

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

**Estimativa do Balanço de Energia e Evapotranspiração: Aplicações no Semiárido
Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto**

Dissertação de Mestrado

JOHN ELTON DE BRITO LEITE CUNHA

CAMPINA GRANDE - PB
DEZEMBRO DE 2011

JOHN ELTON DE BRITO LEITE CUNHA

**Estimativa do Balanço de Energia e Evapotranspiração: Aplicações no Semiárido
Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto**

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

Orientadores: Prof.^a Dr.^a Iana Alexandra Alves Rufino
Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

CAMPINA GRANDE - PB
DEZEMBRO DE 2011

JOHN ELTON DE BRITO LEITE CUNHA

**Estimativa do Balanço de Energia e Evapotranspiração: Aplicações no Semiárido
Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto**

Dissertação aprovada em 13 de dezembro de 2011.

COMISSÃO EXAMINADORA

Dr^a. Iana Alexandra Alves Rufino
Orientadora
Unidade Acadêmica de Engenharia Civil – UFCG

Dr. Bernardo Barbosa da Silva
Orientador
Unidade Acadêmica de Meteorologia – UFCG

Dr. Carlos de Oliveira Galvão
Examinador interno
Unidade Acadêmica de Engenharia Civil – UFCG

Prof. Dr. Alain Marie Bernard Passerat de Silans
Examinador externo
UFPB

Feliz do homem que encontrou a sabedoria, daquele que adquiriu a inteligência, porque mais vale este 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

Na mão direita ela sustenta uma longa vida; na esquerda, riqueza e glória.

Seus caminhos estão semeados de delícias. Suas veredas são pacíficas.

É uma árvore de vida para aqueles que lançarem mãos dela. Quem a ela se apega é um homem feliz.

Provérbios 3, 13 - 18

Aos meus pais, avós e irmãos.

À minha Noiva Tatiane.

Aos meus Professores.

Dedico.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus por estar sempre guiando os meus caminhos.

À minha noiva Tatiane por toda paciência, amor e companheirismo.

Aos meus pais pelo o apoio aos estudos.

Externo minha gratidão a minha orientadora, Professora Iana Rufino, por todos os incentivos e conhecimentos transmitidos.

Aos professores Carlos Galvão e Bernardo Barbosa da Silva que contribuíram de forma significativa na minha formação acadêmica.

À professora Fernanda Valente que me acolheu de forma muito simpática no período de intercâmbio no Instituto Superior de Agronomia por todas as contribuições neste trabalho.

Ao projeto de Cooperação Internacional do Semiárido (CISA) pelo o apoio financeiro para realização do intercâmbio.

Ao professor Alain Silans pela disponibilização dos dados do Projeto Cariri.

Aos professores José Miguel C. Pereira e Tereza A. Paço pela disponibilização de dados.

Aos meus colegas do laboratório hidráulica II que contribuíram de maneira direta ou indireta na elaboração deste trabalho.

À equipe intitulada de VALEC, formada por pessoas de muita garra por toda vibração e companheirismo.

À minha turma de mestrado, formada por pessoas que admiro bastante por toda capacidade técnica e dedicação aos estudos.

Ao CNPq pela bolsa de mestrado.

À Universidade Federal de Campina Grande pelo apoio técnico.

RESUMO

Os princípios físicos ligados ao fenômeno da evapotranspiração são relativamente complexos e variáveis no tempo e no espaço. A maioria das informações e estimativas de consumo de água em sistemas não agrícolas vem de medições locais, sendo válidas apenas para região em torno do experimento. As mudanças no uso da terra influenciam diretamente o ciclo hidrológico e podem afetar as atividades humanas. Nas regiões de clima semiárido é complexa a análise multi-temporal dos processos de mudanças na cobertura da terra e influências no clima regional. Mudanças no regime pluviométrico podem interferir diretamente na resposta da cobertura vegetal e conseqüentemente nos componentes do ciclo hidrológico. Neste contexto, técnicas de sensoriamento remoto têm sido utilizadas em estudos temporais de análise das mudanças da cobertura e influências no balanço de energia e da água. Neste trabalho utilizaram-se os produtos derivados de sensores orbitais para compreensão da dinâmica da cobertura vegetal e suas influências no balanço de energia e da água em regiões semiáridas do Brasil e Portugal. Estes produtos foram analisados a partir de dados de campo. Os resultados apresentados mostram uma boa correlação entre os dados de campo e os obtidos por sensoriamento remoto. Devido à característica espacial dos produtos derivados de sensores orbitais foi possível compreender a dinâmica espacial e multi-temporal da vegetação e suas influências no balanço de energia e da água nas áreas de estudo. Conclui-se que é viável a utilização de técnicas de sensoriamento remoto na estimativa dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração, diante da pequena diferença apresentada na comparação com os dados de campo, o que contribuiu para compreensão da dinâmica da cobertura vegetal e suas influências no balanço de energia e da água em regiões semiáridas.

ABSTRACT

The physical principles related to the phenomenon of evapotranspiration are relatively complex and variable in time and space. Most of the information and estimates of water consumption in non-agricultural systems comes from local measurements and it is only valid for the region around the experiment. Changes in land use cause changes in the hydrologic cycle and may affect human activities. In semi-arid regions the multi-temporal analysis of changes in land cover and its influences on regional climate is very complicated. Changes in rainfall may change the vegetation cover and consequently the components of the hydrological cycle. In this context, remote sensing techniques have been used in temporal studies of land use changes and their influences on water and energy balance. Products from orbital sensors are used for understanding the landscape dynamics and their influence on water and energy balance in semiarid regions of Brazil and Portugal. These products were compared with ground truth. The results show a good correlation between ground truth data and remote sense data. Due to the spatial characteristic of remote sense products, it was possible to better understand the spatial and multitemporal dynamics of landscape and their influence on water and energy balance in the studied areas. It is concluded that the utilization of remote sensing techniques is viable in estimating the components of energy balance and evapotranspiration, due to have presented a small difference when compared to field data, which contributed to understanding the dynamics of vegetation and its influence on the energy and water balance in semiarid regions.

