura vegetal da área estudada. Fazendo uma comparação com valores encontrados neste estudo, a bacia em questão também teria tal classificação para sua vegetação, mas vale salientar que esta classificação seria para os dias e períodos registrados nas imagens, pois a resposta espectral como já foi mostrado no item anterior sofre interferência da precipitação. O SAVI é utilizado para fazer o ajuste do solo, uma vez que, as características do solo têm uma considerável influência no espectro de radiação proveniente de dosséis vegetais esparsos, e conseqüentemente no cálculo dos índices de vegetação (Huete, 1988 *apud* Ponzoni & Shimabukuro, 2007). Observa-se pelas imagens, que os valores de SAVI não excederam 0,25 o que é considerado um valor muito baixo e um indicador de uma menor densidade de cobertura vegetal, e assim o solo dessa região pode ter contribuído na resposta do índice de vegetação normalizada (NDVI). Realizando uma análise temporal em relação aos anos de 1990 a 1999, pelos valores médios obtidos (Tabela 20), tem-se o decréscimo entre os valores, sendo este mais significativo quando se compara ao valor obtido para o mês de outubro de 1999.

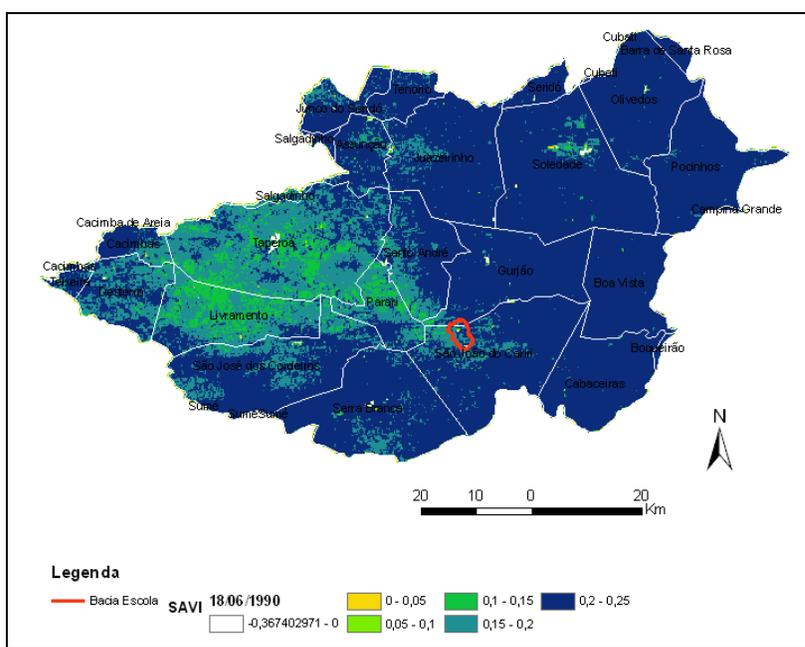


Figura 45- Imagem classificada do SAVI para o dia 18/06/1990

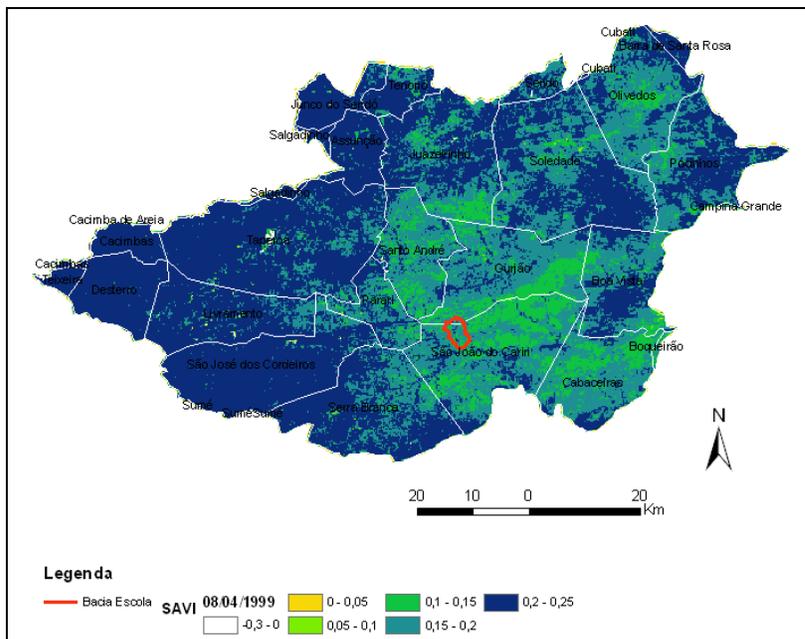


Figura 46- Imagem classificada do SAVI para o dia 08/04/1999.

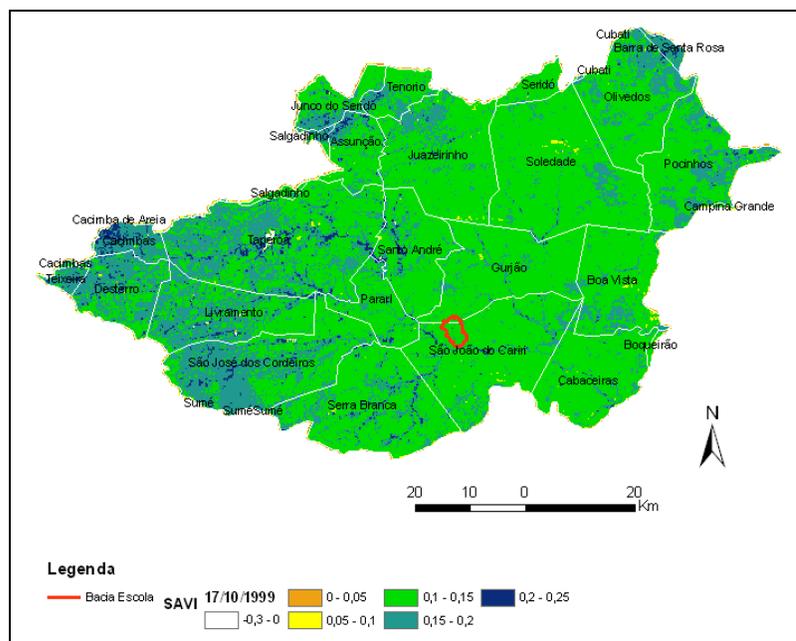


Figura 47- Imagem classificada do SAVI para o dia 17/10/1999.

Tabela 20 - Valores médios de SAVI

Data	SAVI (valores médios)
18/06/1990	0,14
08/04/1999	0,125
17/10/1999	0,07

IAF

Nas Figuras 48, 49 e 50 são representadas as imagens classificadas do índice de área foliar IAF. Este índice é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem. Com valores obtidos de IAF, é coerente afirmar que a vegetação da bacia é de pequeno porte, vegetação característica da região semi-árida, onde esta apresenta poucas folhas, pequena dimensão e quedas das folhas na estação seca. Para regiões onde os valores do NDVI e SAVI são baixos, apresentam também, valores muito baixos do índice de área foliar, isto pode ser observado, em uma análise comparativa temporal, entre os anos de 1990 e 1999 (Figuras 48 e 49). Observa-se que os valores de maior magnitude e menor, estão localizados geograficamente em regiões oposta da Bacia, isto justifica-se pela ocorrência de chuva na região nos períodos analisados (ver gráficos das figuras 31 a 43).

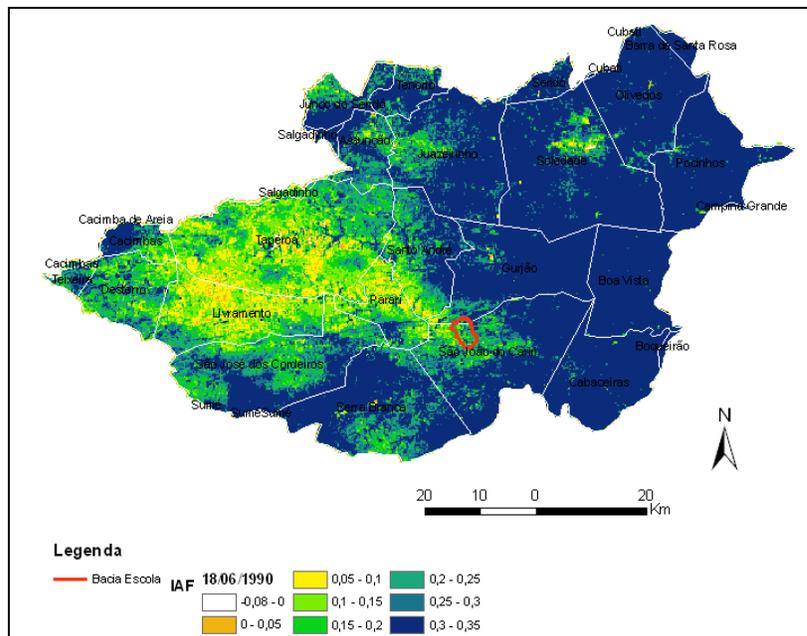


Figura 48- Imagem classificada do IAF para o dia 18/06/1990

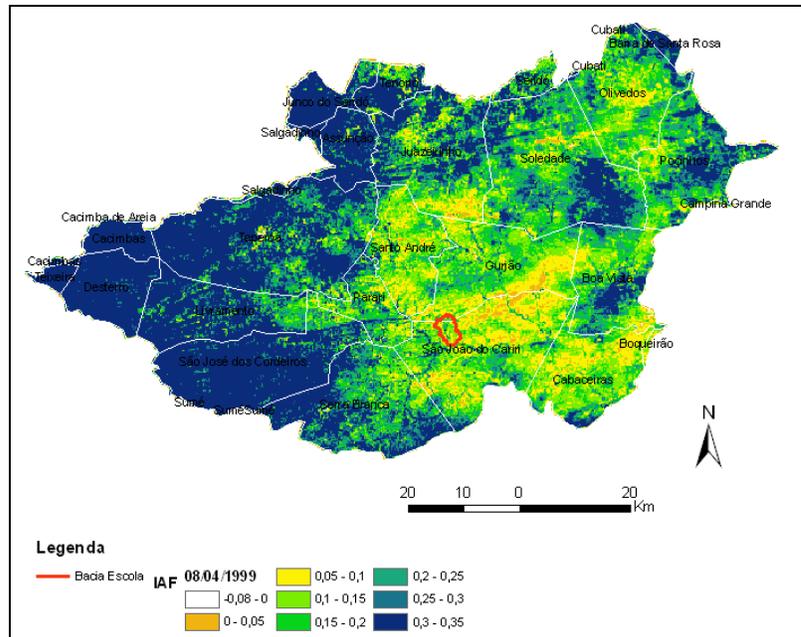


Figura 49- Imagem classificada do IAF para o dia 08/04/1999

Observando as Figuras 48 e 49, verifica-se que a vegetação, em termos de biomassa teve um decréscimo para toda a região de estudo, fato este devido ao período do ano que as imagens foram adquiridas. Na Figura 50 encontram-se os valores mais baixos de IAF, como era esperado, uma vez que neste período também verificou-se o menor valor do NDVI (Figura 30), sendo estes devido ao período considerado seco.

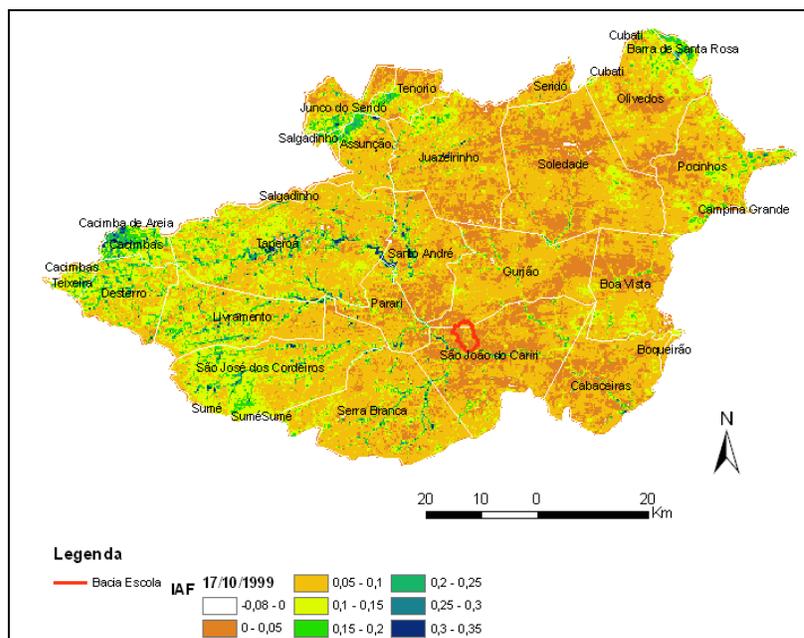


Figura 50- Imagem classificada do IAF para o dia 17/10/1999.

5.1.2.3. Emissividade e Temperatura de Superfície

Emissividade

Em superfícies terrestres, a emissividade na faixa do infravermelho termal varia principalmente em função da presença de água no solo ou na cobertura vegetal. Uma vez que a emissividade do solo varia de 0,85 a 0,99, dependendo do tipo de solo e de sua umidade, enquanto que a vegetação tem valores em torno de 0,98 (Salisbury e D'Aria, 1992).

A falta de água provoca o estresse hídrico das plantas e conseqüentemente secas nas áreas, diminuindo a emissividade média para região. Nota-se, comparando as Figuras 51, 52 e 53 uma discreta mudança na tonalidade de cinza o que caracteriza diminuição do valor da emissividade.

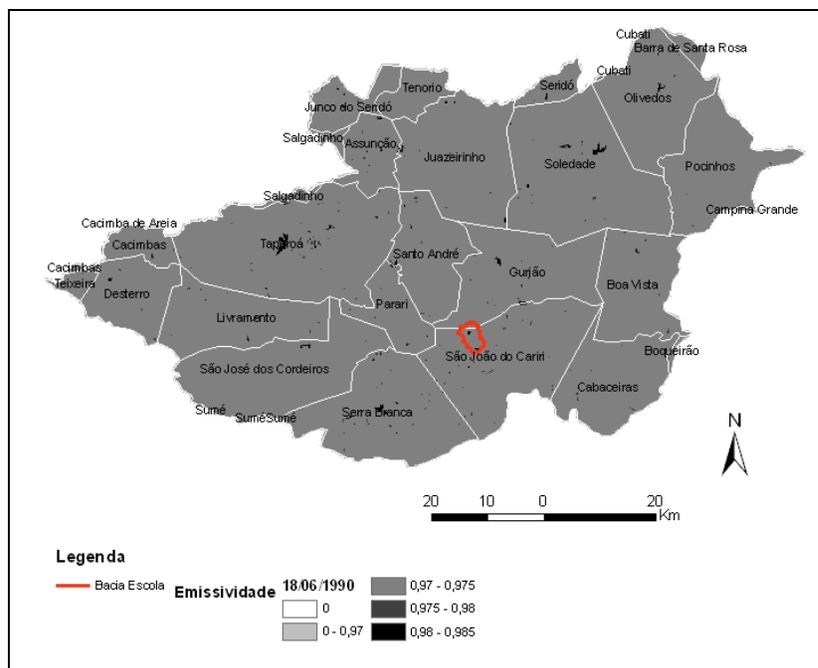


Figura 51- Imagem classificada da emissividade da superfície para o dia 18/06/1990.

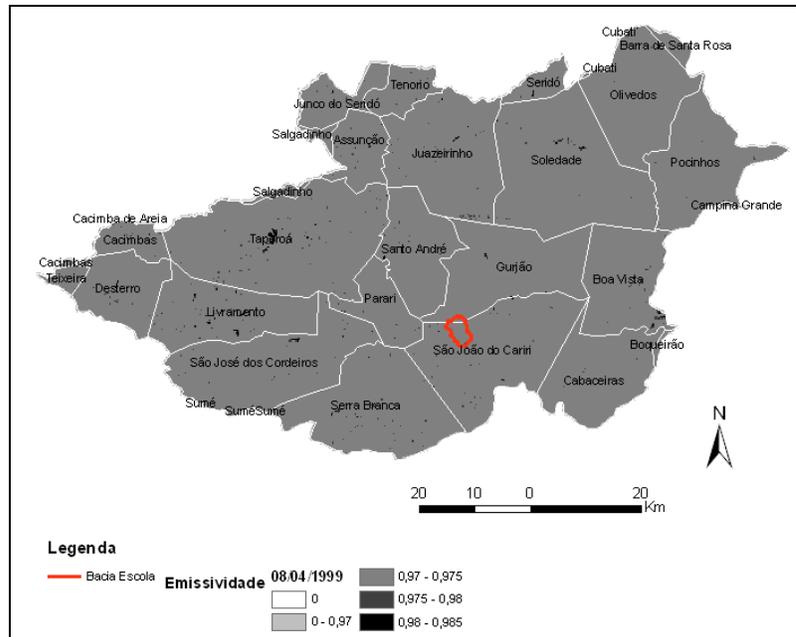


Figura 52- Imagem classificada da emissividade da superfície para o dia 08/04/1999.

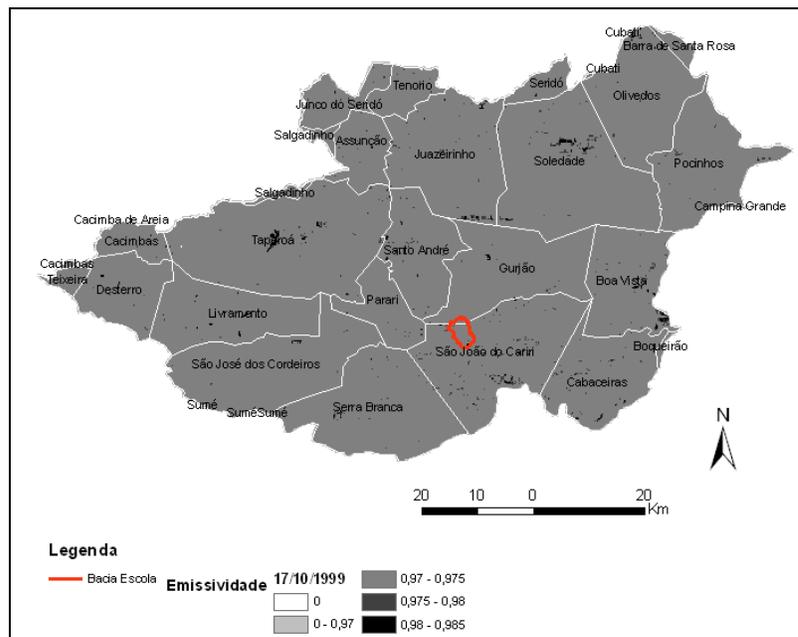


Figura 53 - Imagem classificada da emissividade da superfície para o dia 17/10/1999.

Temperatura de Superfície:

A análise temporal dos dados de temperatura aponta uma tendência ao aumento dos valores de temperatura de superfície. As Figuras 54, 58 e 59 representam as imagens da temperatura da superfície (TS) para os anos de 1990 e 1999. Nas figuras, as tonalidades em cor branca e rosa claro representam os menores valores de temperatura (inferiores a 21 ° C), as áreas com tonalidade verde representam os valores intermediários da temperatura que variam de 25°C até 29°C. Os tons que variam do laranja ao marrom representam valores 29°C a 37°C respectivamente.

Na análise comparativa das imagens pode-se ver entre os anos estudados que os menores valores da temperatura foram observados em 1990 e os maiores valores em 1999, para todos os períodos avaliados. Esse fato também pode ser notado através dos valores médios obtidos da estação meteorológica da Bacia Escola de São João do Cariri (Tabelas 21 e 22), mesmo que com uma discrepância menor. Nas tabelas 21 e 22 são apresentados os valores médios mensais de temperatura do solo há 2 cm (dois centímetros) de distância do solo.

Tabela 21 - Dados médios mensais para o ano de 1990 (Fonte: UFCG, 2008).

Mês/Ano	jan/90	fev/90	mar/90	abr/90	mai/90	jun/90	jul/90	ago/90	set/90	out/90	nov/90	dez/90	Média Anual
Temperatura Média	36,8°C	31,4°C	39,6°C	35,5°C	35°C	28,7°C	31,3°C	32°C	35,5°C	37,1°C	37,7°C	40,1°C	35,05°C

Tabela 22 - Dados médios mensais para o ano de 1999 (Fonte; UFCG, 2008)

Mês/Ano	jan/99	fev/99	mar/99	abr/99	mai/99	jun/99	jul/99	ago/99	set/99	out/99	nov/99	dez/99	Média Anual
Temperatura Média	39,7°C	34,3°C	37,5°C	35,9°C	34,2°C	32,2°C	30,7°C	32,2°C	35,7°C	38,1°C	38,7°C	37°C	35,5°C

Analisando as imagens classificadas da temperatura da superfície verifica-se que em janeiro de 1990 esta era mais amena em toda a região, sendo estes valores aumentados para o ano de 1999, mesmo levando em consideração períodos distintos do ano, valores de temperatura da ordem de 30 °C. Tal acréscimo de temperatura pode ser atribuído ao fato de, ao longo dos anos, a Bacia poder apresentar uma maior quantidade de solo exposto distribuída e como é evidenciado nas Figuras de 26 a 40, esta variável, temperatura, tem seu valor influenciado pela ausência de chuva, nos meses e dias que precedem as imagens analisadas. Através dos histogramas (Figuras 55, 56, e 57) e pela Tabela 23, esta afirmativa é corroborada, uma vez que, os valores médios para toda a bacia tiveram um aumento de 1990 a 1999 de 10 °C e do período chuvoso para o seco de um grau (valores médios).