SUMÁRIO

| | |
|--|-----|
| AGRADECIMENTOS | v |
| RESUMO..... | vi |
| ABSTRACT | vii |
| Lista de Figuras..... | x |
| Lista de Tabelas | xiv |
| Lista de Siglas | xv |
| 1. INTRODUÇÃO | 17 |
| 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA..... | 21 |
| 2.1. Evapotranspiração..... | 21 |
| 2.1.1. Saldo de radiação na superfície terrestre | 21 |
| 2.1.2. Balanço de energia por unidade de área | 27 |
| 2.1.3. Métodos de estimativa da evapotranspiração | 29 |
| 2.2. Geotecnologias..... | 31 |
| 2.2.1. Sistemas de Informações Geográficas (SIG)..... | 32 |
| 2.2.2. Sensoriamento remoto (SR) | 33 |
| 2.2.3. Processamento digital de imagens (PDI)..... | 43 |
| <i>ENVI(Environment for Visualizing Images)</i> | 50 |
| 2.3. Estimativa da evapotranspiração utilizando técnicas de sensoriamento remoto | 50 |
| 3. MATERIAIS E MÉTODOS | 56 |
| 3.1. Áreas de Estudo..... | 56 |
| 3.1.1. Distrito de Évora, Portugal | 56 |
| 3.1.2. Bacia do Rio Taperoá, Brasil | 57 |
| 3.1.3. Bacia do Rio do Peixe, Paraíba, Brasil..... | 59 |
| 3.2. Banco de imagens de satélite..... | 60 |
| 3.2.1. Imagens Landsat..... | 60 |
| 3.2.2. Imagens MODIS..... | 61 |
| 3.2.3. Imagens SRTM | 61 |
| 3.3. Dados meteorológicos | 61 |
| 3.4. Processamento Digital de Imagens (PDI) | 63 |
| 3.4.1. Pré-processamento | 63 |
| 3.4.2. Classificação supervisionada | 63 |
| 3.4.3. Algoritmo SEBAL..... | 63 |
| I. Saldo de radiação (R_n) | 64 |
| II. Fluxo de calor no solo (G)..... | 70 |

| | | |
|--------|---|-----|
| III. | Fluxo de calor sensível (H)..... | 71 |
| IV. | Fluxo de calor latente (λET)..... | 74 |
| 3.5. | Análise em Sistemas de Informação Geográfica (SIG) dos produtos obtidos por Sensoriamento remoto | 75 |
| 3.5.1. | Distrito de Évora, Portugal | 75 |
| I. | Análise multi-temporal sazonal..... | 75 |
| II. | Verificação dos dados obtidos por sensoriamento remoto e informações de campo ... | 75 |
| 3.5.2. | Bacia do Rio Taperoá..... | 76 |
| I. | Análise multi-temporal da cobertura do solo e influências no ciclo hidrológico..... | 76 |
| II. | Análise multi-temporal..... | 77 |
| III. | Verificação dos dados obtidos por sensoriamento remoto e informações de campo | 78 |
| 3.5.3. | Bacia do Rio do Peixe, Brasil..... | 78 |
| I. | Análise multi-temporal sazonal..... | 78 |
| II. | Análise multi-temporal plurianual | 78 |
| 4. | RESULTADOS E DISCUSSÃO | 81 |
| 4.1. | Distrito de Évora, Portugal | 81 |
| 4.1.1. | Análise multi-temporal sazonal..... | 81 |
| 4.1.2. | Verificação dos dados obtidos por sensoriamento remoto e informações de campo (ground truth) | 85 |
| 4.2. | Bacia do Rio Taperoá, Brasil | 86 |
| 4.2.1. | Análise multi-temporal da cobertura vegetal e influências no ciclo hidrológico..... | 86 |
| 4.2.2. | Análise multi-temporal..... | 91 |
| 4.2.3. | Verificação dos dados obtidos por sensoriamento remoto e informações de campo (ground truth) | 95 |
| 4.3. | Bacia do Rio do Peixe, Brasil..... | 96 |
| 4.3.1. | Análise multi-temporal sazonal..... | 96 |
| 4.3.2. | Análise multi-temporal plurianual | 103 |
| 5. | CONCLUSÕES..... | 114 |
| 6. | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 116 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 – Onda eletromagnética (Jensen, 2009) | 22 |
| Figura 2 – Curvas de radiação de corpo negro para diversos objetos (Jensen, 2009) | 23 |
| Figura 3 – Espectro eletromagnético (Jensen, 2009) | 24 |
| Figura 4 – Refração atmosférica em três camadas diferentes (Jensen, 2009) | 25 |
| Figura 5 – Absorção de energia eletromagnética do Sol incidente para diferentes gases atmosféricos em (A) e diferença entre a radiação solar no topo da atmosfera e no nível do mar em (B) (Jensen, 2009)..... | 26 |
| Figura 6 – Saldo de radiação na superfície..... | 27 |
| Figura 7 – Balanço de energia (Shuttleworth, 1993)..... | 28 |
| Figura 8 – Modelo de interação mostrando a relação entre as ciências da informação geográfica (Jensen, 2009)..... | 32 |
| Figura 9 – Os quatro elementos do sensoriamento remoto (Angelis, 2011)..... | 33 |
| Figura 10 – Conceito de radiância (Jensen, 2009)..... | 34 |
| Figura 11 – Natureza da reflectância especular e difusa (Jensen, 2009) | 35 |
| Figura 12 – Curvas de refletividade espectral percentual (Jensen, 2009) | 35 |
| Figura 13 – Coleta de dados realizados pelo TM Landsat-5..... | 36 |
| Figura 14 – Imagens do Satélite IKONOS (06/10/2009) reamostrada para gerar a imagem com as resoluções espaciais simuladas. | 37 |
| Figura 15 – Órbitas e pontos para as cenas no estado da Paraíba. | 40 |
| Figura 16 – Tiles MODIS Sinusoidal Grid (Nasa, 2011) | 42 |
| Figura 17 – Conjunto de pixels | 43 |
| Figura 18 – Processos Aditivo de formação de cores (Moreira, 2005) | 44 |
| Figura 19 – Comprimento de onda no Azul (TM 1) em (A), no verde (TM 2) em (B), no vermelho (TM 3) em (C), no infravermelho próximo (TM 4) em (D), no infravermelho médio (TM 5) em (E), infravermelho termal (TM 6) em (F) e infravermelho médio (TM 7) em (G)..... | 44 |
| Figura 20 – Composição colorida R3G2B1 em (A), R4G3B2 em (B) e R5G4B3 em (C). | 45 |
| Figura 21 – Imagem colorida R4G3B2 mostrando um ruído da parte superior (Moreira, 2005)..... | 45 |
| Figura 22 – Histograma mostrando o efeito do contraste (Moreira, 2005). | 46 |
| Figura 23 – Banda 5 do sensor TM sem a aplicação do contraste em (A) e com a aplicação do contraste em (B)..... | 46 |
| Figura 24 – Imagens na composição coloridas (R4G3B2) antes do mosaico em (A) e após o mosaico em (B)..... | 48 |