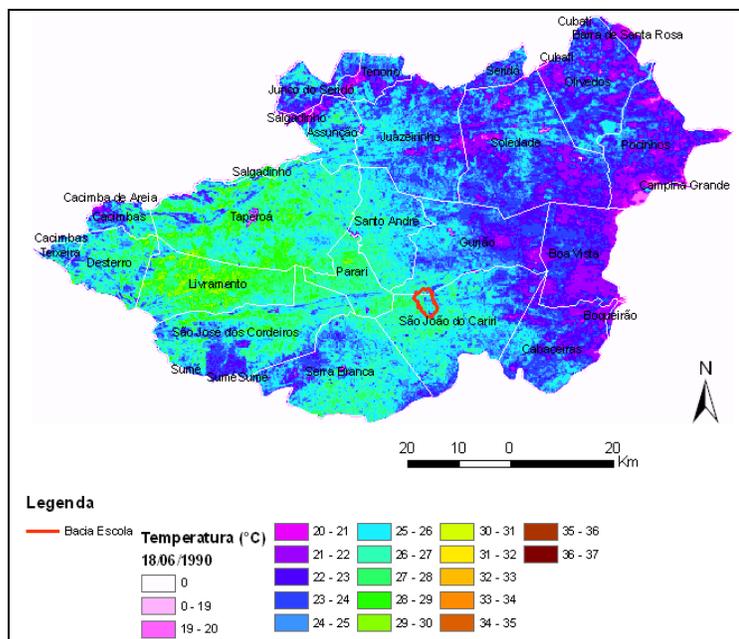


Figura 54 - Imagens classificadas da Temperatura da Superfície para o dia 18/06/1990.

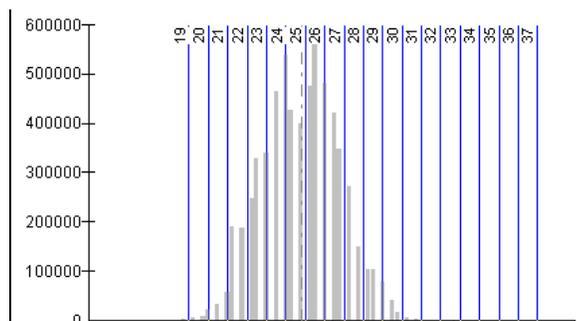


Figura 55 - Histograma – TS – 18/06/1990

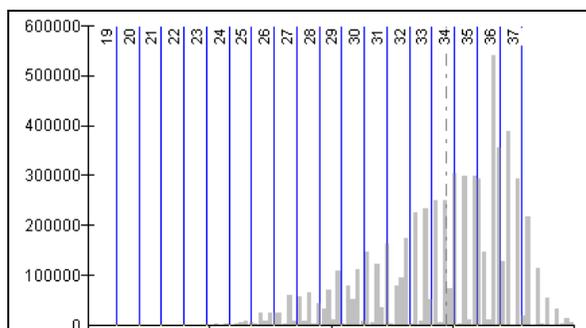


Figura 56 - Histograma – TS – 08/04/1999

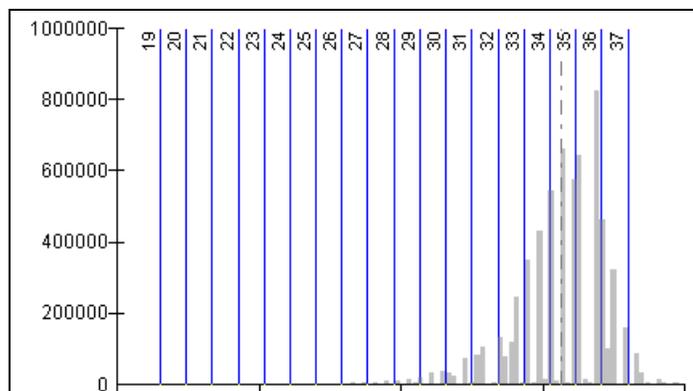


Figura 57 - Histograma – TS – 17/10/1999

Tabela 23 – Valores médios da Temperatura de Superfície para a Bacia do Taperoá (valores médios - imagem de satélite e valores a 2 cm (9 horas) estação Bacia Escola)

Data	Temperatura (média)	Temperatura (9hs)
18/06/1990	24 °C	33 °C
08/04/1999	33 °C	35 °C
17/10/1999	34 °C	35,6 °C

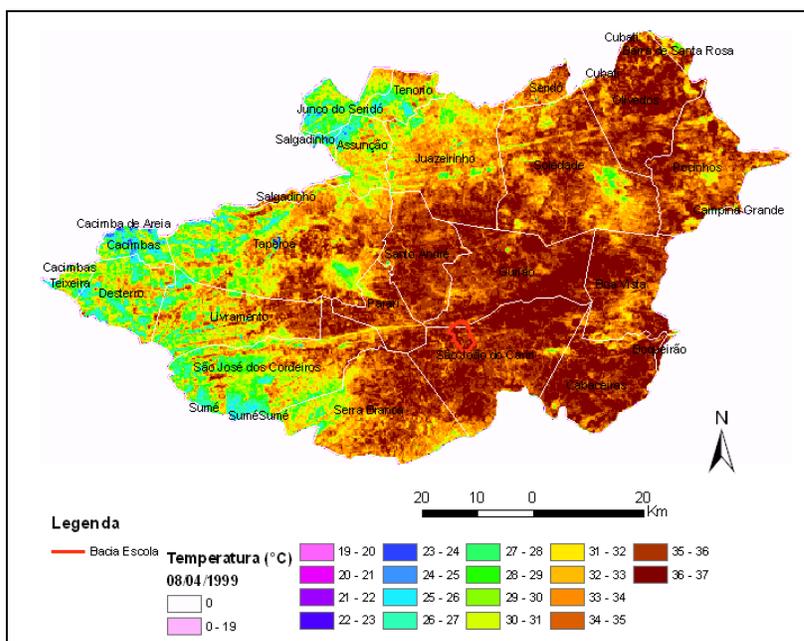


Figura 58- Imagens classificadas da Temperatura de Superfície para o dia 08/04/1999.

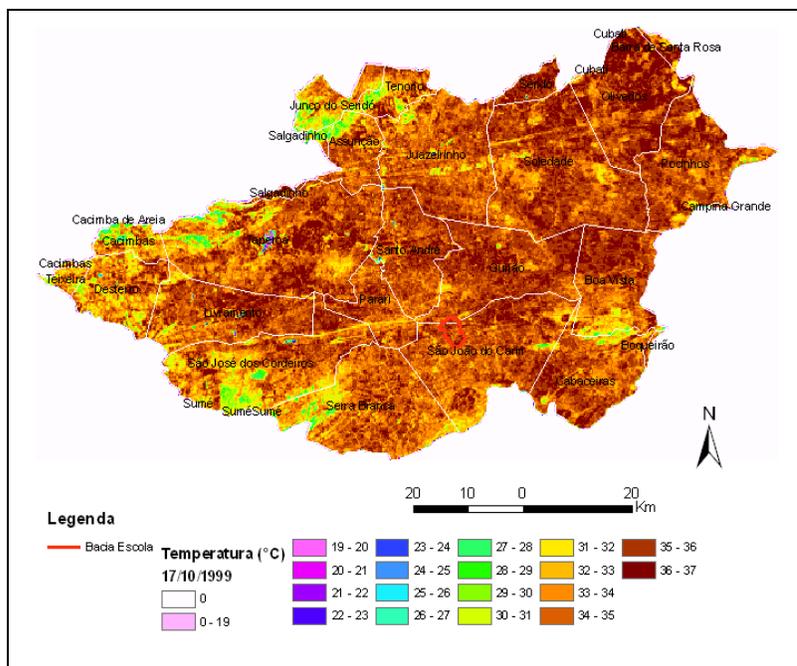


Figura 59- Imagens classificadas da Temperatura de Superfície para o dia 17/10/1999.

As Figuras 60 e 61 apresentam uma análise comparativa entre os valores obtidos de NDVI e Temperatura de Superfície para os anos de 1990 e 1999 pode-se observar que o índice de vegetação apresenta-se menor nos locais onde há um maior valor da Temperatura de Superfície.

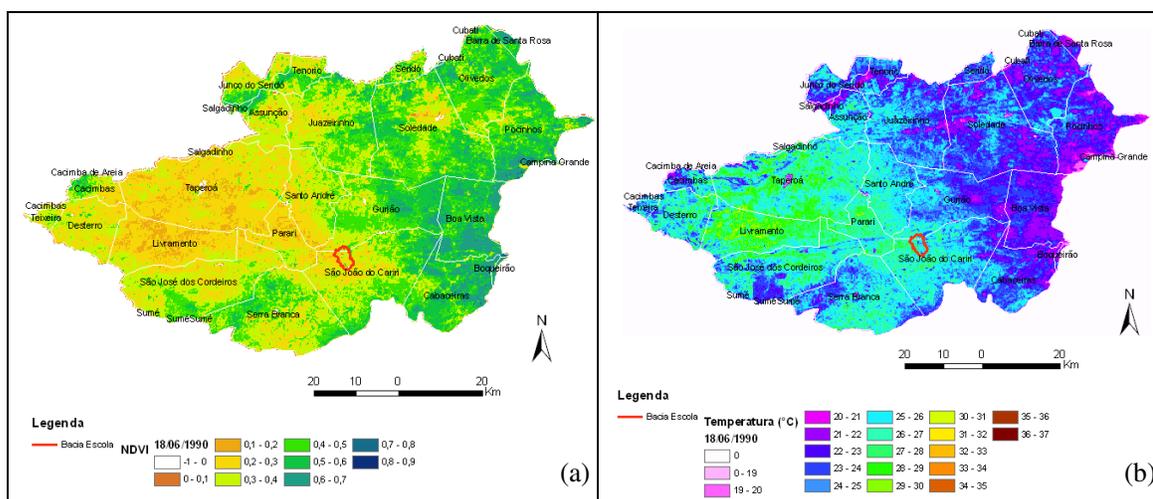


Figura 60 - Comparação NDVI e Temperatura de Superfície - 1990

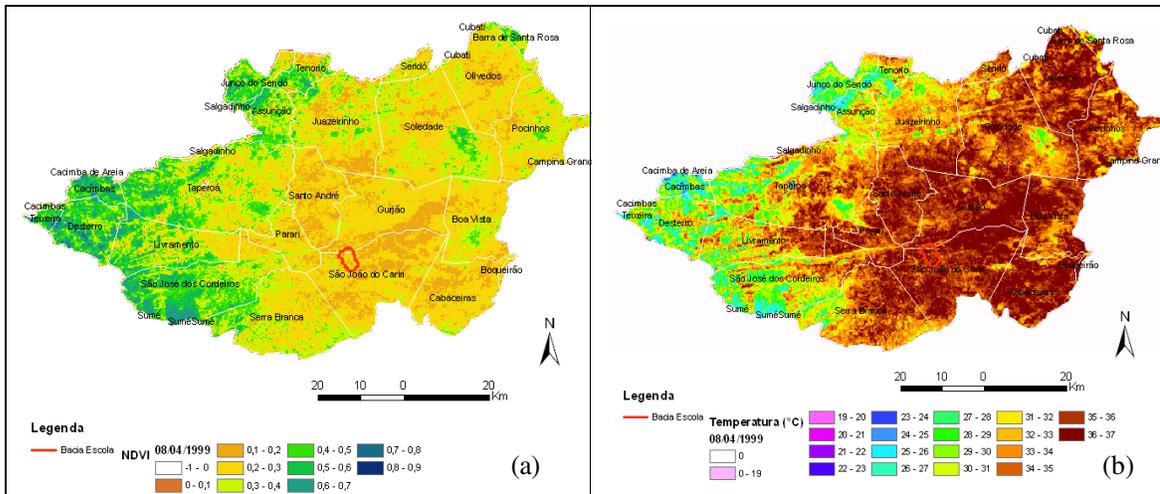


Figura 61 - Comparação NDVI e Temperatura da Superfície – 1999.

5.1.3 Obtenção do Saldo de Radiação

Para a obtenção do saldo de radiação deve-se considerar alguns elementos como o total de energia que chega à superfície. Para o melhor entendimento do balanço de radiação, apresenta-se a Figura 62, na qual está representado o total de energia que chega ao solo e seu particionamento em ondas curtas e longas, tendo como base a superfície da vegetação. O cálculo para a obtenção dos componentes é visto no capítulo anterior.

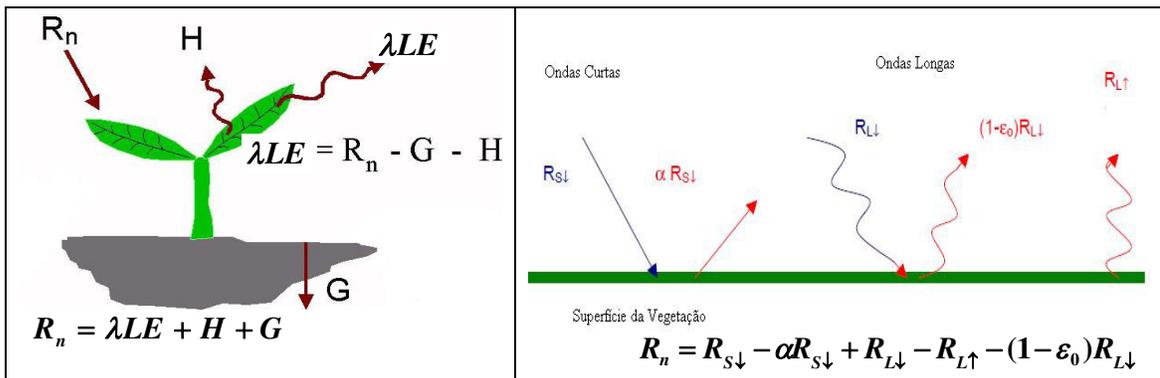


Figura 62 - Balanço de Radiação

5.1.3.1 Albedo:

O albedo foi calculado segundo a equação 11 e os valores obtidos em função do albedo do topo de atmosfera e da transmissividade atmosférica. Segundo Robinove *et al.* (1981), imagens de albedo podem ser derivadas diretamente de imagens digitais do Landsat. Áreas analisadas por Robinove *et al.* (1981) mostraram que o aumento do albedo acontece

principalmente devido ao solo exposto e que a sua diminuição ocorre primeiramente devido ao aumento da umidade do solo e ao aumento na densidade da vegetação.

Estudos apresentados na Assembléia Geral da Organização das Nações Unidas ONU (2001) relatam a utilidade no uso de dados de satélite para estimar o albedo da superfície. A redução da cobertura vegetal também aumenta o albedo, que pode ser definido sinteticamente como a “reflectância das propriedades da superfície do solo”. Sobre circunstâncias específicas, o aumento no albedo reduz a precipitação local, intensificando o processo de degradação ambiental. Ou seja, valores altos de albedo de superfície podem ser indicadores de um processo maior de degradação e vice-versa.

Observando esse produto para toda área da Bacia, verifica-se que os valores obtidos para o ano de 1990 (Figura 63) quando comparados às imagens de 1999 (Figuras 64 e 65) apresentam um aumento do albedo. Isto justifica-se por ser o albedo inversamente proporcional aos índices de vegetação.

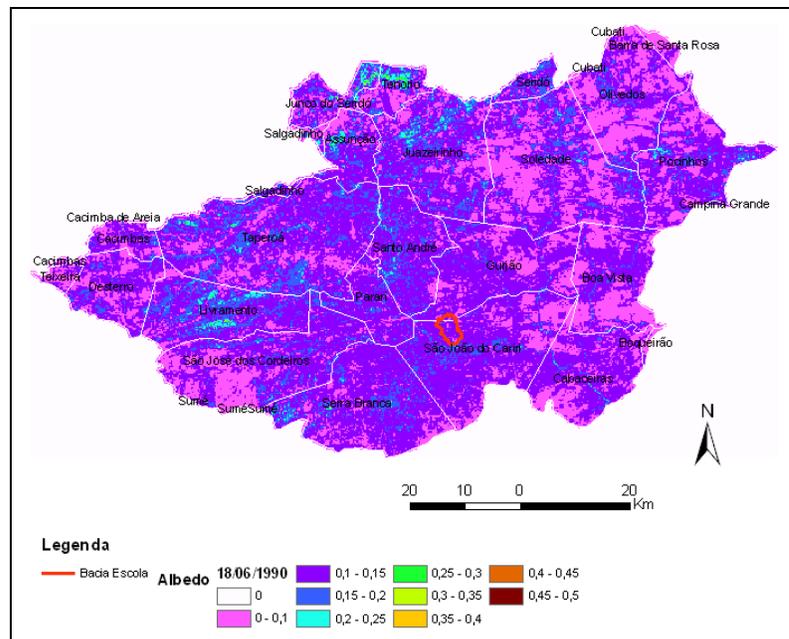


Figura 63- Imagem classificada do albedo da superfície estimado (%) para o dia 18/06/1990

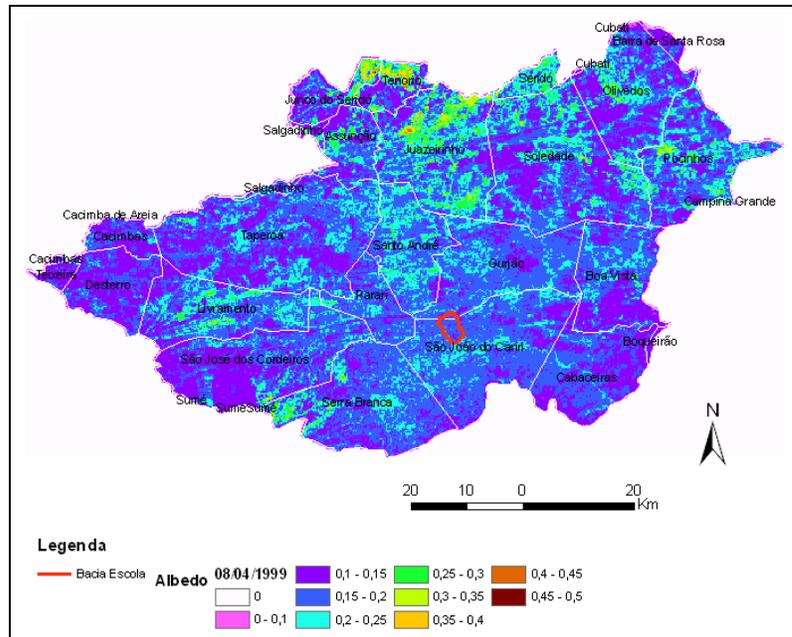


Figura 64 - Imagem classificada do albedo da superfície estimado (%) para o dia 08/04/1999

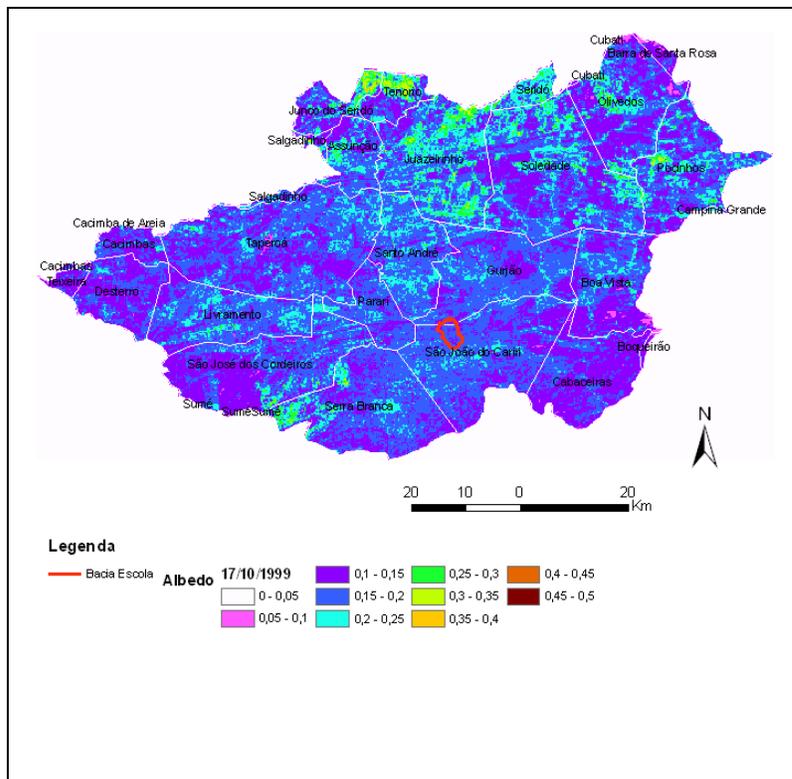


Figura 65 - Imagem classificada do albedo da superfície estimado (%) para o dia 17/10/1999

5.1.3.2 Saldo de Radiação à Superfície:

Remetendo-se à Figura 62 e às equações 11 a 16, podem ser calculadas as cartas de radiação de ondas curtas e longas incidentes e emitidas, nas quais, os parâmetros utilizados e já calculados são: emissividade, temperatura de superfície, temperatura do ar, dia seqüencial do ano, e o ângulo zenital do Sol.

Os valores de R_n instantâneo foram calculados para condição de céu claro no momento da passagem do satélite. Observa-se que o valor médio do saldo de radiação à superfície aumentou de 1990 a 1999. Nas Figuras 66, 67 e 68 são apresentadas imagens classificadas dos valores do saldo de radiação à superfície, no momento da passagem do satélite. Comparando visualmente estas imagens, que apresentam valores de R_n estimados em cada cena, observa-se uma mudança espacial e numericamente significativa entre os cenários. Nas imagens, as áreas com tonalidade magenta representam as áreas da superfície com valores de R_n menores que $600W/m^2$. Essas regiões possivelmente são áreas com vegetação nativa bastante rala, corroborando dessa forma, com valores encontrados por Novas (2008) e Bezerra (2004) para áreas com características similares, em estudo dos componentes do Balanço de Energia do algoritmo SEBAL.

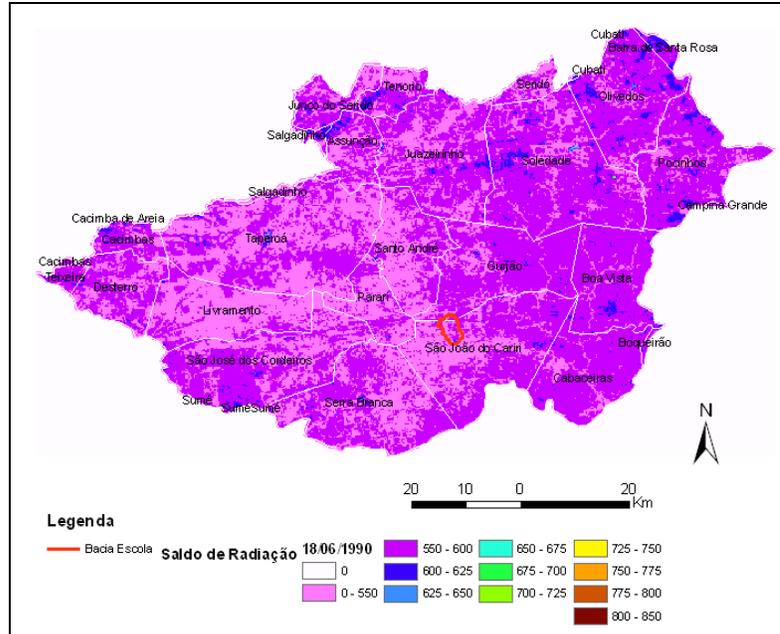


Figura 66- Imagens classificadas do saldo de radiação à superfície estimado (W/m^2) para o dia 18/06/1990.

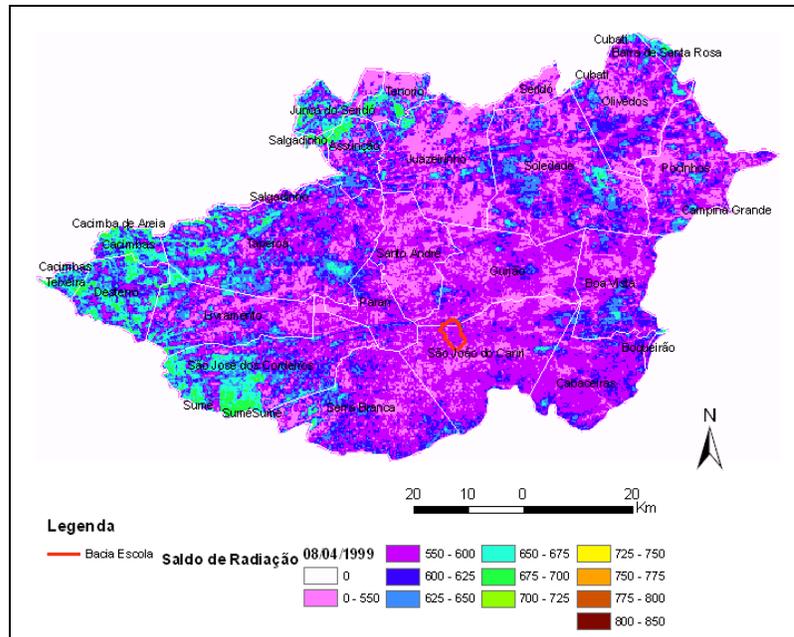


Figura 67- Imagens classificadas do saldo de radiação à superfície estimado (W/m^2) para o dia 08/04/1999.

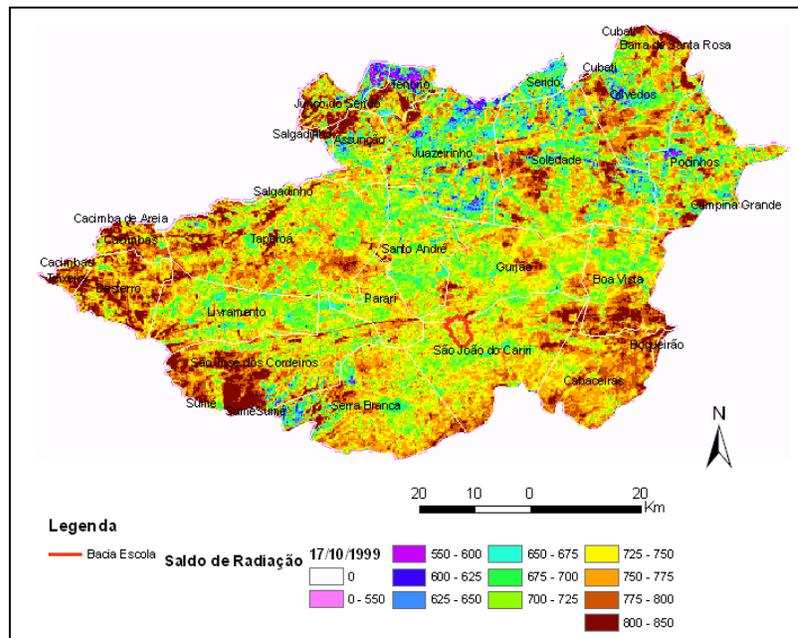


Figura 68- Imagens classificadas do saldo de radiação à superfície estimado (W/m^2) para o dia 17/10/1999.

5.1.4 Obtenção do Balanço de Energia

5.1.4.1 Fluxo de calor no solo (G)

As Figuras 69, 70 e 71 ilustram o fluxo de calor no solo determinado pelo algoritmo SEBAL. As áreas identificadas que representam os valores de G iguais a 200 W.m^{-2} , correspondem aos espelhos d'água dos açudes. A energia usada no aquecimento dessas águas corresponde a 30% do saldo de radiação. Esta maior energia registrada nos corpos d'água pode ser explicada pelo alto calor específico da água e conseqüentemente, uma maior capacidade de armazenamento de energia (Novas, 2008).

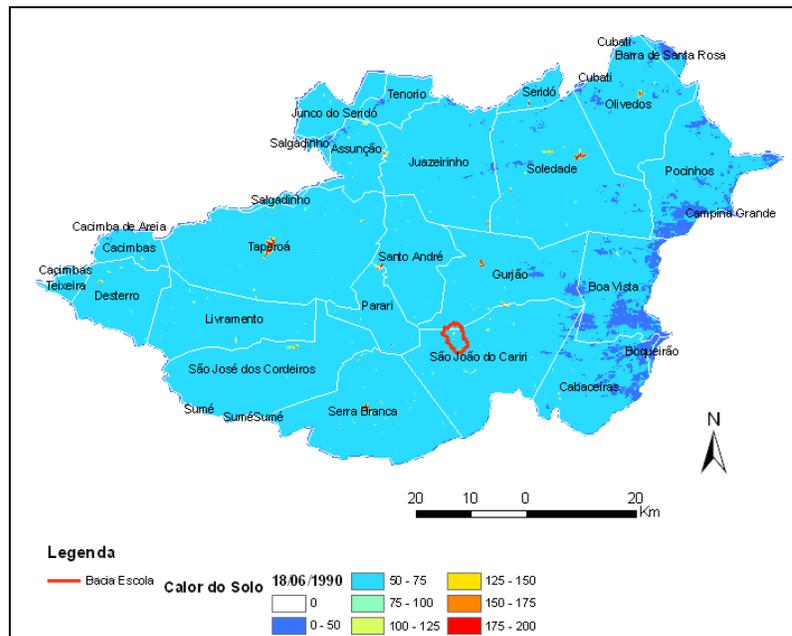


Figura 69 – Imagem classificada Fluxo de Calor no Solo para o dia 18/06/1990.

Segundo Feitosa (2005) e Bastiaanssen *et al*(1998) entre os componentes do Balanço de Energia, o fluxo de calor no solo (G) é o que apresenta maior dificuldade para a obtenção de dados precisos, quando estimado através da técnica de sensoriamento remoto. Por outro lado, o último autor citado, não considera esse fato como um fator limitante quando se trabalha em escala de bacia hidrográfica; pois as medidas de G são representativas em áreas muito pequenas, quando o solo e a cobertura vegetal passam a ser considerados homogêneos.

Ainda nas Figuras 69, 70 e 71 fica evidente a variabilidade espacial do fluxo de calor no solo no decorrer dos anos estudados. Jury (1991) afirma que a intensidade do G apresenta uma forte relação com as propriedades físicas e químicas do solo, uma vez que os processos de transferência de energia (condução e convecção) no solo dependem da porosidade, teor de

água e profundidade, entre outras. Os valores de fluxo do solo são alterados basicamente por dois fatores a sazonalidade da radiação solar, pelo período do ano analisado e a ocorrência de chuva que altera diretamente a presença de vegetação.

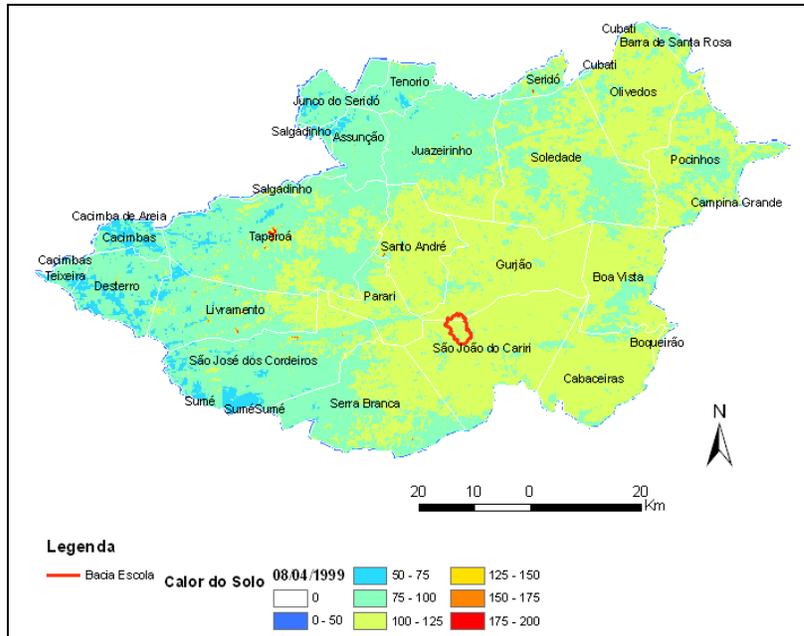


Figura 70 – Imagem classificada Fluxo de Calor no Solo para o dia 08/04/1999

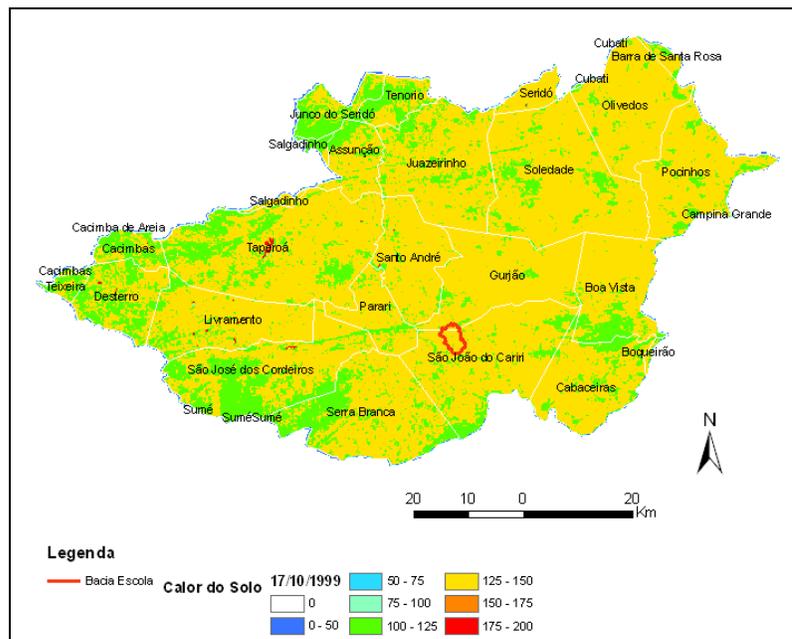


Figura 71 - Imagem classificada Fluxo de Calor no Solo para o dia 17/10/1999.

5.1.4.2 Calor Sensível e Calor Latente

Calor Sensível

O calor sensível da área em estudo foi calculado tendo-se com base a seleção de dois pixels âncoras, o “quente” e o “frio”, conforme a metodologia desenvolvida por Bastiaanssen (1998), a qual vem sendo largamente empregada na estimativa de evapotranspiração pelo emprego de sensoriamento remoto (Bezerra, 2006, Meireles, 2007). Os pixels âncoras foram selecionados em áreas que expressam as condições extremas da cena. Para representar essas condições, o pixel quente foi selecionado em uma área que não apresentava cobertura vegetal e o pixel frio selecionado em uma área onde havia vegetação considerada densa para imagem.

As características dos pixels nas condições extremas estão presentes no Anexo. Tomando-se como base os valores extremos da imagem, pixels âncoras, determinou-se os coeficientes da relação linear, empregando-se o processo iterativo descrito no capítulo 4. Os valores das diferenças de temperatura (dT) foram determinadas para toda cena, convergindo após cinco iterações.

As Figuras 72, 73 e 74 representam o calor sensível no momento da passagem do satélite.

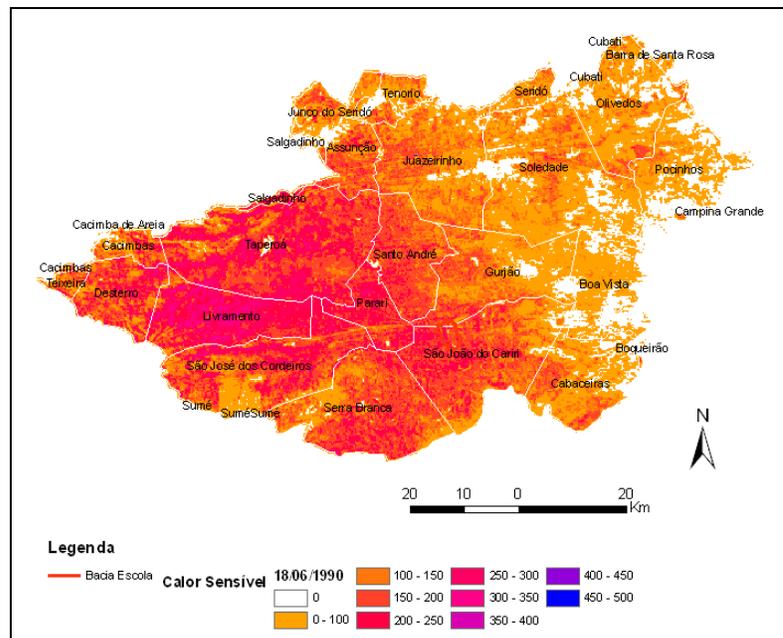


Figura 72 - Imagem classificada Calor Sensível (W/m^2) para o dia 18/06/1990

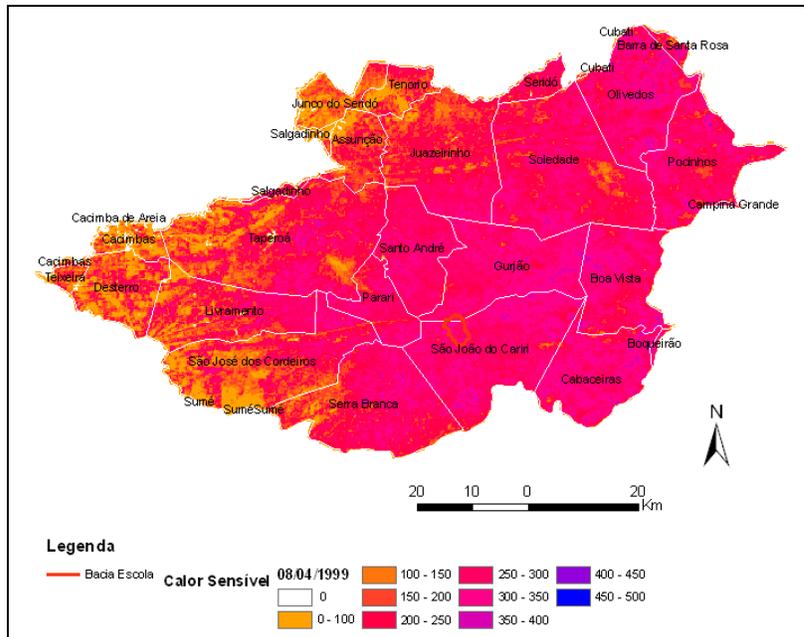


Figura 73 - Imagem classificada Calor Sensível (W/m^2) para o dia 08/04/1999.

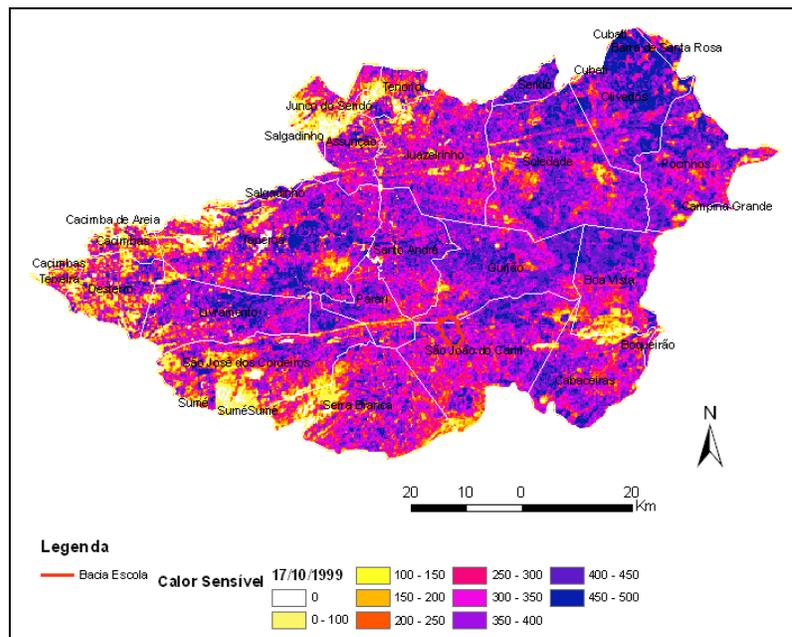


Figura 74 - Imagem classificada Calor Sensível (W/m^2) para o dia 17/10/1999.

Calor Latente

O fluxo de calor latente expressa a fração da energia do balanço de radiação empregado no processo de evaporação das superfícies e da transpiração dos seres vivos. O conhecimento do fluxo de calor latente é de fundamentação primária, uma vez que a evapotranspiração é um dos processos que compõem o ciclo hidrológico, sendo largamente empregada em estudos hidrológicos das bacias hidrográficas (Flerchinger & Cooley, 2000 *apud* Meireles, 2007). A evapotranspiração é um dos dados fundamentais na gestão dos recursos hídricos. As Figuras 75, 76 e 77 representam a imagens do fluxo de calor latente definida pelo emprego do algoritmo SEBAL.

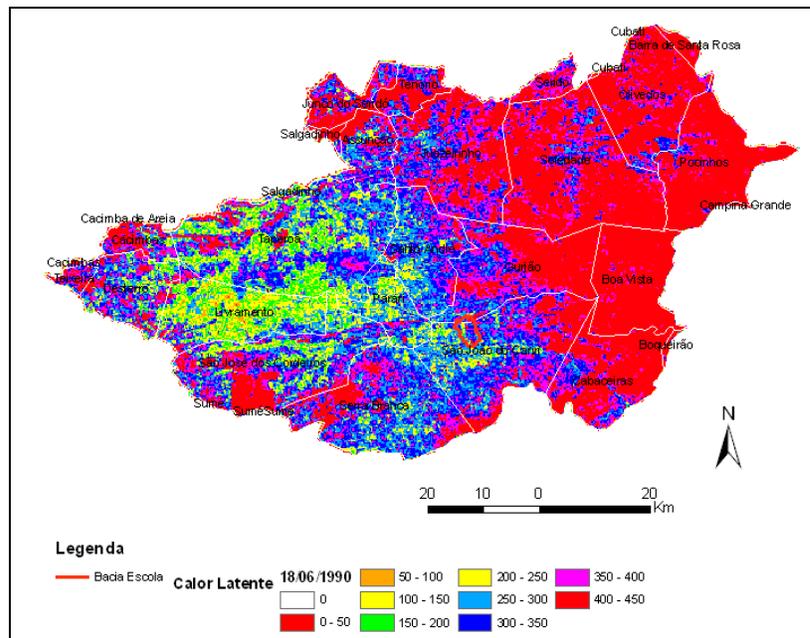


Figura 75- Imagem classificada Calor Latente (W/m^2) para o dia 18/06/1990.