| | |
|--|----|
| Figura 25 – Imagem na composição colorida R5G4B3 de orbita 216 e ponto 65 em (A) e imagem na composição R5G4B3 apresentando a área do perímetro irrigado de São Gonçalo no estado da Paraíba..... | 48 |
| Figura 26 – Exemplo de operação entre duas bandas espectrais..... | 49 |
| Figura 27 – Fluxograma das etapas metodológicas deste trabalho..... | 56 |
| Figura 28 – Divisão política de Portugal (A) e localização da área de estudo (B). | 57 |
| Figura 29 – Localização da Bacia do Rio Taperoá..... | 57 |
| Figura 30 – Mapa de elevação, rede de drenagem principal e sedes municipais..... | 58 |
| Figura 31 – Estado da Paraíba e localização da área de estudo..... | 59 |
| Figura 32 – Mapa Topográfico, municípios, rede de drenagem e açudes principais..... | 59 |
| Figura 33 – Diagrama das etapas para obtenção do saldo de radiação. (Cunha & Rufino, 2009) | 64 |
| Figura 34 – Diagrama das etapas metodológicas para obtenção do fluxo de calor sensível (H) 71 | |
| Figura 35 – Localização do recorte..... | 77 |
| Figura 36 – Índice de vegetação EVI em (A) 29 de agosto de 2006 e em (B) 19 de dezembro de 2006..... | 81 |
| Figura 37 – Temperatura da superfície (TS) em (A) 29/08/2006 e em (B) 19/12/2006..... | 82 |
| Figura 38 – Saldo de radiação R_n ($W m^{-2}$) instantânea (A) em 29/08/2006 e (B) em 19/12/2006 | 83 |
| Figura 39 – Fluxo de calor no solo - G ($W m^{-2}$) em (A) 29/08/2006 e em (B) 19/12/2006..... | 83 |
| Figura 40 – Fluxo de calor sensível - H ($W m^{-2}$) em (A) 29/08/2006 e em (B) 19/12/2006..... | 84 |
| Figura 41 – Fluxo de calor latente - λE ($W m^{-2}$) em (A) 29/08/2006 e em (B) 19/12/2006..... | 85 |
| Figura 42 – Evapotranspiração real - E_{Tr} (mm) em (A) 29/08/2006 e em (B) 19/12/2006 | 85 |
| Figura 43 – Classificação da cobertura do solo e localização dos pontos de análise..... | 87 |
| Figura 44 – Gráficos de IAF e precipitação para a bacia do Rio Taperoá (A) em solo exposto, (B) em vegetação rasteira, (C) em vegetação esparsa, (D) em vegetação semidensa e (E) em vegetação densa..... | 88 |
| Figura 45 – Gráficos de temperatura de superfície e precipitação para a bacia do Rio Taperoá (A) em solo exposto, (B) em vegetação rasteira, (C) em vegetação esparsa, (D) em vegetação semidensa e (E) em vegetação densa. | 90 |
| Figura 46 – Classes de cobertura da terra para o recorte da área de estudo..... | 91 |
| Figura 47 – Índice de área foliar (A) em 07 de maio de 2001, (B) em 15 de maio de 2001 e (C) em 11 de junho de 2002 | 92 |
| Figura 48 – Albedo da superfície (A) em 07 de maio de 2001, (B) em 15 de maio de 2001 e (C) em 11 de junho de 2002 | 93 |

| | |
|---|-----|
| Figura 49 – Temperatura da superfície - T_s ($^{\circ}\text{C}$) em (A) em 07 de maio de 2001, (B) em 15 de maio de 2001 e (C) em 11 de junho de 2002 | 93 |
| Figura 50 – Saldo de radiação na superfície - R_n (w m^{-2}) em (A) em 07 de maio de 2001, (B) em 15 de maio de 2001 e (C) em 11 de junho de 2002 | 94 |
| Figura 51 – Mapa de NDVI (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008 ... | 96 |
| Figura 52 – Mapa de temperatura da superfície - T_s ($^{\circ}\text{C}$) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de Novembro de 2008..... | 97 |
| Figura 53 – Gráfico da temperatura de superfície - T_s ($^{\circ}\text{C}$) versus o NDVI (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008..... | 98 |
| Figura 54 – Mapa de albedo da superfície (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008..... | 98 |
| Figura 55 – Mapa de saldo d radiação - R_n (W m^{-2}) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008..... | 99 |
| Figura 56 – Mapa de fluxo de calor no solo - G (W m^{-2}) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008..... | 100 |
| Figura 57 – Mapa de fluxo de calor sensível - H (W m^{-2}) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008..... | 101 |
| Figura 58 – Mapa de fluxo de calor Latente - λET (W m^{-2}) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008..... | 102 |
| Figura 59 – Mapa de evapotranspiração real – E_{tr} (mm) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008..... | 103 |
| Figura 60 – Média espacial da precipitação acumulada para cada mês..... | 104 |
| Figura 61 – Mapa de índice de vegetação NDVI (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010..... | 105 |
| Figura 62 – Gráfico de NDVI x declividade..... | 106 |
| Figura 63 – Mapa de índice de vegetação LAI (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010..... | 106 |
| Figura 64 – Gráfico de LAI x declividade | 107 |
| Figura 65 – Mapa de índice de vegetação EVI (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010..... | 108 |
| Figura 66 – Gráfico de EVI x declividade..... | 108 |
| Figura 67 – Mapa de Temperatura da superfície (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010..... | 109 |
| Figura 68 – Gráfico da Temperatura da superfície x declividade..... | 110 |
| Figura 69 – Mapa de albedo da superfície (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010..... | 111 |