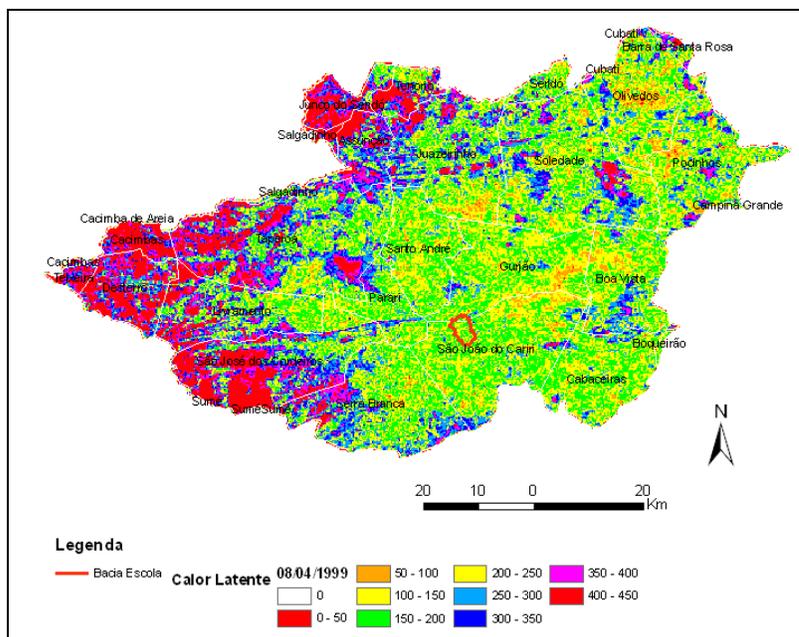


Figura 76- Imagem classificada Calor Latente (W/m^2) para o dia 08/04/1999.

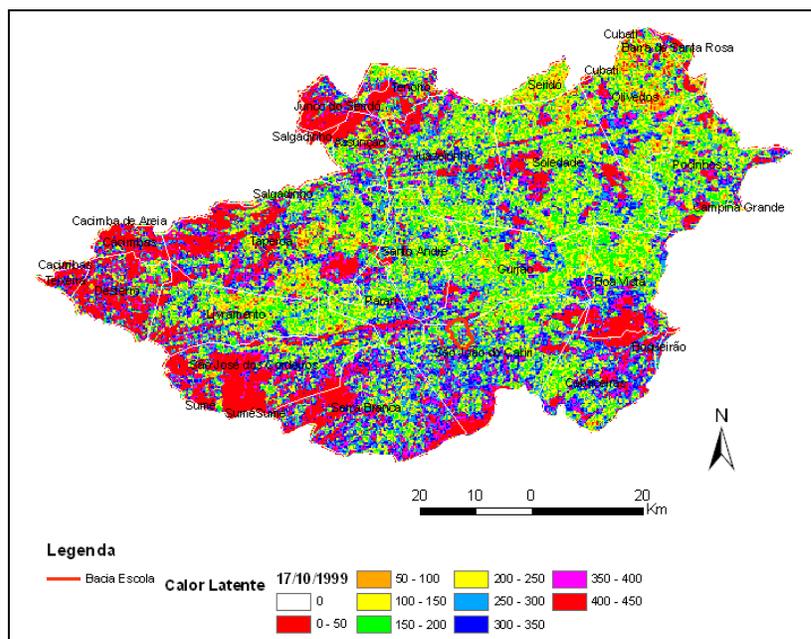


Figura 77- Imagem classificada Calor Latente (W/m^2) para o dia 17/10/1999.

Nas Figuras 75, 76 e 77, nas áreas onde o calor latente apresenta valores menores que $100 W.m^{-2}$. Os pixels com valores do fluxo de calor latente entre 100 e $400 W.m^{-2}$, identificam a maior parte da bacia o que conduz a levantar a hipótese de que este intervalo é

representativo da vegetação nativa e como fora discutido em itens anteriores a não ocorrência de precipitação.

Pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagens Landsat 5, Bezerra (2006) identificou valores entre 200 e 400 $W.m^{-2}$ para a vegetação da caatinga, na área do Cariri do estado do Ceará. Autores como Sobrino *et al.* (2005) e Malek & Bingham (1997) afirmam que a variabilidade espacial do fluxo de calor latente apresenta uma estreita relação entre a variabilidade das espécies vegetais e a umidade do solo.

5.2. Resultados encontrados para o Estado da Paraíba: Centros Urbanos

As informações de sensoriamento remoto via satélite fornecem os dados de observação com alta frequência temporal e alta resolução espacial que cobrem uma imensa área e podem ser usados para complementar as áreas com poucos dados de medições em campo disponíveis. Apesar destes dados apresentarem menor acurácia, fornecem melhor estimativa em grande área com maior eficiência e menor custo (Liu, 2007). Estas imagens podem ser analisadas, para a obtenção de informações sobre mudanças do uso do solo ao longo do tempo, o que torna possível estabelecer correlações com fenômenos diretamente ligados à ação antrópica, como o efeito da urbanização descontrolada.

Como visto no item 5.1, o uso combinado de Sistemas de Informação Geográfica, álgebra de mapas e técnicas de PDI, torna possível a obtenção de mapas termais através da aplicação de algoritmos como o SEBAL. Para uma análise multi-temporal para todo o Estado da Paraíba, observa-se uma dificuldade de obtenção de um único mapa termal estadual. Esta dificuldade deve-se principalmente às faixas de imageamento do satélite LANDSAT 5. Na verdade, as cenas não seriam do mesmo dia e hora e, portanto, não representariam um único registro da temperatura de superfície para o estado da Paraíba.

A opção para este estudo então foi analisar as principais cidades do Estado separadamente, de acordo com a disponibilidade de imagens para cada caso. São apresentadas mapas de NDVI e de temperatura de superfície para estas cidades.

5.2.1. Patos

Para a cidade de Patos (Figura 78), percebe-se um aumento discreto na mancha urbana ao longo dos anos. As imagens do NDVI (Figura 79) mostram uma diminuição das áreas verdes ao longo do processo de ocupação. Isto pode ser notado também no mapa termal (Figura 80), onde observa-se um aumento da temperatura de superfície na área urbana e em áreas circunvizinhas, onde houve um provável desmatamento.

5.2.2. Sousa

Para a cidade de Sousa observa-se também um pequeno aumento na mancha urbana entre os anos de 1987 e 2008 (Figura 81). Nas imagens do NDVI percebe-se que há pouca

vegetação, e mesmo assim é perceptível o aumento deste índice em escala temporal (Figura 82), este fato pode ser justificável por práticas de incentivo a agricultura nas áreas próximas a cidade. Na Figura 83, pode se constatar um aumento da temperatura de superfície no centro urbano e uma diminuição desta nas áreas circunvizinhas.

5.2.3. Campina Grande

A cidade de Campina Grande (Figura 84), assim como diversas cidades do Brasil, tem crescido de forma rápida e desordenada nas últimas décadas, sem o devido planejamento. As imagens do NDVI (Figura 85) mostram uma diminuição das áreas verdes ao longo do processo de ocupação. Embora a cidade apresente clima bastante agradável, a arborização urbana é escassa por ter sido implantada deliberadamente sem nenhum planejamento voltado para o futuro, para o desenvolvimento e o crescimento da cidade (Carneiro *et al*, 2008).

Percebe-se através da Figura 84, uma mudança ao longo dos anos, provocada pela atividade humana, que pode estar implicando em um aumento na temperatura de superfície (Figura 86). Assim, para imagens analisadas tem-se que comparando-se a temperatura obtida para o início da década de 80 e as imagens mais recentes (2007), percebe-se um nítido aumento de temperatura na região urbana, sendo que para o ano de 2007 há uma diferença de temperatura de 8° C a 10 ° C em relação a 1984.

5.2.4. Cajazeiras

Para a cidade de Cajazeiras (Figura 87), nota-se que a variação do NDVI não fora tão expressiva no decorrer dos anos (Figura 88). Já em relação à modificação em termos quantitativos a temperatura (Figura 89) apresentou um aumento em toda área da cidade em questão e uma diminuição em áreas circunvizinhas, como fora percebido para a cidade de Sousa para os mesmo período comparativo.

De modo geral, apresenta-se na Tabela 24 o crescimento demográfico ocorrido nos anos de 1991 a 2007, para as cidades de Campina Grande, Patos, Sousa e Cajazeiras como se pode perceber todas as cidades apresentaram um crescimento desta variável ao longo dos anos. Fato este que influencia na mudança das variáveis climáticas nos centros urbanos.

Tabela 24 - Evolução da População das Cidades de Campina Grande, Patos e Sousa - PB

Municípios	População 1991	População 1996	População 2000	População 2007
Estado	3.201.114	-	3.443.825	3.641.395
Campina Grande	322.129	-	355.331	371.060
Patos	81.298	-	91.761	97.276
Sousa	60.257	59.325	62.635	63.783
Cajazeiras	-	51.396	-	56.051

A análise temporal dos dados de temperatura aponta uma tendência ao aumento dos valores de temperatura de superfície e este, pode ter como um os fatores o aumento da urbanização nos centros urbanos estudados. A impermeabilização do solo ao longo dos anos, corroborou para a configuração apresentada nos mapas termais destas cidades.

Os mapas termais apresentados podem ser indicadores de “ilhas de calor urbanas”, as quais teriam que ser estudadas e analisadas caso a caso, em uma escala de trabalho apropriada. Nesse sentido, uma análise como esta pode ser útil para diagnósticos de alterações de temperatura de superfície em centros urbanos e podem apoiar diversos estudos relacionados. Há de se ressaltar que para centros urbanos maiores, a possibilidade de visualização do fenômeno ilha de calor mesmo nesta escala pode ser melhor representada, haja visto estudos já desenvolvidos em cidades como São Paulo e Belo Horizonte.

É perfeitamente plausível dizer que o crescimento demográfico, ação antrópica afeta o clima nos centros urbanos e em áreas que os circundam, sendo este tema discutido por vários pesquisadores, como Steinke (2004) e Ribeiro (2000). O último autor citara em seu trabalho que a expansão da urbanização ao longo de 16 anos afetou de forma bem significativa os dados de temperatura e umidade do ar, sendo a causa atribuída por tal autor ao às alterações na superfície do solo, crescimento da malha urbana e concentração de populações. De maneira mais simples, neste estudo também evidenciou-se a mudança, crescimento na malha urbana, ora discreto por não se tratar de grande centros urbanos, mas significativos ao longo dos anos. A diminuição da área vegetada, dentro e em área circunvizinhas aos centros e como já fora dito aumento discreto deste índice notado nas cenas que apresenta-se as cidades de Sousa e Cajazeiras, este índice está ligado a impermeabilização ou não do solo, ao desmatamento, a práticas de agricultura, enfim está intimamente ligado a ação do homem no meio que ele está inserido. A temperatura de superfície sofreu alterações em todos os centros urbanos pesquisados no decorrer do tempo, como é possível verificar nas

Figuras 90 e 91, onde se apresenta os histogramas da temperatura de superfície para as cidades estudadas. Em termos de média, observa-se que para as cidade de Patos e Campina Grande um aumento de temperatura e para os recortes que possuem as cidades de Cajazeiras e Sousa uma diminuição desta medida.

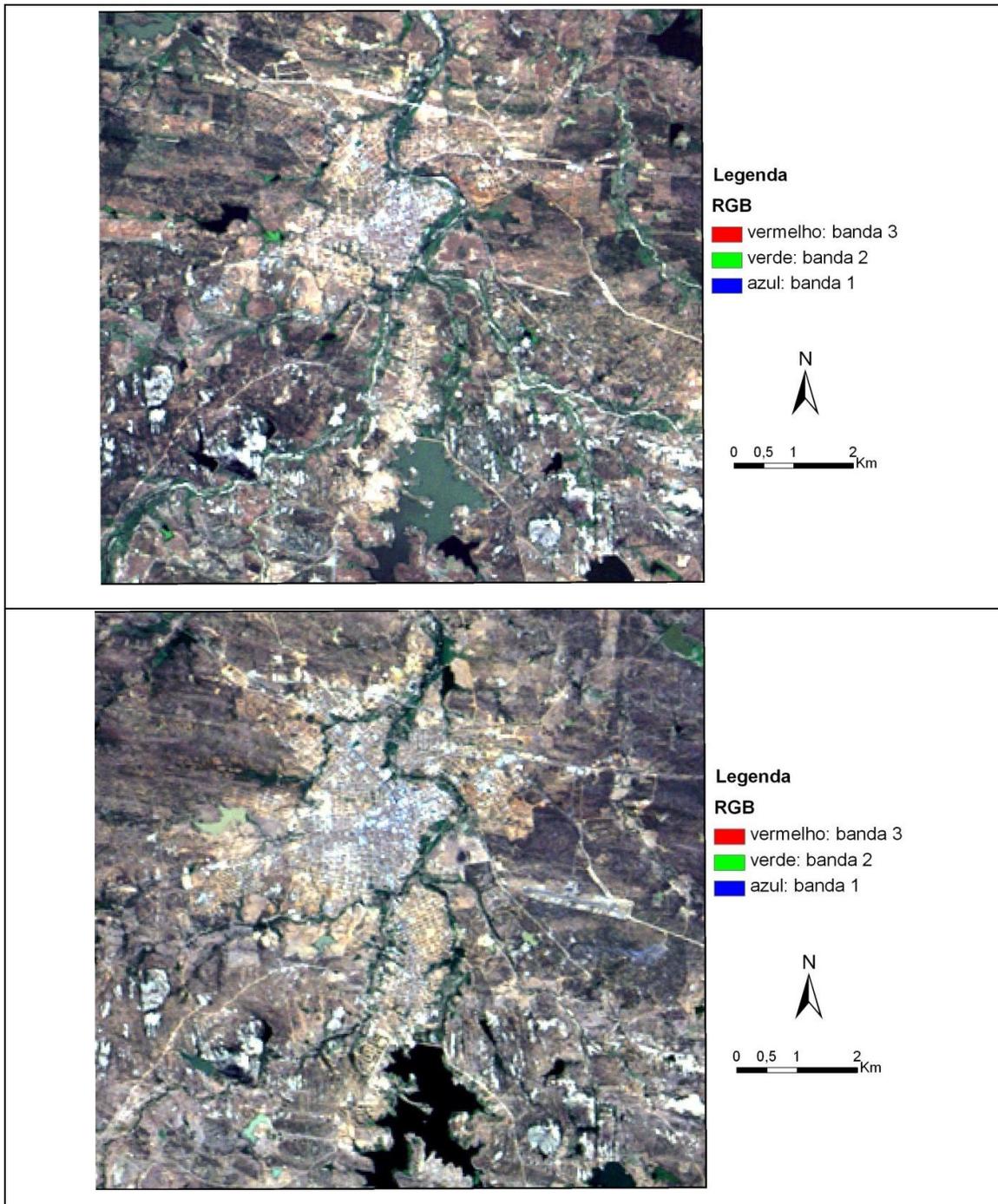


Figura 78 - Recorte da imagem da cidade de Patos 17/06/1984 e 19/07/2007

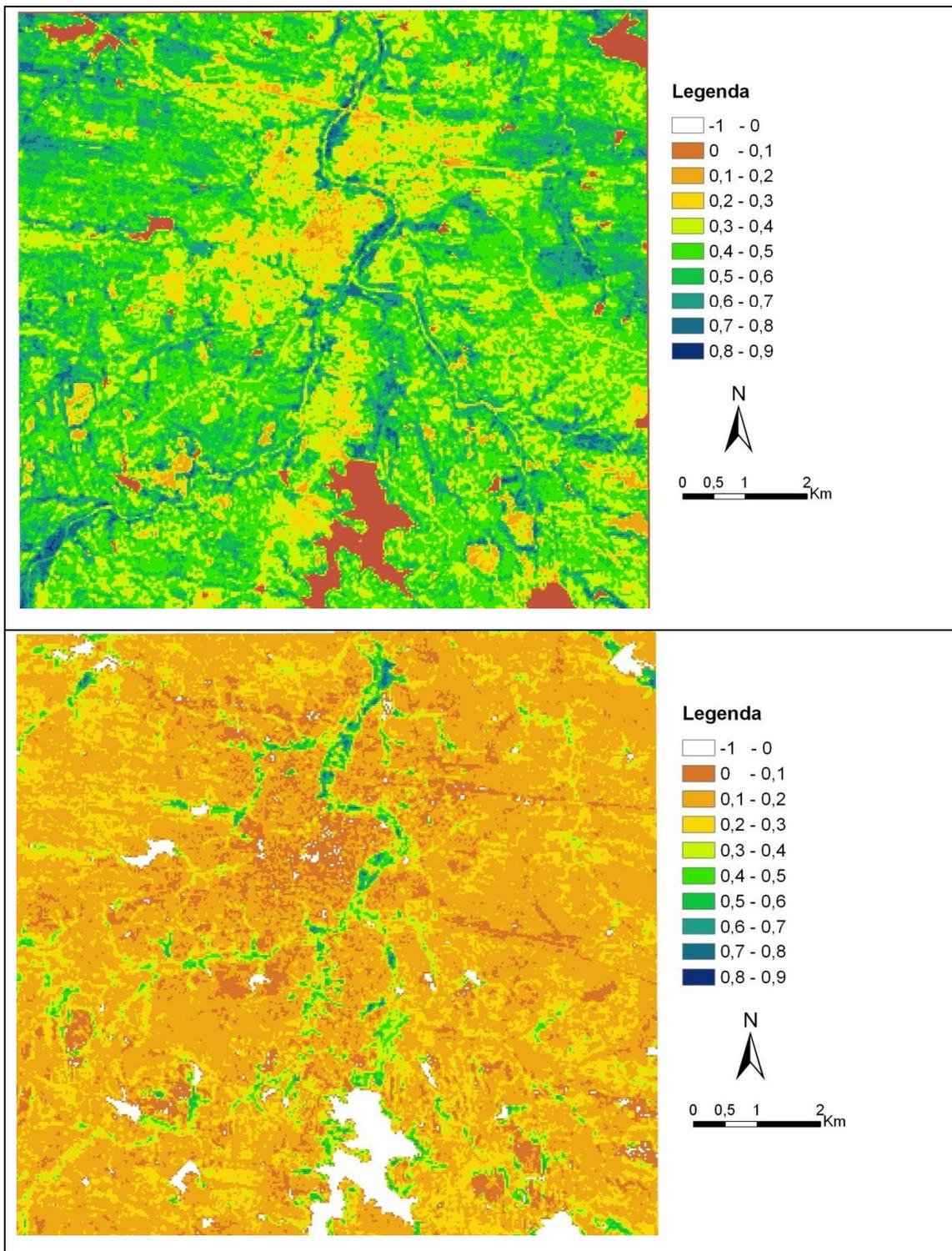


Figura 79 - Imagem classificada do NDVI para a cidade de Patos dias 17/06/1984 e 19/07/2007

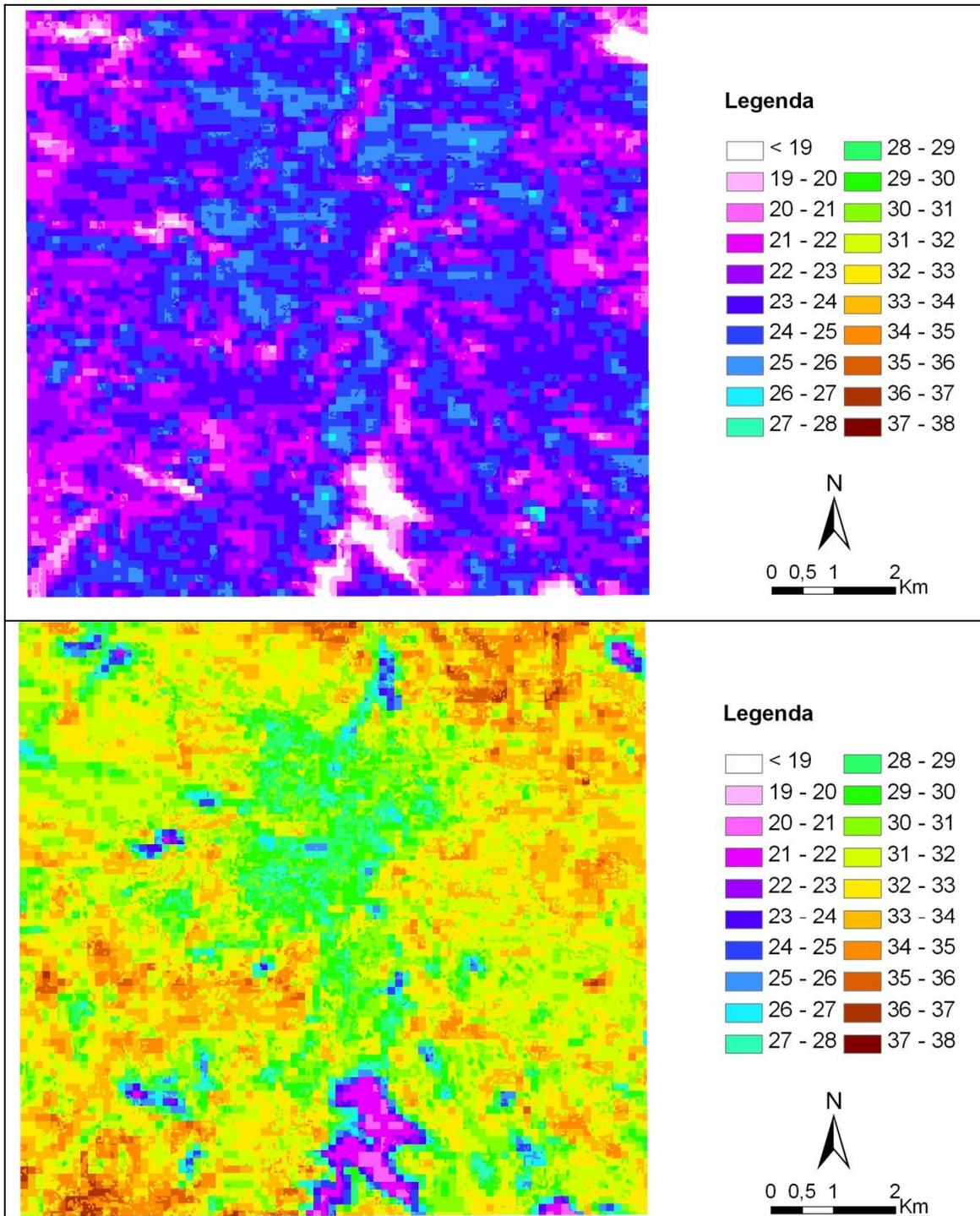


Figura 80 - Imagem classificada da Temperatura de Superfície para a cidade de Patos dias 17/06/1984 e 19/07/2007

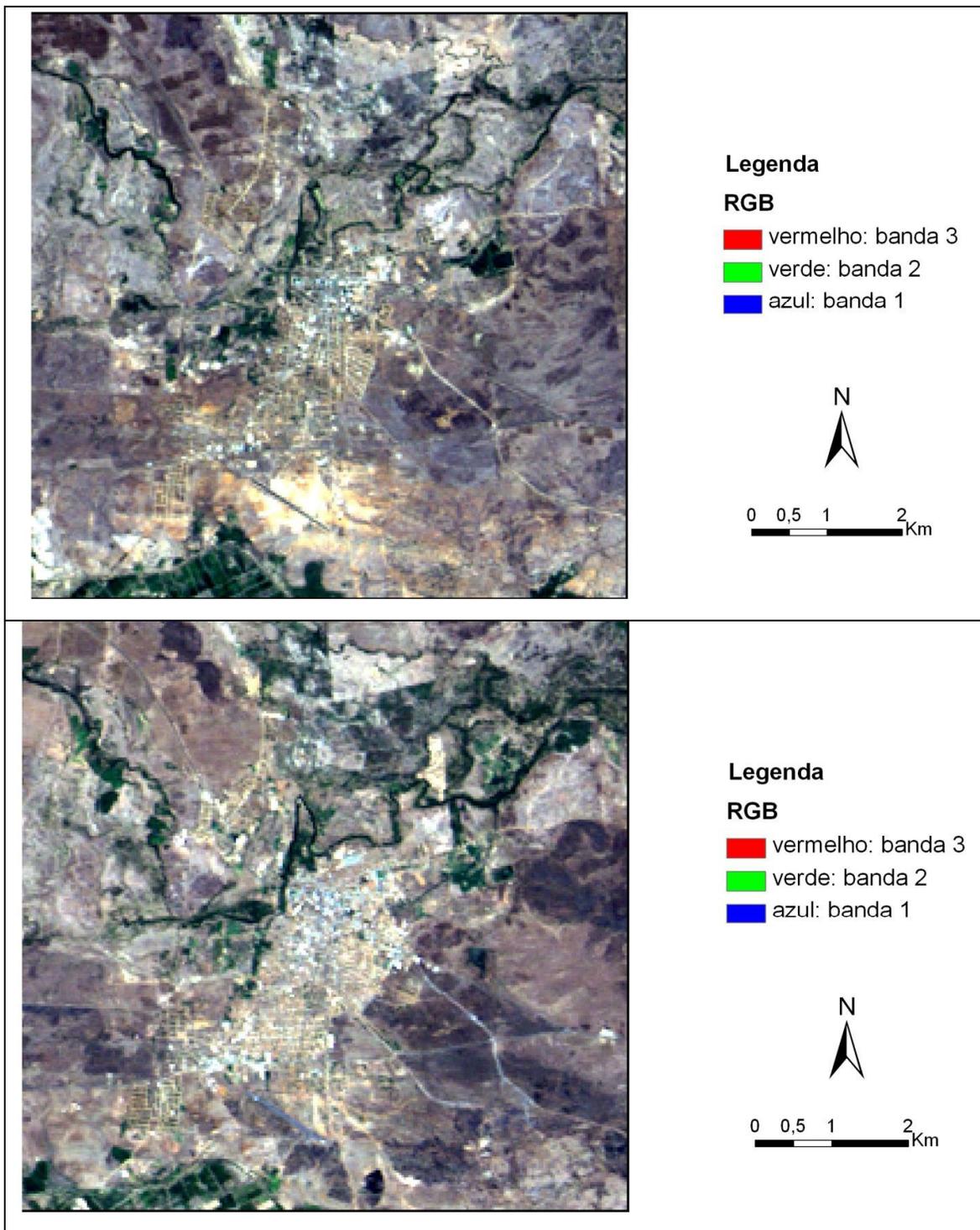


Figura 81 - Recorte da imagem da cidade de Sousa 23/10/1987 e 01/11/2008

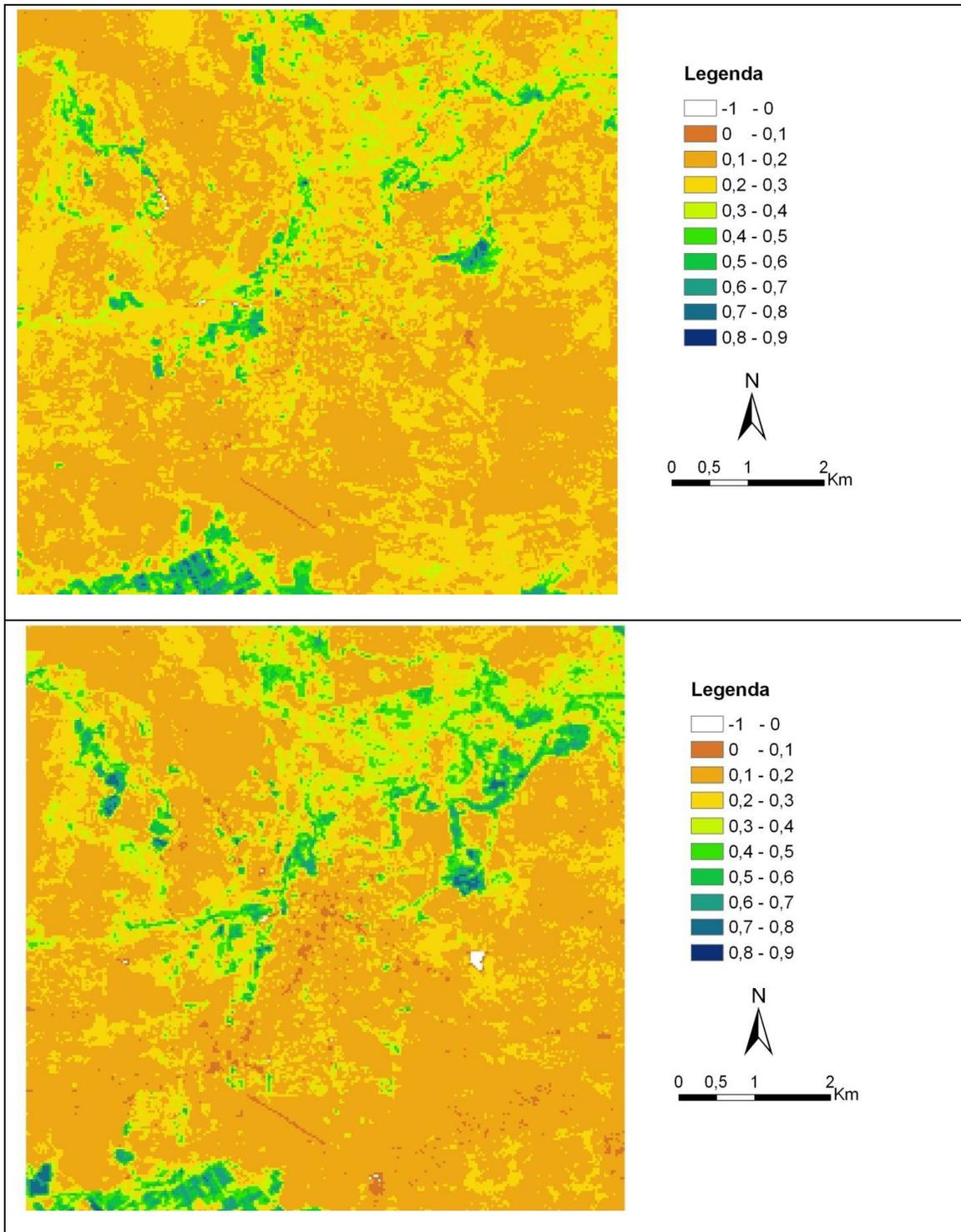


Figura 82 - Imagem classificada da NDVI para a cidade de Sousa dias 23/10/1987 e 01/11/2008

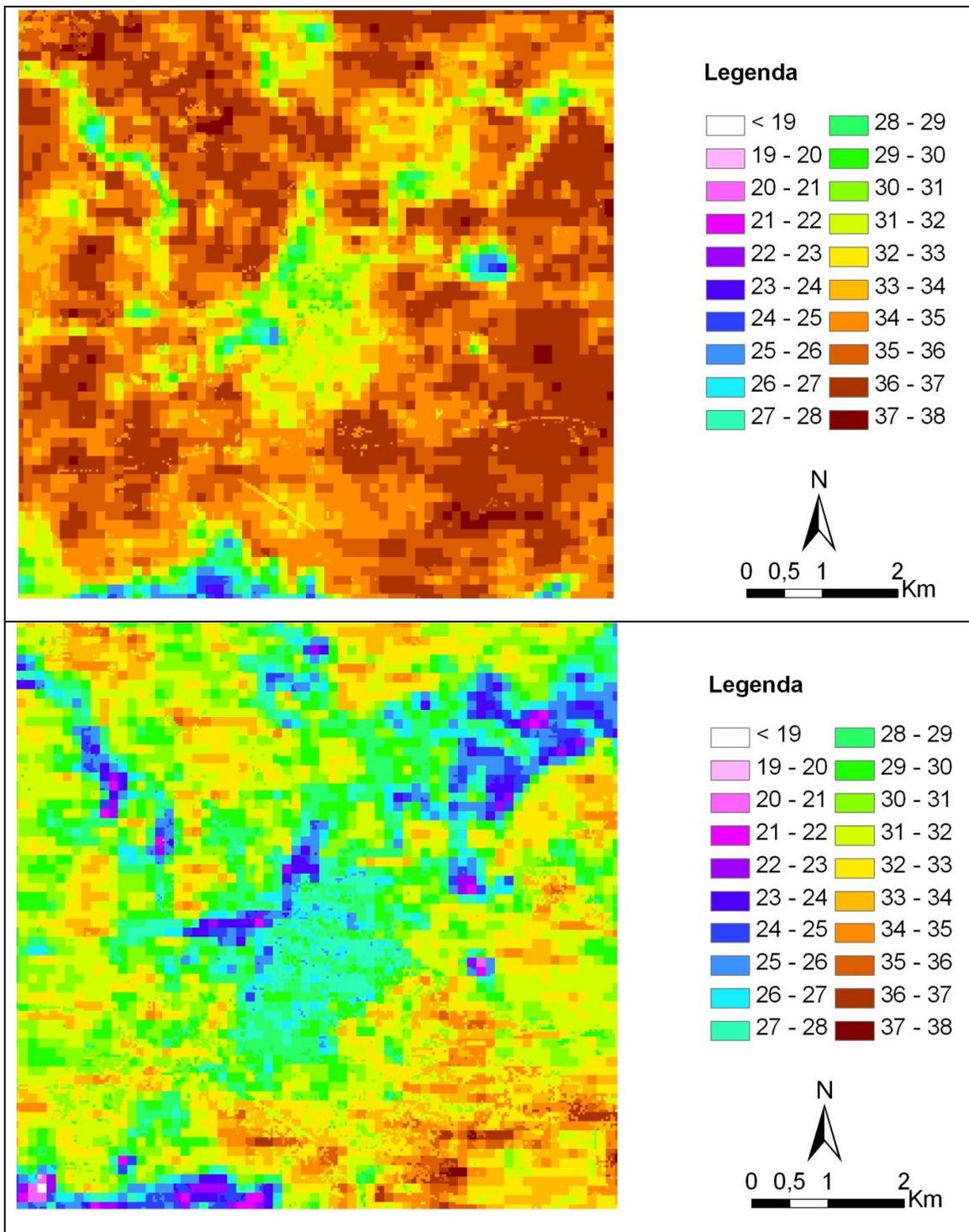


Figura 83 - Imagem classificada da Temperatura de Superfície para a cidade de Sousa dias 23/10/1987 e 01/11/2008

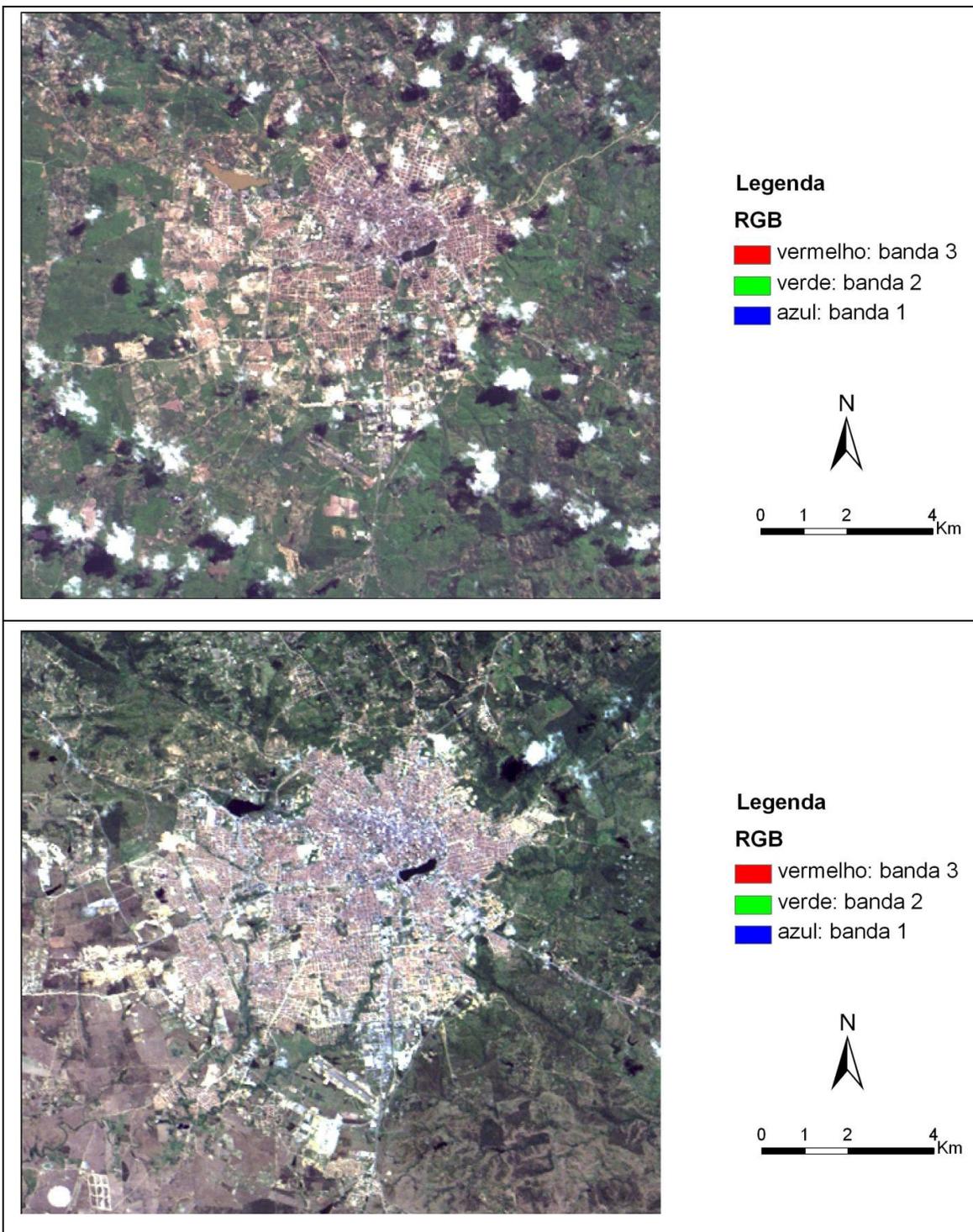


Figura 84 - Recorte da imagem da cidade de Campina Grande 10/06/1984 e 29/08/2007

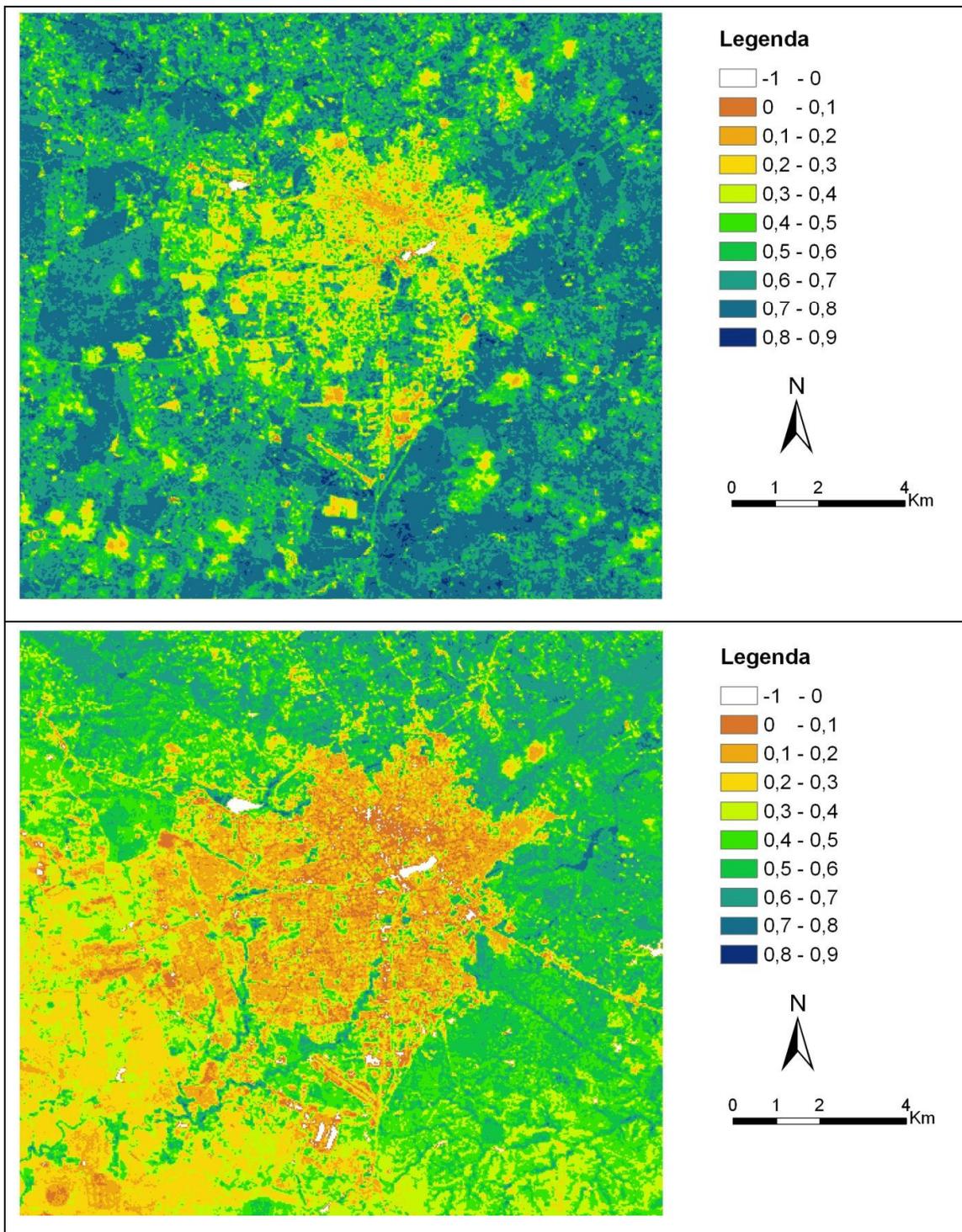


Figura 85 - Imagem classificada de NDVI para a cidade de Campina Grande dias 10/06/1984 e 29/08/2007