| | |
|--|-----|
| Figura 70 – Gráfico do albedo da superfície x declividade..... | 112 |
| Figura 71 – Mapa de saldo de radiação (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010 | 112 |
| Figura 72 – Gráfico do saldo de radiação x declividade..... | 113 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|-----|
| Tabela 1 – Principais aplicações, intervalo espectral e resolução espacial para o sensor TM do satélite Landsat 5 (Novo, 2008) | 39 |
| Tabela 2 - Informações sobre as imagens dos satélites utilizadas | 60 |
| Tabela 3 - Produtos MODIS utilizados | 61 |
| Tabela 4 - Descrição das imagens SRTM | 61 |
| Tabela 5 - Descrição dos dados meteorológicos para obtenção do balanço de energia e evapotranspiração..... | 62 |
| Tabela 6 – Descrição dos dados pluviométricos por área de estudo, período e fonte dos dados | 63 |
| Tabela 7 - Constantes de calibração da banda termal para os sensores TM e ETM+ (Chander et al., 2009)..... | 70 |
| Tabela 8 – População nos municípios que compõe a bacia de São João do Rio do Peixe (Fonte: IBGE, 2011)..... | 79 |
| Tabela 9 – Classes de declividade e percentual da área da bacia para cada classe..... | 80 |
| Tabela 10 – Componentes do balanço de energia e evapotranspiração diários | 86 |
| Tabela 11 – Classes de cobertura da terra, área de ocupação e porcentagem da área total para cada classe..... | 87 |
| Tabela 12 – Dados obtidos pelo Projeto Cariri e pela aplicação das técnicas de PDI | 95 |
| Tabela 13 – Valores de NDVI extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe | 97 |
| Tabela 14 -Valores de temperatura extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe | 98 |
| Tabela 15 - Valores do albedo extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe | 99 |
| Tabela 16 -Valores de saldo de radiação- R_n ($W m^{-2}$) extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe..... | 100 |
| Tabela 17 - Valores de fluxo de calor no solo- G ($W m^{-2}$) extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe | 101 |
| Tabela 18 - Valores de fluxo de calor sensível - H ($W m^{-2}$) extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe | 101 |
| Tabela 19 – Valores de fluxo de calor Latente - λET ($W m^{-2}$) extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe | 102 |
| Tabela 20 - Valores de evapotranspiração (mm/dia) extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe..... | 103 |
| Tabela 21 – Média espacial da precipitação acumulada para cada intervalo. | 104 |

LISTA DE SIGLAS

| | |
|-----------------|--|
| AESA | - Agência Executiva de Gestão das Águas do estado da Paraíba |
| CGIAR | - <i>Consultative Group on International Agriculture Research</i> |
| CIS | - <i>Consortium for Spatial Information</i> |
| DN | - <i>Digital Number</i> |
| EMBRAPA | - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária |
| ENVI | - <i>Environment for Visualizing Images</i> |
| ET | - Evapotranspiração |
| ET ₀ | - Evapotranspiração de referência |
| ET _F | - Fração evapotranspirativa |
| ETM+ | - <i>Thematic Mapper Plus</i> |
| ET _r | - Evapotranspiração Real |
| EVI | - <i>Enhanced Vegetation Index</i> |
| G | - Fluxo de calor no solo |
| GLOVIS | - <i>Global Visualization Viewer</i> |
| GOES | - <i>Geostationary Operational Environmental Satellites</i> |
| H | - Fluxo de calor sensível |
| HDF | - <i>Hierarchical Data Format</i> |
| IAF | - Índice de Área Foliar |
| IBGE | - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística |
| ILWIS | - <i>Integrated Land and Water Information System</i> |
| INPE | - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais |
| LAI | - <i>Leaf Area Index</i> |
| METRIC | - <i>Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration</i> |
| MODIS | - <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i> |
| NASA | - <i>National Aeronautics and Space Administration</i> |
| NDVI | - <i>Normalized Difference Vegetation Index</i> |
| NLAPS | - <i>National Landsat Archive Production System</i> |
| NOAA | - <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> |
| PB | - Paraíba |
| PDI | - Processamento digital de imagens |
| PSM | - Pancromático e multiespectral |
| REM | - Radiação eletromagnética |
| R _L | - Radiação de onda longa |
| R _n | - Saldo de radiação na superfície |
| R _s | - Radiação de onda curta |
| R _{sa} | - Radiação de onda curta extraterrestre incidente no topo da atmosfera |
| R _{sd} | - Radiação difusa |
| S | - Energia armazenada temporariamente dentro do volume de controle |
| SAVI | - <i>Soil Adjusted Vegetation Index</i> |
| SEBAL | - <i>Surface Energy Balances Algorithms for Land</i> |
| SIG | - Sistemas de Informações Geográficas |
| SPRING | - Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas |
| SR | - Sensoriamento Remoto |

- SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*
- TM - *Thematic Mapper*
- UACA - *Universidade Federal de Campina Grande*
- USGS - *United States Geological Survey*
- λE - Fluxo de calor latente

1. INTRODUÇÃO

A evapotranspiração é tipicamente mensurada através de sistemas que requerem o emprego de princípios físicos e técnicos relativamente complexos (Allen *et al.*, 2011). Dentre os elementos que compõem o ciclo hidrológico, a evapotranspiração é o que apresenta maior nível de incerteza em sua estimativa (Giacomoni & Mendes, 2008).

O fenômeno da evapotranspiração é variável no tempo e no espaço. As mudanças ocorridas no tempo estão ligadas a diferentes níveis de radiação disponível na superfície terrestre, que ocorrem devido ao ciclo natural de rotação, translação e inclinação do eixo da Terra. As variações espaciais ocorrem na superfície (relevo e cobertura do solo) e na atmosfera (camada próxima à superfície). Essas variações contribuem para que ocorram diferentes níveis evapotranspirativos para uma mesma região.

Entre os elementos atmosféricos que influenciam a evapotranspiração destacam-se a temperatura e umidade do ar, velocidade do vento e pressão atmosférica. Ao analisar o relevo de uma determinada região pode-se observar áreas que apresentam maior exposição ao vento e incidência solar. Mantendo-se as mesmas condições de cobertura do solo e atmosféricas, essas áreas teriam maiores taxas evapotranspirativas do que em outras áreas protegidas da luz solar e da ação dos ventos. A topografia também apresenta forte correlação com os níveis de pressão atmosférica e quando são comparadas áreas de diferentes elevações têm-se variações na pressão atmosférica.

A cobertura do solo de uma determinada região pode se apresentar de maneira heterogênea (áreas de solo exposto, áreas urbanas, floresta nativa, agricultura irrigada e pastagem). A forma com que essas áreas estão dispostas na paisagem e fatores relativos à estrutura vegetal têm forte influência na taxa evapotranspirativa, ocasionadas principalmente por variações no albedo da superfície, na resistência aerodinâmica e na temperatura da superfície.

A aplicação de algoritmos de estimativa e mensuração da evapotranspiração em áreas agrícolas pode ser relativamente simples, devido à uniformidade destas áreas. A maioria das informações e estimativas de consumo de água em sistemas não

agrícolas vem de medições locais, sendo válidas apenas para a região em torno do experimento, devido à heterogeneidade da vegetação, disponibilidade de água, elevação e declividades do terreno, solos e processos aerodinâmicos altamente variados e mal definidos (Allen *et al.*, 2011).

A evapotranspiração de uma forma particular de uso da terra é resultado do equilíbrio alcançado entre condições atmosféricas, demanda radiativa, disponibilidade de água na superfície e resistência aerodinâmica ao transporte de vapor entre a superfície e a atmosfera (Calder, 1993).