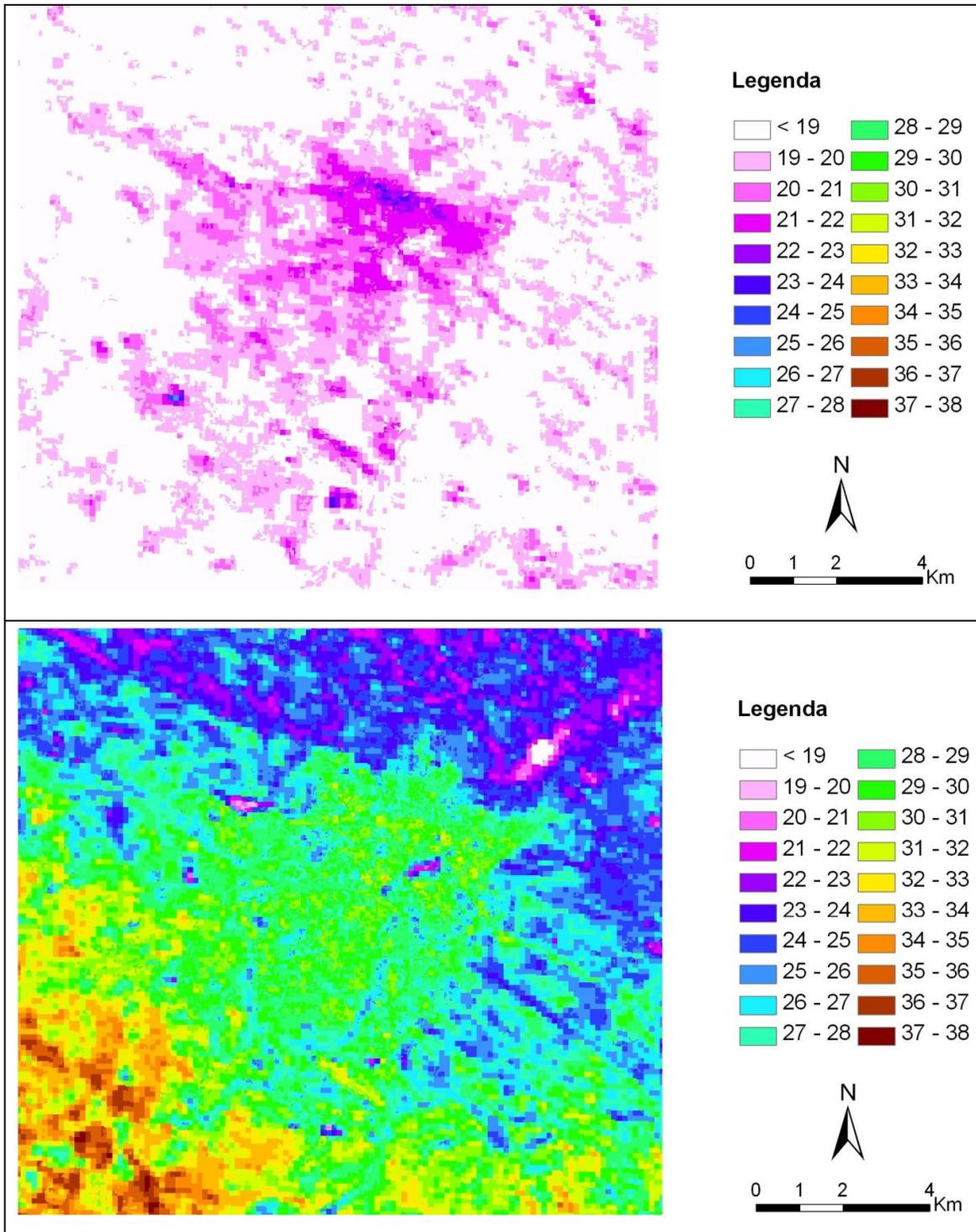


Figura 86 - Imagem classificada da Temperatura de Superfície para a cidade de Campina Grande dias 10/06/1984 e 29/08/2007

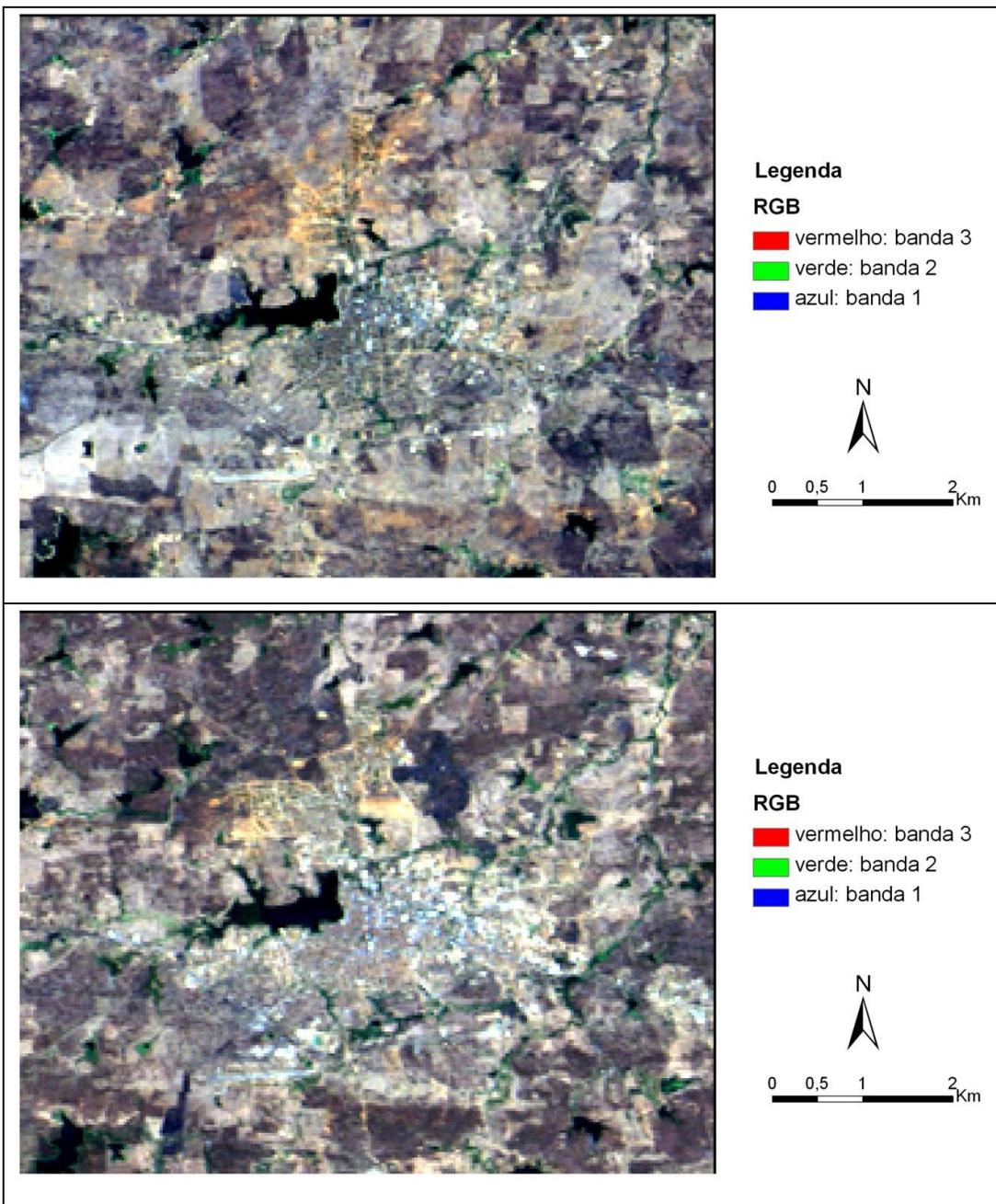


Figura 87 - Recorte da imagem da cidade de Cajazeiras 23/10/1987 e 01/11/2008

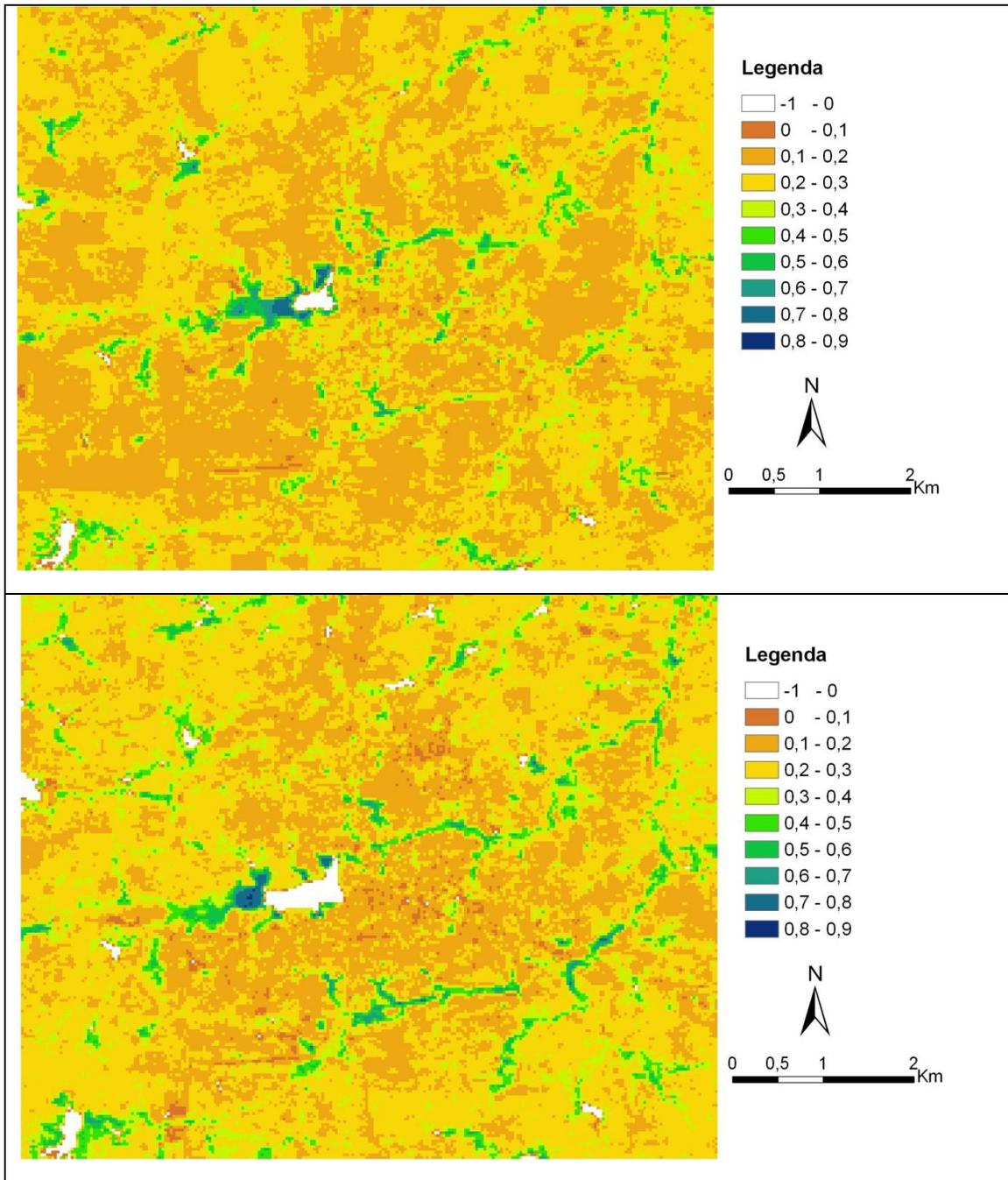


Figura 88 - Imagem classificada de NDVI para a cidade de Cajazeiras dias 23/10/1987 e 01/11/2008

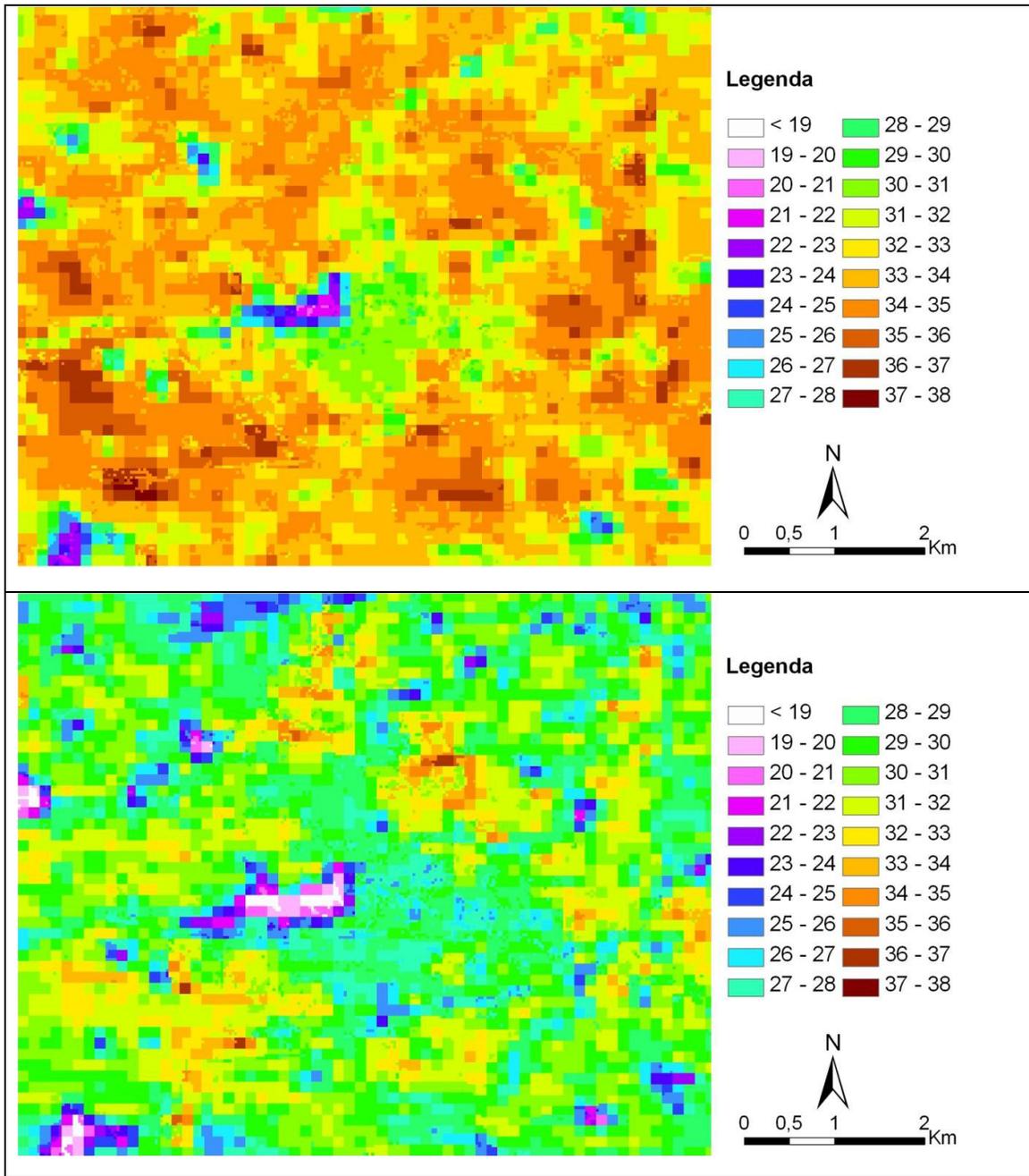


Figura 89 - Imagem classificada da Temperatura de Superfície para a cidade de Cajazeiras dias 23/10/1987 e 01/11/2008

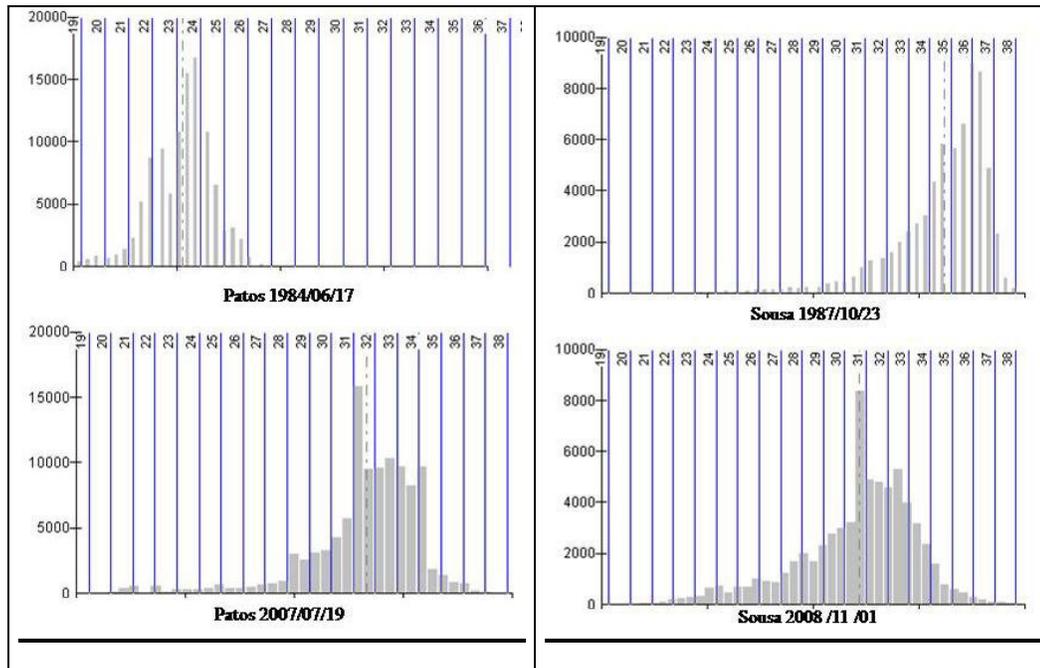


Figura 90 - Histograma da Temperatura de Superfície para as cidades de Patos e Sousa

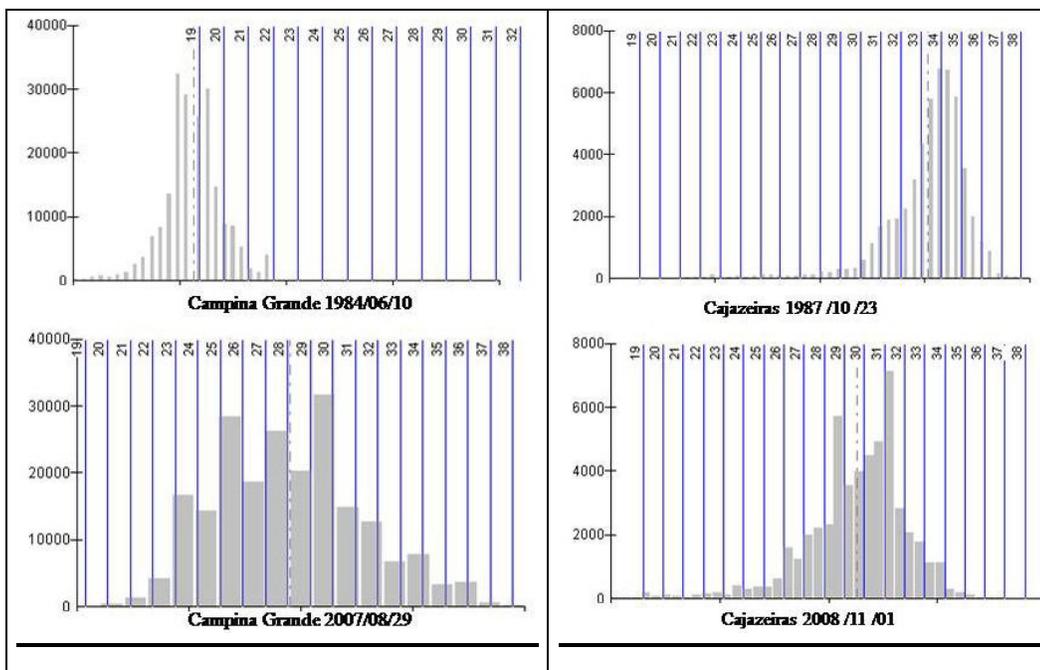


Figura 91 - Histograma da Temperatura de Superfície para as cidades de Campina Grande e Cajazeiras

Capítulo 6: Conclusões

Para a região escolhida, a metodologia atingiu o objetivo proposto que era o mapeamento da temperatura de superfície para o Estado da Paraíba e os componentes do balanço de radiação e de energia para uma bacia hidrográfica do Estado. Ficou evidenciada a apropriada potencialidade do emprego do SEBAL em estudos de alterações na vegetação e uso da terra e em variáveis como temperatura de superfície e no próprio balanço de radiação e de energia em escala de bacias hidrográficas e de cidades.

Através do uso de imagens de satélites, de álgebras de mapas e processamento digital de imagens foram obtidas informações para cada pixel das imagens analisadas, confirmando a utilidade e motivando o aumento do uso do Sensoriamento Remoto para estudos da área ambiental e da problemática da mudança climática, das suas variáveis nos centros urbanos nas diversas escalas e de acordo com a disponibilidade e resolução das imagens. Mas, vale salientar que estes dados devem ser relacionados sempre com variáveis como a precipitação da região em estudo, pois como fora discorrido o resultado apresentado tem uma relação direta com a ocorrência ou não de chuvas, uma vez que, a respostas espectrais são sensivelmente comprometidas.

No decorrer da pesquisa foram abordados vários aspectos sobre mudanças climáticas e as interferências da ação antrópica nestas. Analisando cada produto obtido desde a reflectância, o uso do solo observado a partir das imagens do visível, índices de vegetação, temperatura, albedo, saldo de radiação, calor latente, sensível, fluxo do calor no solo, etc, podem ser percebidas diferenças em termos quantitativos nas variáveis analisadas, isto é observado quando se julga em escala temporal, como é o caso da análise feita para a Bacia do do Taperoá, estas modificações foram decorrentes da presença ou não de umidade, inclinação de incidência solar na região, mudança de uso na bacia e em regiões circunvizinhas, nas datas analisadas.