Mudanças no uso da terra influenciam diretamente o ciclo hidrológico (Warburton *et al.*, 2011; Wijesekara *et al.*, 2011; Elfert & Bormann, 2010). Os sistemas terrestres respondem às alterações antrópicas, causando mudanças em seus ciclos, que, em resposta, vão afetar as atividades humanas (Liana & Shimabukuro, 2007).

As principais mudanças no ambiente natural que influenciam o balanço de energia e evapotranspiração são: (i) a substituição de árvores com raízes profundas por culturas de enraizamentos curtos, o que influencia na disponibilidade de água no solo; (ii) a construção de reservatório provocando mudanças na umidade do ar e albedo da superfície; e (iii) modificações na cobertura da terra, o que resulta em diferentes resistências aerodinâmicas.

O entendimento dos processos evapotranspirativos em regiões de clima semiárido é de fundamental importância para o combate à desertificação e previsão dos efeitos das mudanças climáticas (Magalhães, 2009).

Nas regiões de clima semiárido é complexa a análise multi-temporal dos processos de mudanças na cobertura da terra e influências no clima regional. Mudanças no regime pluviométrico podem interferir diretamente na resposta da cobertura vegetal e conseqüentemente nos componentes do ciclo hidrológico.

Nestas regiões a cobertura vegetal mostra um alto grau de variabilidade sazonal e mudanças detectadas na propriedade física da superfície podem ser resultado de uma elasticidade da resposta da chuva (Bradley & Mustard, 2005), ou seja, estas mudanças não estariam relacionadas diretamente com processos antrópicos.

Neste contexto, técnicas de sensoriamento remoto têm sido utilizadas em estudos temporais de análise das mudanças da cobertura e influências no balanço de

energia e da água (Jung *et al.*, 2010; Reichstein *et al.*, 2007). Atualmente existem diversos sensores remotos com resoluções espaciais, temporais e espectrais diferentes, que vêm sendo utilizados para compreensão desses processos (Julien & Sobrino, 2009; Immerzeel *et al.*, 2008). Nessas aplicações o principal interesse é compreender como as mudanças ocorridas na paisagem ao longo do tempo podem influenciar diretamente o clima regional.

Técnicas de processamento digitais de imagens se constituem como uma importante ferramenta na compreensão dos processos de alteração na cobertura da terra, possibilitando análises de forma espacial e temporal da superfície terrestre de modo a permitir compreender a interação entre os diversos tipos de cobertura do solo e a correlação com os fatores topográficos, atmosféricos e antrópicos.

Os processos de análise das alterações na cobertura do solo por meio de imagens orbitais devem considerar fatores inerentes ao instrumento e período de aquisição dos dados. Os dados dos sensores orbitais são afetados pela degradação dos detectores, ângulo solar zenital, distância Terra-Sol, ângulo de visada do sensor, função de distribuição bidirecional da reflectância, condições atmosféricas, topografia e evolução das características do alvo (Chander *et al.*, 2010).

As mensurações realizadas a partir de sensores remotos necessitam ser comparadas com dados de campo (*ground truth*) para que os usuários destas técnicas possam conhecer o nível de precisão ou acurácia ligados aos produtos derivados de sensores orbitais. Além disso, regiões com características físicas e climáticas semelhantes podem se beneficiar da validação de dados similares.

Este trabalho apresenta análises multi-temporais dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração para as regiões de clima semiárido do Brasil e de Portugal por meio de técnicas de sensoriamento remoto, os quais foram analisados a partir de dados de campo (*ground truth*). Além disso, foram realizadas análises da dinâmica sazonal e plurianual da cobertura da terra e suas influências no balanço de energia e da água nas regiões semiáridas.

Foram objetivos específicos do trabalho:

- Obtenção do balanço de energia e evapotranspiração para áreas na região semiárida do Brasil e Portugal;
- Análise multi-temporal sazonal dos componentes biogeofísicos para áreas nas regiões semiárida do Brasil e Portugal;
- Análise comparativa entre os dados obtidos por sensoriamento remoto e as informações de campo;
- Análise multi-temporal plurianual dos componentes biogeofísicos para áreas de região semiárida no Brasil;
- Análise multi-temporal sazonal da dinâmica da cobertura da terra para áreas no semiárido brasileiro.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) é o termo coletivo para todos os processos que provocam mudanças no estado físico da água, a partir da fase líquida para a fase de vapor atmosférico. Em áreas continentais este termo inclui a evaporação, com origem em rios e lagos, áreas de solo nu, superfícies vegetadas e interior das folhas das plantas (transpiração).

Para que ocorra a evaporação é preciso, primeiro, uma fonte de energia para fornecer às moléculas de água a energia cinética necessária para escapar da superfície e, segundo, algum mecanismo para remover as moléculas que escaparam da vizinhança imediata da superfície, evitando assim que elas voltem a se condensar (Brutsaert, 2005).

A transpiração é a evaporação da água a partir do sistema vascular da planta para a atmosfera. O processo envolve absorção da água presente no solo pelas raízes da planta e a translocação do líquido até as cavidades estomáticas, onde a evaporação acontece.

Neste trabalho utiliza-se o termo evapotranspiração para representar as quantidades de água transferidas da superfície terrestre para a atmosfera, decorrentes da evaporação nas superfícies de solo nu e vegetadas e da transpiração vegetal. A medição deste fenômeno deve contemplar as duas formas, evaporação na superfície e transpiração vegetal, pois ocorrem de forma conjunta. A sua quantificação é extremamente importante para o balanço hídrico, planejamento e gestão dos recursos hídricos e projetos de irrigação.

2.1.1. Saldo de radiação na superfície terrestre

A radiação eletromagnética emitida pelo Sol é a fonte primária de energia para praticamente todos os processos naturais observados no planeta Terra. Havendo disponibilidade hídrica para os processos evapotranspirativos, a energia capturada pela superfície terrestre vai exercer o controle das taxas evapotranspirativas. A transferência de radiação eletromagnética é de fundamental interesse para as ciências ambientais porque ela é a única forma de transferência de energia que ocorre no vácuo, como é a região entre o Sol e a Terra.

Para compreender como a energia eletromagnética é criada, como ela se propaga e sua interação com o meio físico, são utilizados dois modelos, o quântico (corpuscular) e o ondulatório.

Numa perspectiva quântica, o comprimento de onda da radiação liberada é uma função da quantidade de trabalho realizado no átomo, o *quantum* de energia que ele absorveu para fazer com que o elétron fosse excitado e se movesse para uma órbita mais alta (Jensen, 2009). Uma vez que o elétron esteja numa órbita mais alta, ele possui energia potencial. Após 10^{-8} segundos, o elétron retorna ao nível de energia ou órbita mais baixa e libera radiação (Jensen, 2009). Dessa forma, a radiação eletromagnética é concebida como a emissão de pequenos pulsos de energia que se propagem em um meio.

Sob uma perspectiva ondulatória, a onda eletromagnética consiste de dois campos flutuantes – um elétrico e outro magnético (Figura 1). Os dois vetores estão em ângulos retos (ortogonais) entre si, e ambos são perpendiculares à direção do deslocamento da onda.

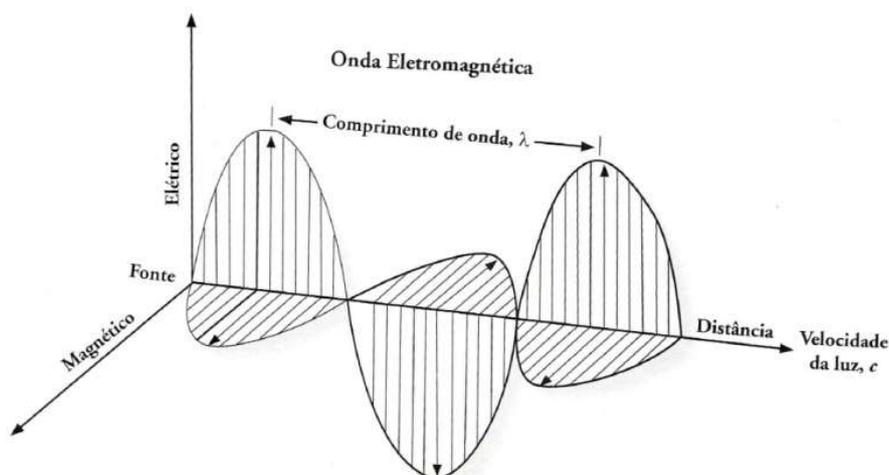


Figura 1 – Onda eletromagnética (Jensen, 2009)

A relação entre o comprimento de onda (λ) e a frequência (ν) da radiação eletromagnética baseia-se na equação 1, onde c é a velocidade da luz. O comprimento de onda é apresentado na equação 2 e a frequência é representada na equação 3.

$$c = \lambda \nu \quad (1)$$

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \quad (2)$$

$$\nu = \frac{c}{\lambda} \quad (3)$$

A frequência é inversamente proporcional ao comprimento de onda. Quando a radiação eletromagnética passa de uma substância para outra, a velocidade da luz e o comprimento de onda mudam, enquanto que a frequência permanece constante (Jensen, 2009).

Todos os objetos acima do zero absoluto (-273°C ou 0 K) emitem energia eletromagnética (Figura 2), incluindo a água, seres vivos, solo, rocha, vegetação e a superfície do Sol. Quanto maior o comprimento de onda envolvido, menor seu conteúdo energético. (Jensen, 2009).

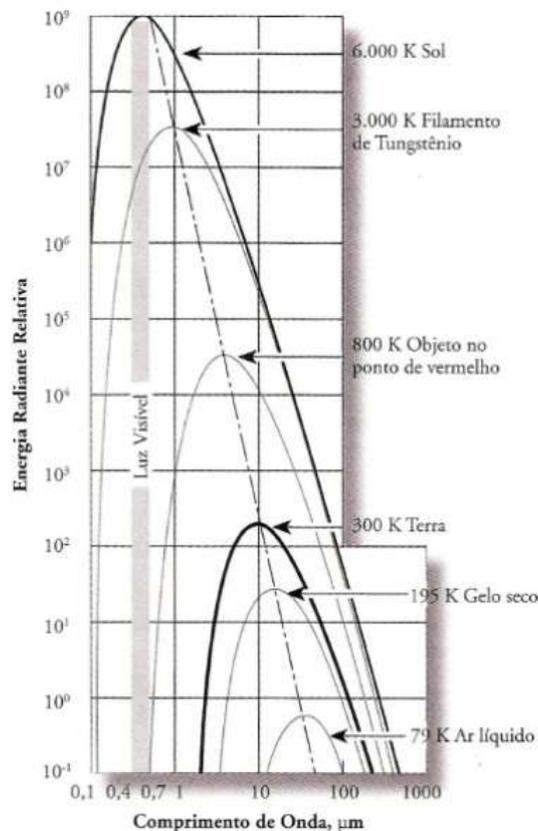


Figura 2 – Curvas de radiação de corpo negro para diversos objetos (Jensen, 2009)

Ao conjunto de ondas eletromagnéticas que compõem o campo de radiação de um determinado objeto dá-se o nome de espectro. O espectro eletromagnético representa todo o conjunto de comprimentos de ondas conhecidas (Figura 3), que vão desde os raios gamas até ondas de rádio. As divisões apresentadas na Figura 3 são em função dos processos físicos que dão origem à energia, do tipo de interação que ocorre

entre a radiação e os objetos sobre os quais incide e da transparência da atmosfera em relação à radiação (Novo, 2008).

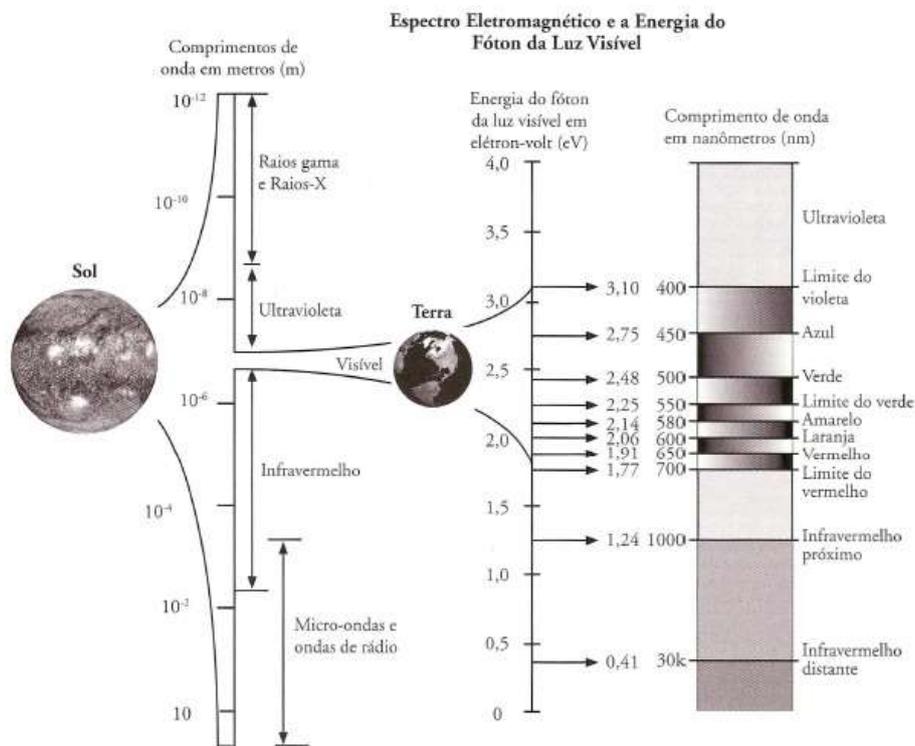


Figura 3 – Espectro eletromagnético (Jensen, 2009)