Há que se ressaltar que seriam necessários estudos em campo para uma melhor identificação das variações observadas, inclusive com quantificações mais precisas, haja visto que o estudo contemplou todo o Estado da Paraíba. Assim, consideram-se os resultados como preliminares para a região, os quais poderiam servir de embasamento para estudos mais robustos dando subsídios para uma análise das mudanças ocorridas ao longo do tempo.

Neste contexto, julga-se necessário a obtenção de um histórico do uso da terra, das principais atividades econômicas de cada município, levantamento dos tipos de solo, sua composição química para cada região, o tipo de vegetação e de culturas existentes. Ainda sobre os corpos d'água seria interessante o conhecimento de alguns parâmetros como alcalinidade e grau de eutrofização.

Para o caso dos centros urbanos seria interessante limitar os perímetros destes, nos anos estudados, quantificando suas áreas urbanizadas em diferentes épocas, o que permitiria, por exemplo, uma análise do crescimento em termos efetivo de área. Outra informação que pode alterar os valores de temperatura da superfície é o tipo de material utilizado nas edificações, na pavimentação das ruas e dos telhados, o que tornaria possível identificar o grau de impermeabilização no decorrer dos anos.

Além disso, a visualização das manchas urbanas nas imagens do visível, já podem ser consideradas ferramentas que poderiam ser utilizadas no planejamento urbano, pois pode fornecer uma visão global dos municípios.

Para a observação de alterações do regime pluviométrico, causadas por alterações climáticas, seria necessária a obtenção de dados históricos de precipitação, além da utilização de ferramentas de geoestatística que permitiriam uma espacialização deste fenômeno.

Por fim, e não menos importante, tem-se a necessidade da obtenção de dados climatológicos e meteorológicos para toda a área estudada para fins de calibração dos resultados obtidos nas imagens, haja visto que a resposta espectral dos alvos está intimamente relacionada com as propriedades de cada elemento.

Dentre as vantagens da metodologia utilizada temos que as imagens foram adquiridas sem ônus, sendo estas disponibilizadas por órgãos como INPE e NASA. Depois da utilização do algoritmo SEBAL, tivemos acesso a vários produtos, dentre os quais os índices de vegetação e a temperatura de superfície. Estes parâmetros são muito importantes em planejamento urbano, pois estão estreitamente relacionados com o bem-estar humano.

Para os estudos em recursos hídricos, pode-se dizer que a metodologia é válida para análises de bacias hidrográficas, por permitir a obtenção do balanço de radiação e de energia, e como resultados intermediários temos o albedo cuja alteração está relacionada com o aumento ou a diminuição da umidade do solo e do calor sensível e latente, estes últimos relacionados com a energia necessária para a evapotranspiração. A evapotranspiração é

considerada um parâmetro de difícil obtenção e de extrema importância na área de recursos hídricos no cálculo do balanço hídrico.

Sendo assim, pode-se concluir que os estudos realizados podem contribuir com pesquisas tanto em bacias hidrográficas regionais, quanto em centros urbanos, considerando-se as peculiaridades de cada uma destas áreas.

Referências

- Adami, M. (2003). *Estimativa de áreas agrícolas por meio de técnicas de sensoriamento remoto, geoprocessamento e amostragem*. São José dos Campos: INPE, 183p.
- Ahrens, C. D. (2005). *Essentials of Meteorology - A Invitation to the Atmosphere*, 4ª edição, Thompson Brooks/Cole, 480 p, Capítulo 2, p. 26-52, Belmont, Califórnia, USA.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*. United Nations FAO, Irrigation and Drainage, N.Y., Paper n° 56. Disponível em: <http://www.fao.org/docrep/X0490E/X0490E00.htm>.
- Allen, R. G.; Allen, M.; Morse, A.; Trezza, R. (2005). *A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning*. Irrigation and Drainage Systmes, v. 19, p. 251-268.
- Allen, R.G. (1996). *Assessing Integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, Baltimore, v.122, n.2, p.97-106.
- Allen, R.G., Tasumi, M. and Trezza, R. (2002). *Sebal (Surface Energy Balance Algorithms for Land)*. Advance Training and Users Manual: Idaho Implementation, Version 1.0, 97p.
- Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R. (2007). *Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evatranspiration with Internalized Calibration (METRIC) - Model*. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 380-394 p.
- Andrade, G. R.; Sedyama, G. C.; Delgado, R. C.; Lima, E. P.; Menezes; S. J. M. C. (2007). *Estimativa do saldo de radiação utilizando o algoritmo Sebal e imagens do sensor MODIS*. Anais do Congresso Brasileiro de Agrometeorologia - SBAGRO, Aracaju, 15p.
- Anjos, C. S. (2006). *Análise de características radiométricas e geométricas dos dados CCD/CBERS-2*. São José dos Campos: INPE, 119 p.
- Araújo, T. L. (2006). *Estimativa da temperatura e do saldo de radiação à superfície terrestre em Maceió-AL utilizando imagens TM/LANDSAT*. Dissertação de mestrado em Meteorologia: Processos de Superfície Terrestre – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 112p.
- Arnell, N. W. (1994). *Hydrological impacts of climate change*. In: CALLOW, P. e PETTS, G. E. (Eds.). *The rivers handbook*. Oxford: Blackwell, vol. 2, 173-185p.
- Arya, S. P. (1988). *Introduction to micrometeorology*. North Carolina: Academic Press, International Geophysics Series, 9-33p.
- Aynew, T. (2003). *Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopan rift and adjacent highlands*. Journal of Hidrology. vol. 279, 83-93p.

- Ayoade, J. O. (1996). *Introdução à climatologia para os trópicos*. 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil. 332p.
- Ayoade, J.O. (1991). *Introdução à climatologia para os tópicos*. 2ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand do Brasil, 332p.
- Barbin, H. S. (1999). *Estudo das transformações na conformação dos maciços arbóreo/arbustivos do Parque da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”- Universidade de São Paulo, através de fotografias aéreas verticais e levantamentos florísticos de épocas distintas*. Dissertação de mestrado: Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 94p.
- Barbosa, M. P. (2007). *Sensoriamento Remoto: Princípios Físicos e Conceitos Básicos*. Notas de aula: Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande-PB.
- Barnett, T.; Malone, R.; Pennell, W.; Stammer, D.; Semtner, B. e Washington, W. (2004). *The effects of climate change on water resources in the west: introduction and overview*. Climatic Change, n° 62, 1-11p.
- Bastiaanssen, W. G. M. (1995). *Regionalization of surface flux densites and moisture indicators in composite terrain*. Tese Ph.D. Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands, 237p.
- Bastiaanssen, W. G. M. (1995). *Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate*. Ph.D. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, the Netherlands. 272p.
- Bastiaanssen, W. G. M. et al. (1996b). *The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 2. Validation*. Journal of Hydrology, Amsterdan, vol. 212-213, 213-229p.
- Bastiaanssen, W. G. M. et al. (1998a) .*Remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation*. Journal of Hydrology, Amsterdan, vol. 212-213, 198-212p.
- Bastiaanssen, W.G.M. e Chandrapala, L. (2003). *Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use*. Agricultural Water Management, vol. 58, 171-192p.
- Bastiannseen, W.G.M., Ali S. (2003). *A new crop yield forecasting model based on satellite measurements applied across the Indus Basin, Pakistan*. Agriculture Ecosystems & Environment, vol. 94, 321-340p.
- Bastos, E. J. B.; Pontes, E. G. S. (1996). *Uma comparação de Estimativas do Balanço de Radiação na Superfície mediante dados de Imagens Meteosat-5 e NOAA-14 AVHRR para a região de São Gonçalo no Sertão Paraibano*. Anais do 9º Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos do Jordão: SBMET, vol. 2, 1485-1487p.

- Batista, G. T.; Dias, N. W. (2005). *Introdução ao sensoriamento remoto e processamento de imagens*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE.
- Becker, F.; Li, Z. L. (2005). *Towards a local split-window method over land surfaces*. International Journal of Remote Sensing, vol.11, 369-393p.
- Bernardo, S.; Soares, A. A.; Mantovani, E. C. (2005). *Manual de Irrigação*, 7ª edição, Editora UFV. 611p.
- Bezerra, B. G. (2006). *Balanco de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no Cariri Cearense através do algoritmo SEBAL*. Dissertação de Mestrado: Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 127p.
- Bezerra, M. V. (2004). *Balanco de energia em áreas irrigadas utilizando técnicas de sensoriamento remoto. Campina Grande*. Dissertação de Mestrado: Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 125p.
- Boegh, E.; Soegaard, H.; Thomsem, A. (2002). *Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance*. Remote Sensing of Environmental. vol. 79, 329-343p.
- Borges, V. P. (2008). *Aplicação do algoritmo SEBAL e imagens Landsat para estimativa da demanda hídrica do algodoeiro irrigado no Oeste da Bahia*. Dissertação (Mestrado em Ciências Agrárias) - Universidade Federal do Recôncavo da Bahia.
- Brasil. (1997). *Lei Federal nº 9.433 de 08 de janeiro de 1997*. Institui a Política e Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos.
- Brasil. (2000). *Lei Federal nº 9.984 de 17 de junho de 2000*. Lei de Criação da Agência Nacional de Águas-ANA.
- Brutsaert, W. H. (1982). *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel. Boston, Massachusetts, 212p. In: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE): Radiometria de imagens TM e ETM+: Disponível em: <http://www.dgi.inpe.br/html/radiometria-TM.htm>.
- Carnahan, W. H.; Larson, R. C. (1990). *An analysis of an urban heat sink*. Remote Sensing of Environment. n° 33, 65-71p.
- Centeno, J. A. S. (2004). *Sensoriamento Remoto e Processamento de Imagens Digitais*. UFPR, Curitiba, 209p.
- Chander, G.; Markham, B. (2003). *Revised Landsat 5 TM radiometric calibration procedures and post-calibration dynamic ranges*. IEEE Transactions on Geoscience Remote Sensing, 2674–2677p.
- Chen, J. M., Chen, X., Ju, W., Geng, X. (2005). *Distributed hydrological model for mapping evapotranspiration using remote sensing inputs*. Journal of Hydrology, n° 305, 15-39p.

- Christensen, N. S.; Wood, A. W.; Voisin, N.; Lettenmaier, D. P.; Palmer, R. N. (2004). *The effects of climate change on the hidrology and water resources of the Colorado river basin*. Climatic Change, n° 62. 337-363p.
- Coll, C.; Caselles, V.; Sobrino, J. A.; Valor, E. (1994). *On the Atmosphere of the Split-window Equation for Land Surface Temperature*. International Journal of Remote Sensing, vol. 15, n° 1, 105-122p.
- Collischonn, E. (1998). *O campo térmico da região metropolitana de Porto Alegre: uma análise a partir da interação das variáveis ambientais na definição do clima local*. Dissertação de Mestrado: Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis, 152p.
- Coltri, P. P. (2006). *Influência do uso e cobertura do solo no clima de Piracicaba, São Paulo: análises de séries históricas, ilhas de calor e técnicas de sensoriamento remoto*. Dissertação de Mestrado: Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo. Piracicaba, 166p.
- Confalonieri, U.E.C. (2001). *Global environmental change and healt in Brazil: review of the present situation and proposal for indicators for monitoring these effects*. In: Hogan, H. J.; Tolmasquim, M.T. Human dimension of global environmental change. Brazilian Perspectives. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências. 156p.
- Conti, J. B. (2000). *Considerações sobre mudanças climáticas globais*. In: Sant´Ana Neto, J. L. e Zavatini, J. A (org): Variabilidade e mudanças climáticas. Maringá: Eduem, 17-28p.
- Courault, D.; Clastre, P.; Cauchi, P.; Delecolle, R. (1998). *Analysis of spatial variability of air temperature at regional scale using remote sensing data and a SVAT model*. In: International Conference Geospatial Information in Agriculture and Forestry 1, Lake Buena Vista, Florida, EUA. Proceedings Lake Buena Vista: ERIM, 149-156p.
- Courault, D.; Seguin, G.; Oliosio, (2005). *A Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches*. Irrigation and Drainage Systems, Dordrecht, vol. 19, 223-249p
- Crósta, A. P. (1992). *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). Campinas-SP. 170p.
- Daughtry, C. S. T.; Kustas, W. P.; Moran M. S.; Pinter, P. J. Jr.; Jackson R. D.; Brow, P. W.; Nichols, W. D.; Gay, L. W. (1990). *Spectral estimates of Net radiation and soil heat flux*. Remote Sensing of Environment. New York, vol. 32, 111-124p.
- Debiasi, P.; Souza, S. F., Mitishita, E. A., Rolim, S. B. A. (2007). *Correções e Avaliações Geométricas de Imagens CCD – CBERS 2*. II Seminário Anual de Pesquisas em Geodésia na UFRGS.
- Di Pace, F.T. (2004). *Estimativa do Balanço de Radiação à Superfície Terrestre Utilizando Imagens TM-Landsat 5 e Modelo de Elevação Digital*. 120f. Tese de Doutorado em

- Recursos Naturais. Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 120f.
- Diak, G.R., W.L. Bland e J. Mecikalski. (1996). *A note on first estimation of surface insolation from GOES - 8 visible satellite data*. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 82, 219-226p.
- Diniz, L. da S. (2008). *Regionalização de parâmetros de modelo chuva-vazão usando redes neurais*. Tese de Doutorado: Programa de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre-RS.
- Dousset, B; Gourmelon, F. (2003). *Satellite multisensor data analysis of urban surface temperatures and landcover*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, n° 58, 43-54p.
- Dutra, L. V.; Souza, R.C.M.; Mitsuo I. I., F.A.; Moreira, J.C. (1981). *Análise automática de Imagens Multiespectrais*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, 33p.
- Eastman, J. R. (1996). *Exercícios Tutoriais - IDRISI for Windows*. Porto Alegre: Centro de Recursos Idrisi, 109p.
- Eastman, J.R. (Coord.) *User`s guide of IDRISI 1.0 for Windows*. Clark University, 1995. 178p.
- Feitosa, J. R. P. (2005). *Uso de Técnica de Sensoriamento Remoto e Imagens Landsat-TM e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície*. 164f. Tese de Doutorado: Programa Institucional de Pós-graduação em Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 164f.
- Folhes, M. T. (2007). *Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos*. Tese Doutorado: Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos. 175p.
- França, D. A. (2006). *Mudança do uso e cobertura da terra no Vale do Paraíba e vizinhança e seus impactos na circulação atmosférica local*. São José dos Campos: INPE, 139p.
- França, G.B.; Cracknell A.P. (1994). *Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-11 AVHRR data in north-eastern Brazil*. International Journal of Remote Sensing. vol. 15, 1695-1712p.
- França, G.B.; Cracknell, A.P. (1994). *Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-11 AVHRR data in the northeastern Brazil*. International Journal of Remote Sensing, v.15, 1695-1712p.
- French, A.N.; Jacob, F.; Anderson, M.C.; Kustas, W.P.; Timmermans, W.; Gieske, A.; Su, Z.; Su, H.; McCabe, M.F.; LI, F.; Prueger, J.; Brunsell, N. (2005). *Surface energy fluxes*

- with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer at the Iowa. Remote Sensing of Environment*, n° 99, 55-65p.
- Giongo, P. R.; Moura, G. B. A.; Rego, P. L.; Medeiros, S. R. R. (2007). *Índices de vegetação NDVI, SAVI e IAF estimados com imagens Landsat 5-TM*. In: VII Jornada de Ensino, Pesquisa e Extensão, Recife-PE. CD ROM.
- Gouvêa, J. R. F. (2008). *Mudanças climáticas e a expectativa de seus impactos na cultura da cana-de-açúcar na região de Piracicaba*. Dissertação de Mestrado: Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Universidade de São Paulo. Piracicaba. 98p.
- Guo, Q; Xu, D.Y.; Yan, H. (1995). *Study on the impacts of climate changes on the distribution of Pinus tabulaeformis in China*. *Scientia Silvae Sinicae*, vol. 31, n° 5, 393-402p.
- Gusso, A. (2003). *Monitoramento de Temperaturas Noturnas da Superfície Terrestre no Estado do Rio Grande do Sul com uso do Sensor Orbital AVHRR/NOAA*. Dissertação de Mestrado: Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 77p.
- Gusso, A. et al. (2007). *Mapeamento da temperatura da superfície terrestre com uso do sensor NOAA/AVHRR*. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. vol. 42, n° 2, Brasília, 231-237p.
- Hafeez, M. M.; Chemim, Y. Van de Giesen, N.; Bouman, B. A. M. (2002). *Field Evapotranspiration in Central Luzon, Philippines, using Different Sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster*. In: *Simposium on Geospatial theory, Processing and Applications*, Ottawa, Canadá.
- INPE (2008). *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais*. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br>>, acessado em março de 2008.
- IPCC (2001). *Intergovernmental Panel on Climatic Change: Climate Change. The scientific bias*, in Houghton, J. T.; Ding, Y., Cambridge University Press, Cambridge.
- IPCC (2008). *Intergovernmental Panel on Climatic Change: Climate Change water*. Bates, B.C., Z.W. Kundzewicz, S. Wu and J.P. Palutikof, Eds. IPCC Secretariat, Geneva, 210f.
- Iwai, O. K. (2003). *Mapeamento do uso do solo urbano do município de São Bernardo do Campo, através de imagens de satélite*. São Paulo, 127p.
- JURY, W. A.; GARDNER, W. R.; GARDNER, W. H., *Soil Physics*, 5ª edição, John Wiley & Sons, Inc., New York - USA, 1991.
- Kamaruzaman, J.; Mohd-Rasol, M.A. (1995). *Satellite remote sensing of deforestation in the Sungai Buloh Forest Reserve*. *International Journal of Remote Sensing*. vol. 16, n°11, 1981-1997p.

- Kerr, Y.H.; Lagouarde, J.P.; Imbernom, J. (1992). *Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split window algorithm*. Remote Sensing of Environment, vol. 41, 197-209p.
- Kim, H. H. (1992). *Urban heat island*. International Journal of Remote Sensing, vol. 13, n° 12, 2319-2336p.
- Klocke, N. L.; Hubbard, K. G.; Kranz, W. L.; Watts, D. G. (1996). *Evapotranspiration (ET) or Crop Water Use*. Disponível em: <http://ianrpubs.unl.edu/irrigation/g992.htm> .
- Kustas, W.P.; Daughtry, C.S.T. e Van Oevelen, P. J. (1994). *Analytical treatment of relationships between soil heat flux/net radiation ratio and vegetation indices*. Remote Sensing of Environment, vol. 46, 319-330p.
- Kustas, W.P.; Moran, M.S.; Jackson, R.D.; Gay, L.W.; Duell, L.F.W.; Kunkel, K.E.; Matthias, A.D. (1990). *Instantaneous and daily values of the surface energy balance over agricultural fields using remote sensing and a reference field in an arid environment*. Remote Sensing of Environment, vol. 32, 125-141p.
- Landsberg, H. E. (1981). *The urban climate*. New York: Academic Press, 1981.
- Leite, C. C. (2008). *Reconstrução dos padrões históricos de uso da terra 2008 na Amazônia, no período 1940-1995, para estudos climáticos e hidrológicos*. Tese de Doutorado: Universidade Federal de Viçosa. Viçosa-MG.
- Leivas, J. F. (2008). *Uso de técnicas de Sensoriamento Remoto na estimativa do balanço de radiação na superfície*. Tese de Doutorado: Programa de Pós-Graduação em Fitotecnia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 107p.
- Lillesand, T.M.; Kiefer, R.W. (1987). *Remote sensing and image interpretation*. 2ª Edição. New York: John Wiley & Sons, 850p.
- Lillesand, T. M.; Kiefer, R. W. (1999). *Remote sensing and image interpretation*. 4ª Edição, New York: John Wiley & Sons, 724 p.
- Liu, W. T. H. (2007). *Aplicações de Sensoriamento Remoto*. UNIDERP, Campo Grande, 908p.
- Lombardo, M. A. (1985). *Ilha de Calor nas Metrôpoles*. Hucitec, São Paulo.
- Lombardo, M. A. (1985). *Ilha de calor nas metrôpoles: o exemplo de São Paulo*. Editora Hucitec, São Paulo. 244p.
- Lombardo, M.A.; Gonçalves, J.C.; Neto, P.Q. (1991). *A expansão urbana da cidade de São Paulo e a variação temporal da temperatura*. Anais do 3º Encontro Nacional de Estudos sobre o Meio Ambiente, Londrina, 190p.
- Lopes, G. M. (2003). *Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5-TM*. Dissertação de Mestrado: Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade de Campina Grande. Campina Grande-PB.