Na atmosfera a energia radiante pode sofrer modificações devido aos efeitos de refração, espalhamento e absorção. Onde ocorrem mudanças na velocidade da radiação, comprimento de onda, intensidade, direção e distribuição espectral.

A refração atmosférica (Figura 4) acontece quando a radiação eletromagnética (REM) encontra substâncias de diferentes densidades, como ar e água. A luz desloca-se mais lentamente através da água por causa da sua densidade, resultando no desvio da luz. Outro efeito que ocorre na atmosfera é o espalhamento da radiação pelas partículas atmosféricas, o espalhamento difere da refração no sentido que a direção associada ao espalhamento é imprevisível, enquanto a direção da refração é previsível (Jensen, 2009).

Absorção é o processo pelo qual a energia radiante é absorvida e convertida em outras fontes de energia. Na Figura 5 é possível identificar os efeitos da absorção da energia eletromagnética proveniente do Sol para diferentes gases atmosféricos. Dependendo das condições atmosféricas, algumas regiões do espectro eletromagnético podem estar completamente fechadas, não permitindo que a REM incida sobre a

superfície terrestre. Em outras porções do espectro eletromagnético a transmissão da radiação ocorre de maneira mais eficiente, essas regiões são chamadas de janelas atmosféricas.

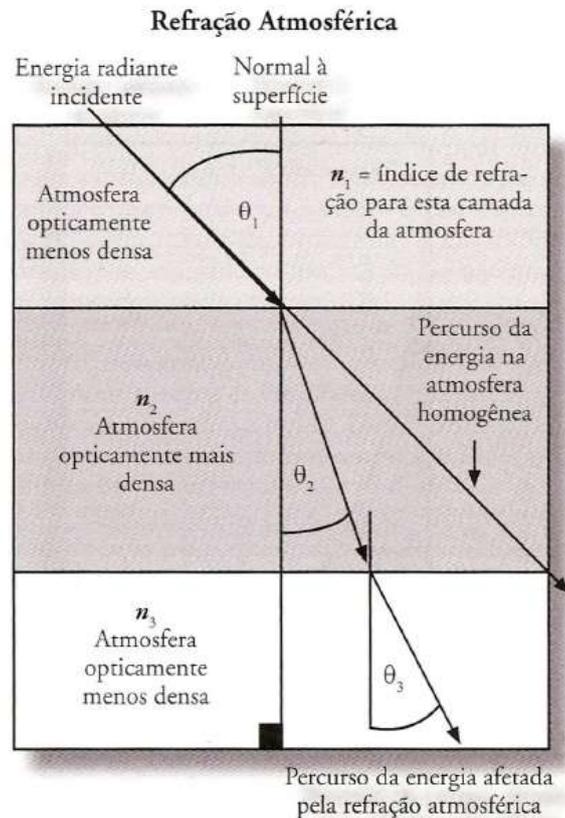


Figura 4 – Refração atmosférica em três camadas diferentes (Jensen, 2009)

Na Figura 5A os primeiros quatro gráficos mostram as características da absorção do N_2O , O_2 e O_3 , CO_2 e H_2O , enquanto o último gráfico mostra o resultado acumulado de todos os constituintes estando na atmosfera ao mesmo tempo. A Figura 5B apresenta o efeito combinado da absorção, espalhamento e reflectância atmosféricos reduzindo a quantidade de irradiância solar que atinge a superfície terrestre.

O saldo de radiação na superfície (R_n), apresentado na Figura 6, refere-se a quantidade de energia radiativa disponível na superfície terrestre, e será computada a partir do balanço de radiação de ondas curtas e longas na superfície.

A Radiação de onda curta, principal fonte de energia radiante na superfície terrestre é proveniente do Sol, com comprimento de onda na faixa de $0,3 \mu m$ a $3,0 \mu m$. A radiação de onda curta extraterrestre incidente no topo da atmosfera (R_{sa}) é variável no tempo, depende da distância Terra-Sol e do ângulo zenital do Sol e até incidir sobre

a superfície, é atenuada por gases na atmosfera, vapor de água e refletida pela atmosfera e nuvens. A radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$) à superfície é igual a radiação direta (R_s) mais a radiação difusa (R_{sd}). Parte de $R_{s\downarrow}$ é refletida pela superfície e a razão entre a radiação refletida e incidente é definida como albedo da superfície. Esta variável depende do tipo de cobertura do solo, umidade do solo e do ângulo zenital solar.