- Lu, D.; Weng, Q. (2005). *Urban Classification Using Full Spectral Information of Landsat ETM+ Imagery in Marion County*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Bethesda, vol. 71, n°11, 1275-1284p.
- Machin, J.; Navas, A. (1995). *Land evaluation and conservation of semiarid agrosystems in Zaragoza (NE Spain) using an expert evaluation system and GIS*. Land Degradation and Rehabilitation, vol. 6, n°4, 203-214p.
- Malaret, E; Bartolucci, L A; Lozano, D F; Anuta, P E; Mcgillem, C D. (1985). *Landsat-4 and Landsat-5 Thematic Mapper data quality analysis*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 51, 1407-1416p.
- MALEK, E.; BINGHAM, G. E., *Partitioning of radiation and energy balance components in a inhomogeneous desert valley*, Journal of Arid Environments, n. 37, p. 193-207, 1997.
- Marinho, L. S. (2006). *Abastecimento d'água em pequenos aglomerados urbanos do estado da Paraíba*. Dissertação de Mestrado: Programa de Pós-Graduação em Engenharia Urbana e Ambiental, Universidade Federal da Paraíba. João Pessoa-PB.
- Markham, B. L., Barker, J. L. (1987). *Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances*. International Journal of Remote Sensing, vol. 8, n° 3,517-523p.
- Mather, P. M. (1999). *Computer processing of remotely-sensed images: an introduction*. 2ª Edição. Chichester: John Wiley & Sons, 292p.
- Medina, J. L.; Camacho, J. E.; Reza, R. L.; Roldán, J. (1998). *Determination and analysis of regional evapotranspiration in Southern Spain based on Remote Sensing and GIS*. Physical Chem. Earth, vol. 23, n° 4, 427-432p.
- Meireles, M. (2007). *Estimativa da evaporação real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem landsat 5-TM na Bacia do Acaraú – CE*. Dissertação de Mestrado: Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE.
- Mendonça, F. (2003). *O estudo do clima urbano no Brasil: evolução, tendências e alguns desafios*. In: Monteiro, C, A. F.; Mendonça, F. (Org.). Clima urbano. São Paulo: Contexto. 175-192p.
- Mendonça, F. A. (2000). *O clima urbano de cidades de porte médio e pequeno: aspectos teórico-metodológicos e estudo de caso*. In: Sant'Anna Neto, J.L.; Zavatini, J. A. (Org.). Variabilidade e Mudanças Climáticas: implicações ambientais e socioeconômicas. Maringá-PR: Editora da Universidade Estadual de Maringá, 167-192p.
- Meneses, P. R. (2001). *Fundamentos da radiometria óptica espectral*. In: Meneses, P. R.; Netto, J. S. M. (ed). Sensoriamento Remoto: reflectância dos alvos naturais. Brasília: UNB, cap.1, 15-42p.
- Mohamed, Y. A.; Bastiaanssen, W. G. M.; Savenniye, H. H. G. (2004). *Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques*. Journal of Hidrology. vol. 289, 145-164p.

- Monteiro, C, A.F. (1999). *O estudo geográfico do clima*. Cadernos Geográficos, Florianópolis, vol. 1, n° 1.
- Monteiro, C. A F.; Mendonça, F. (Org) (2003). *Clima Urbano*. São Paulo: Editora Contexto, 2003. 192p.
- Monteiro, C. A. F. (1976). *Teoria e clima urbano*. São Paulo: IGEO/USP.
- Moran, M. S.; Jackson, R. D.; Raymond, L. H.; Gay, L. W., Slater, P. N. (1989). *Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground based meteorological data*. Remote Sensing of Environment, New York, vol. 30, 77-87p.
- Moreira, M. A.; Souza, I. M. (2001). *Análise de resultados de segmentação por crescimento de regiões em diferentes técnicas de processamento digital de dados do Landsat/TM para mapeamento de áreas cafeiras*. Anais do 10° Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Foz do Iguaçu-PR.
- Moreira, M.A. (2005). *Fundamentos do Sensoriamento Remoto e metodologias de aplicação*. Editora de UFV, 3ª Edição, Viçosa -MG.
- Morse, A.; Tasumi, M.; Allen, R.G.; Kramber, W.J. (2001). *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*. Department of Water Resources, University of Idaho, Idaho.
- Morse, A.; Tasumi, M.; Allen, R.G.; Kramber, W.J. (2003b). *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. Phase III: The Transition to an Operational System*. Idaho Department of Water Resources – University of Idaho, Idaho.
- Moura, A. N. (2001). *Sistemas de Informações Geográficas Aplicados à Sistemas de Abastecimento de Água*. Dissertação de Mestrado: Faculdade de Engenharia Civil. Universidade Estadual de Campinas, Campinas-SP.
- Neto, J. L. S. (2000). *As chuvas no estado de São Paulo: a variabilidade pluvial nos últimos 100 anos*. In: Sant'Anna Neto, J.L.; ZAVATINI, J. A. (Org.). Variabilidade e Mudanças Climáticas: implicações ambientais e socioeconômicas. Maringá/PR: Editora da Universidade Estadual de Maringá, 2000. p.95-119.
- Nichol, J.E., (1996). *High-Resolution surface temperature patterns related to urban morphology in a tropical city: a satellite-based study*. Journal of Applied Meteorology. vol. 35, 135-146p.
- Novas, M. F. B. (2008). *Mapeamento das estimativas do saldo de radiação e índices de vegetação em área do estado de Alagoas com base em sensores remotos*. Maceió-AL.
- Novo, E. M. (1989). *Sensoriamento Remoto: Princípios e aplicações*. São Paulo: Edgard Blucher. 307p.

- Nunes, L.H. (2003). *Repercussões globais, regionais e locais do aquecimento global*. Instituto de Geociências da UNICAMP. São Paulo: Editora Terra Livre, vol. 19, nº20, 101-110p.
- OMM. Organização Mundial de Meteorologie. Disponível em <http://www.wmo.ch>.
- ONU (2001). *Organização das Nações Unidas*. Disponível em: <<http://www.onu-brasil.org.br>>, acessado em março de 2008.
- Pachêco, A. P.; Ribas, N. S. (1998). *Sensoriamento Remoto Aplicado ao Uso da Terra*. Geodésia on-line, vol 4.
- Paiva, C.M. (2005). *Estimativa do Balanço de Energia e da Temperatura da Superfície via Satélite NOAA-AVHRR*. Tese de Doutorado: Ciências em Engenharia Civil - COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ. 248p.
- Paiva, C.M., Liu, W.T.H.; FRANÇA, G. B.; FILHO. O. C. R. (2004). *Estimativa das componentes do balanço de energia via satélite através do modelo SEBAL*. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza-CE: CD-ROM.
- Paola, J. D.; Schowengerdt, R. A. A. (1995). *Detailed comparison of back propagation neural networks and maximum likelihood classifiers for urban land use classification*. IEEE Transation on Geoscience and Remote Sensing, New York, vol. 33, nº 4, 981-996p.
- Perrella, A. C. F.; Sakuragi, J. (1998). *Estudo do nevoeiro em São José dos Campos*. Anais do 10º Congresso Brasileiro de Meteorologia. Brasília-DF. CD-ROM.
- Pinker, R. T.; Corio, L. A. (1984). *Surface Radiation Budget from satellites*. Monthly Weather Review, Washington, vol. 112, 209-215p.
- Pongracz, R.; Bartholy,J.; Dezso Z. (2005). *Remotely sensed thermal information applied to urban climate analysis*. Advances in Space Research, Oxford. In press. Disponível em: www.elsevier.com/locate/asr.
- PONZONI, F. J. ; SHIMABUKURO, Y. E. (2007). *Sensoriamento remoto aplicado ao estudo da vegetação*. 1. ed. São José dos Campos: Parêntese. v. 1. 135 p.
- Prata, A. J. (1994b). *Land surface determination from satellites*. Advances in Space Research, 315-326p.
- Quintanilha, J. A. (1990). *Processamento de Imagens digitais*. In: Anais do Simpósio Brasileiro de Geoprocessamento. São Paulo: EDUSP, 37-52p.
- Rempel, C. (2000). *Aplicação do Sensoriamento Remoto para Determinação da Evolução da Mata Nativa da Bacia Hidrográfica do Rio Forqueta – RS, entre 1985 e 1995*. Dissertação de Mestrado: Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre-RS.
- Ribeiro, A. G. (1993). *As escalas do clima*. Boletim de Geografia Teorética, Rio Claro, vol. 23, nº 45-46, 288-294p.

- Ribeiro, M. do S. B. (2000) *Variação Climática no Distrito Federal: componentes e perspectivas para o planejamento urbano*. Dissertação (Mestrado) Faculdade de Arquitetura e urbanismo – Universidade de Brasília, Brasília, 133f.
- Richards, J. A. (1986). *Remote Sensing Digital Image Analysis: an Introduction*. Berlin: Springer-Verlag, 281p.
- Robinove, C.J.; Chavez, P.S.; P.S.; Gehring, D; H., R. *Arid land monitoring using Landsat albedo difference images*. Remote Sens. Environm., 11:133-156, 1981
- Roerink G. J.; Menenti, M. S.; Sebi, S. (2000). *A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance*. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, vol. 25, n°, 147-157p.
- Salisbury, W.; D'Aria, D.M. *Emissivity of terrestrial material in the 8-14 μ m atmospheric window*. Remote Sensing of Environment, v.42, p.83-106, 1992.
- Schowengerdt, R. A. (1997). *Remote Sensing: Models and Methods For Image Processing Academic Press*. New York, 2^a Edição. 522p.
- Silva, B. B.; Lopes, G. M.; Azevedo, P. V. (2005). *Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 –TM*. Revista Brasileira de Meteorologia, vol. 20, n°2, 243-252p.
- Silva, B. B.; Moura, M. S. B.; Feitosa, J. R. P.; Galvêncio, J. D., Filho; J. F. da C. (2002). *Balanço de radiação no perímetro irrigado Nilo Coelho utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5-TM*. In: 12^o Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz Iguaçu.
- Silva, E.M.; Ribeiro, A.G. (2004). *As tendências das variações climáticas na cidade de Uberlândia-MG (1981-2000)*. Caminhos de Geografia, Uberlândia, vol. 9, n° 12, 174-190p. Disponível: www.ig.ufu.br/caminhos_de_geografia.html.
- Silva, J. W.; Santos, F., Leal, R. (2007). *Estimativa da temperatura da superfície do solo de uma região semi-árida a partir do IRMSS (banda 4) do CBERS-2*. Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, INPE, 1159-1166p.
- Silva, M. S. (2006). *Sistemas de Informações Geográficas: elementos para o desenvolvimento de bibliotecas digitais geográficas distribuídas*. Dissertação de Mestrado: Ciência da Informação, Faculdade de Filosofia e Ciências, Universidade Estadual Paulista, Campus de Marília.
- Silva, P. R. (2006). *Técnicas de Sensoriamento Remoto e radiometria aplicadas a vinhedos em duas regiões do rio grande do sul, Brasil*. Dissertação de Mestrado: Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre-RS.
- Silva, R. C. (2002). *Estudo do balanço de radiação no Pantanal Sul Mato- Grossense*. São José dos Campos: INPE, 213p.

- Sobrino, J. A.; Caselles, V. (1991). *A Methodology for Obtaining the Crop Temperature from NOAA-9 AVHRR Data*. International Journal of Remote Sensing, vol. 12, n° 12, 2461-2475p.
- Sobrino, J. A.; Caselles, V.; Coll, C. (1993). *Theoretical split-window algorithms for determining the actual surface temperature*. Il Nuovo Cimento C, vol. 16, 219-236p.
- SOBRINO, J. A.; GÓMEZ, J., M.; OLIOSO, J. C. A.; CHEHBOUNI, G. (2005), *A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns*, Journal of Hydrology, n. 315, p. 117-125.
- Sobrino, J. A; Li, Z. L.; Stoll, M. P; Becker, F. (1994). *Improvements in the split-window technique for land surface temperature determination*. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, vol. 32, 243-253p.
- Souza, B. I. (2008) Cariri Paraibano: do silêncio do lugar à desertificação. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-graduação em Geografia, Porto Alegre, RS, 198f.
- Souza, B. I; Silans, A. M. B. P.; Santos J. B. (2004). Contribuição ao estudo da desertificação na Bacia do Taperoá. Revista Brasileira Engenharia Agrícola e Ambiental. v.8, p 292 – 298. Campina Grande, Paraíba.
- Souza, J. D.; Silva, B. B. (2005). Correção Atmosférica para temperatura da superfície obtida com imagem TM – Landsat 5. Revista Brasileira de Geofísica, vol. 23, n° 4, São Paulo.
- Souza, J. D.; Silva, B. B. (2005). *Correção Atmosférica para Temperatura da Superfície Obtida com Imagem TM – Landsat 5*. Sociedade Brasileira de Geofísica, vol. 23, n° 4, 349-358p.
- Souza, J. M. (2004). *Estimativas das componentes do Balanço Radiativo à Superfície mediante satélites meteorológicos*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 193 p.
- Srinivasan, V. S.; Galvão, C. O.; Santos, C. A. G.; Figueiredo, E. E.; Rego J. C.; Alcântara, H. M.; Albuquerque, J. P. T.; Aragão, R.; Melo, R. N. T.; Cruz, E.; Guedes, G. A.; Lacerda, I.; Santos, L. L.; Alves, F. M. (XXXX). *Bacia Experimental de São João do Cariri-PB*. UFCG/CCT/DEC.
- Stakhiv, E. Z. (1998). *Policy implications of climate change impacts on water resources management*. Water Policy, n° 1, 159-175p.
- Stefanov, W. L.; Ramsey, M.S.; Christensen, P. R. (2001). *Monitoring urban land cover change: na expert system approach to land cover classification of semiarid urban centers*. Remote Sensing of Environment, vol. 77, n° 2, 173-185p. Disponível em: <http://e5500.fapesp.br/pdflinks/03022417075008669.pdf>.

- Steinke, E. T. (2004). *Considerações sobre variabilidade e mudança climática no Distrito Federal, suas repercussões nos recursos hídricos e informação ao grande público*. Tese de Doutorado: Departamento de Ecologia, Universidade de Brasília, Brasília- DF, 196p.
- Stohlgren, T. J.; Chase, T. N.; Pielke, R. A.; Kittel, T. G. F.; Baron, J. S. (1998). *Evidence that local land use practices influence regional climate, vegetation, and stream flow patterns in adjacent natural areas*. *Global Change Biology*, vol. 4, n°5, 495-504p.
- Swart, S.; Santos, M. J. Z. (2001). *Mudanças climáticas e planejamento regional nos setores da depressão periférica e planície litorânea do estado de São Paulo: comportamento dos parâmetros térmicos e hídricos no período de 1955 – 1997*. 4° Anais do Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica: UFRJ, CD ROM.
- Tarifa, J.R. (1994). *Alterações climáticas resultantes da ocupação agrícola no Brasil*. *Revista do Departamento de Geografia, São Paulo*, n°8, 15-28p.
- Tasumi M., Trezza R., Allen R.G. e Wright, J.L. (2005). *Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid*. *Irrigation and Drainage Systems*, vol. 19, 355–376p.
- Tasumi, M. (2003). *Use of Remote Sensing of Evapotranspiration for Large Regions*, International Workshop, Montpellier, France, 2003.
- Tenalem, A. (2003). *Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands*. *Journal of Hydrology*, vol. 279, 83-93p.
- Timmermans, W.J.; Meijerink, A. M. J.; (1999). *Remotely sensed actual evapotranspiration: implications for groundwater management in Botswana*. *JAG*, vol. 1, 222-233p.
- TUCCI, C. E. M. (2002). *Impactos da variabilidade climática e dos usos do solo nos recursos hídricos*. ANA: Relatório Técnico, 150 p.
- Ulivieri, C.; Castronuovo, M. M; Francioni, R; Cardilo, A. A. (1994). *Split-window algorithm for estimating land surface temperature from satellites*. *Advances in space Research*, vol 14, n° 3, 59-65p.
- Van de Griend, A. A.; Owe, M. (1993). *On the Relationship Between Thermal Emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index for Natural Surfaces*. *International Journal Remote Sensing*, vol. 14, n° 6, 1119-1131p.
- Vettorazzi, C. A. (1992). *Sensoriamento Remoto Orbital*. Série didática n° 2, Departamento de Engenharia Rural. Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, 134p.
- Victoria, D. C. (2004). *Estimativa da evapotranspiração da bacia do Ji-Paraná (RO) através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento*. Dissertação de Mestrado em Ecologia de Agroecossistemas, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP.

- Voogt, J. A.; Oke, T. R. (2003). *Thermal remote sensing of urban climates*. Remote Sensing of Environment, vol. 86, 370-384p.
- Wan Z. (1999). *MODIS Land – Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document*. (LST ATBD), Version 3.3, NAS5-31370, NASA/GSFC, Greenbelt MD, USA. Disponível em: <<http://modis.gsfc.nasa.gov/data>>.
- Wang, Z.; Bovik, A. C.; Sheikh, H. R.; Simoncelli, E. P. (2004). *Image quality assessment: from error visibility to structural similarity*. IEEE Transactions on Image Processing, vol. 13, n° 4, 600-612p.
- Wang, J., White, K. Robinson, G.J. (2000). *Estimating surface net solar radiation by use of Landsat-5 TM and digital elevation models*. International Journal of Remote Sensing, vol. 21, n° 1, 31-43p.
- Weligepolage, K. (2005). *Estimation of spatial and temporal distribution of evaporatranspiration by satellite remote sensing – A case study in Hupselse Beek, The Netherland*. Tese de Mestrado: International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, 114f.
- Weng, Q. (2001). *A remote sensing-GIS evaluation of urban expansion and its impact on surface temperature in the Zhujiang Delta, China*. International Journal of Remote Sensing, Londres, vol. 22, n°10, 1999-2014p.
- Weng, Q., Quattrochi, D.A. (2006). *Thermal remote sensing of urban areas: An introduction to the special issue*. Remote Sensing of Environment, vol. 104, 119-122p.
- Weng, Q.; Dengsheng, L.; Schubring, J. (2004). *Estimation of land surface temperature–vegetation abundance relationship for urban heat island studies*. Remote Sensing of Environment 89, vol. 66, n° 23, 467-483p.
- Xavier, A. C. (1998). *Estimativa de propriedades biofísicas de plantações de eucaliptos a partir de dados Landsat-TM*. Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, São José dos Campos, INPE, 117f.
- Zanella, M. E.; Mendonca, F. A. (2004). *Algumas considerações sobre o clima urbano de Curitiba e suas repercussões na saúde da população*. Anais do VI Encontro Nacional de Pós-Graduação e Pesquisa em Ambiente e Sociedade ANPPAS, Indaiatuba-SP.
- Zeiler, M. (1999). *Modeling our World: the ESRI guide to geodatabase design*. California: Environmental Systems Research Institute.

Anexos

Informação das imagens

Órbita 215 e Ponto 65

1984		
Ângulo de Elevação do Sol	45,3745	graus C
dia =	28,0000	
mês =	7,0000	
DJ =	209,0000	
Ângulo Zenital	44,6255	em C
Grau em rad	0,778862	0,711713
dr	1,118726	

2007		
Ângulo de Elevação do Sol	49,0264	graus C
dia =	19,0000	
mês =	7,0000	
DJ =	200,0000	
Ângulo Zenital	40,9736	graus C
Grau em rad	0,715124	0,755012
dr	1,113614	

1990		
Ângulo de Elevação do Sol	42,285	graus C
dia =	18,0000	
mês =	6,0000	
DJ =	169,0000	
Ângulo Zenital	47,715	graus C
Grau em rad	0,832784	0,672819
dr	1,096004	

1999		
Ângulo de Elevação do Sol	60,6255	graus C
dia =	17,0000	
mês =	10,0000	
DJ =	290,0000	
Ângulo Zenital	29,3745	graus C
Grau em rad	0,512682	0,871432
dr	1,16474	

Órbita 216 e Ponto 65

1987		
Ângulo de Elevação do Sol	58,6517	graus C
dia =	23,0000	
mês =	10,0000	
DJ =	296,0000	
Ângulo Zenital	31,3483	graus C
Grau em rad	0,547131	0,854021
dr	1,168148	

2008		
Ângulo de Elevação do Sol	62,1696	graus C
dia =	1,0000	
mês =	11,0000	
DJ =	305,0000	
Ângulo Zenital	27,8304	graus C
Grau em rad	0,485732	0,884333
dr	1,173261	

Órbita 214 e Ponto 65

1984		
Ângulo de Elevação do Sol	45,3745	graus C
dia =	28,0000	
mês =	7,0000	
DJ =	209,0000	
Ângulo Zenital	44,6255	em C
Grau em rad	0,778862	0,711713
dr	1,118726	

2007		
Ângulo de Elevação do Sol	56,4396	graus C
dia =	29,0000	
mês =	8,0000	
DJ =	241,0000	
Ângulo Zenital	33,5604	graus C
Grau em rad	0,585739	0,833304
dr	1,136905	

Informações pixels âncoras

Outubro de 1999

Quente		Frio	
x	771.396,80	x	755.503,0
y	9.194.853,38	y	9.200.087,2
Rn	739,387	Rn	822,107
G	133,373	G	106,367
H _(cal)	606,014	H	0
Ra	23,1190		
Ts	36,454	Ts	29,7

Dados da Estação	
h _v	0,3
Z _{0m}	0,036
u(2m)	3,79
k	0,41
Z _x	2
u*	0,386794039
L	-0,632
u*(SAVI)	0,039269096
SAVI	0,209
Zom(savi)	0,009711738

Abril de 1999

Quente		Frio	
x	787.919,005556	x	751.097,673958
y	9193609,599477	y	9222524,51
Rn	571,737	Rn	
G	107,301	G	72,643
H _(cal)	464,436	H	0
Ra	18,8903		
Ts	37,867	Ts	24,994

Dados da Estação	
h _v	0,3
Z _{0m}	0,036
u(2m)	3,79
k	0,41
Z _x	2
u*	0,386794039
L	-0,73849
u*(SAVI)	32579,5292
SAVI	0,126
Zom(savi)	0,006091384