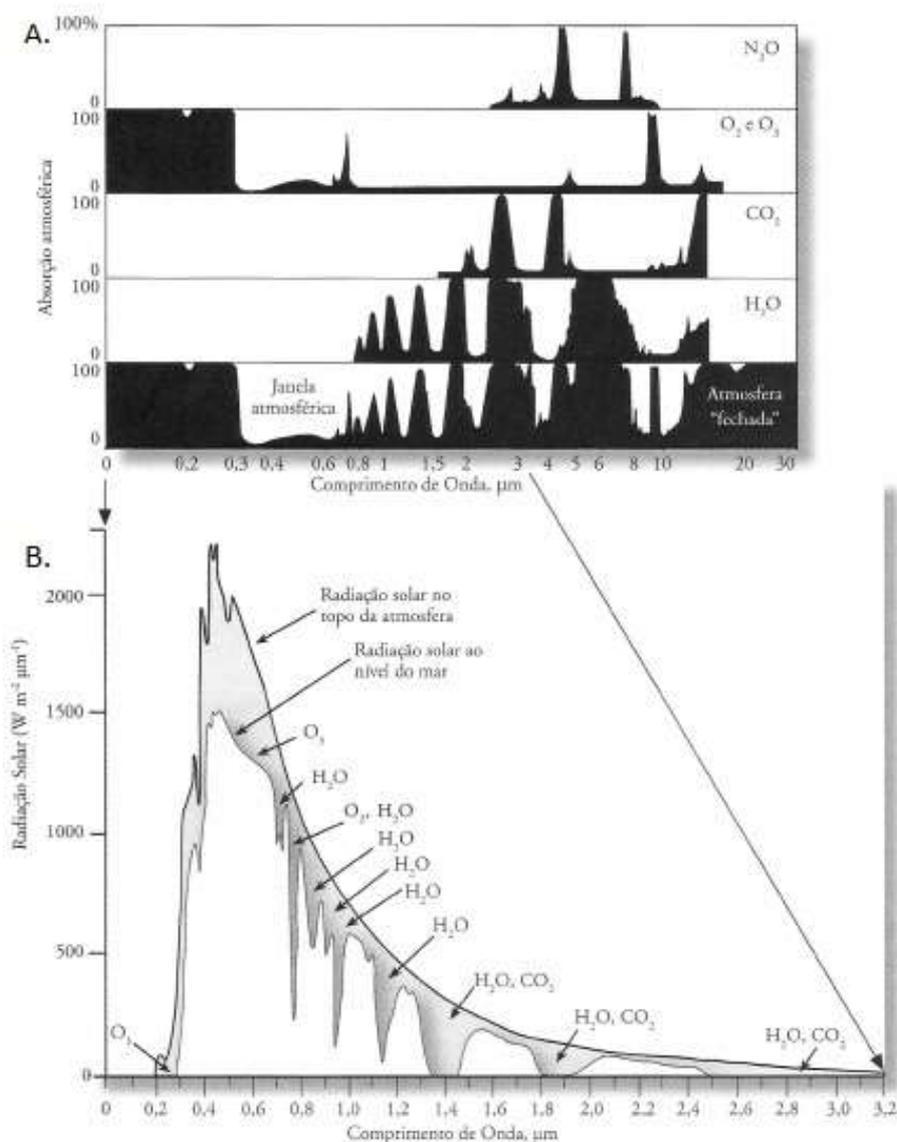


Figura 5 – Absorção de energia eletromagnética do Sol incidente para diferentes gases atmosféricos em (A) e diferença entre a radiação solar no topo da atmosfera e no nível do mar em (B) (Jensen, 2009).

A radiação de onda longa (R_L) está presente entre a superfície terrestre e a atmosfera e possui comprimento de onda de $4 \mu\text{m}$ a $100 \mu\text{m}$. A superfície terrestre e a atmosfera, bem como, todo corpo com temperatura acima do zero absoluto (0 K) emite radiação de onda longa, com grande semelhança a um corpo negro. O espectro

de emissão eletromagnética de um corpo negro terá o pico de emissão em comprimento de onda que diminui na medida em que aumenta a sua temperatura (lei de Wien). No entanto, a radiação emitida por um corpo real, chamado também de corpo cinza, depende ainda mais da sua temperatura e essa radiação obedece a Lei de Stefan – Boltzmann, qual seja: $R_L = \epsilon_0 \sigma T_c^4$, em que ϵ_0 é a emissividade no domínio da banda larga; σ é a constante de Stefan – Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_c (K) a temperatura do corpo.

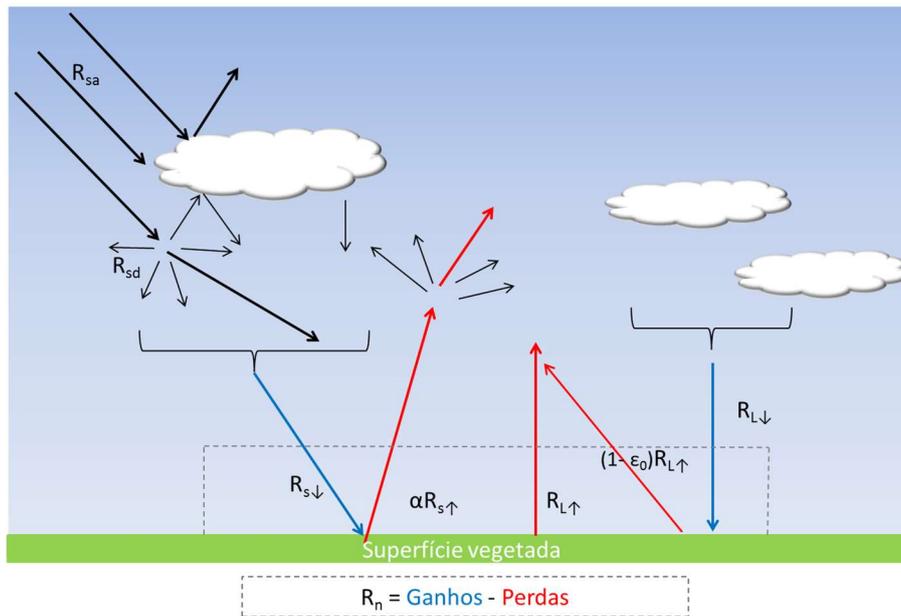


Figura 6 – Saldo de radiação na superfície.

2.1.2. Balanço de energia por unidade de área

O saldo de radiação na superfície é a força motriz para os processos evapotranspirativos. Shuttleworth (1993) utilizou a Figura 7 para descrever o processo evapotranspirativo, onde definiu os componentes do balanço de energia para um volume de controle que se estende logo abaixo da superfície do solo e vai até a altura em que foi determinado o saldo de radiação e é válido para uma unidade de área horizontal plana.

As moléculas de água líquida são mantidas juntas por uma força intermolecular, esta força é muito pequena quando as moléculas estão no estado de vapor. Durante a evaporação, a separação entre as moléculas aumenta muito, o trabalho é feito contra as forças intermoleculares, absorvendo energia (Shuttleworth, 1993). A energia utilizada neste processo é chamada de fluxo de calor latente.

A porção da energia radiante que entra para a superfície terrestre e não é usada para evaporação, aquece a atmosfera próxima à superfície terrestre e desloca-se verticalmente é denominada de fluxo de calor sensível (Shuttleworth, 1993). O fluxo de calor sensível normalmente está associado a mudanças na temperatura do ar.

O fluxo de calor do solo representa a fração do saldo de radiação que foi transferida para os níveis inferiores do solo e, geralmente, resulta em acréscimo de energia para o meio à noite, ou em diminuição, no período diurno. O fluxo de calor no solo é função da temperatura em diferentes níveis e da condutividade térmica do solo, sendo influenciado diretamente pela variação da primeira (Galvani *et al.*, 2001).

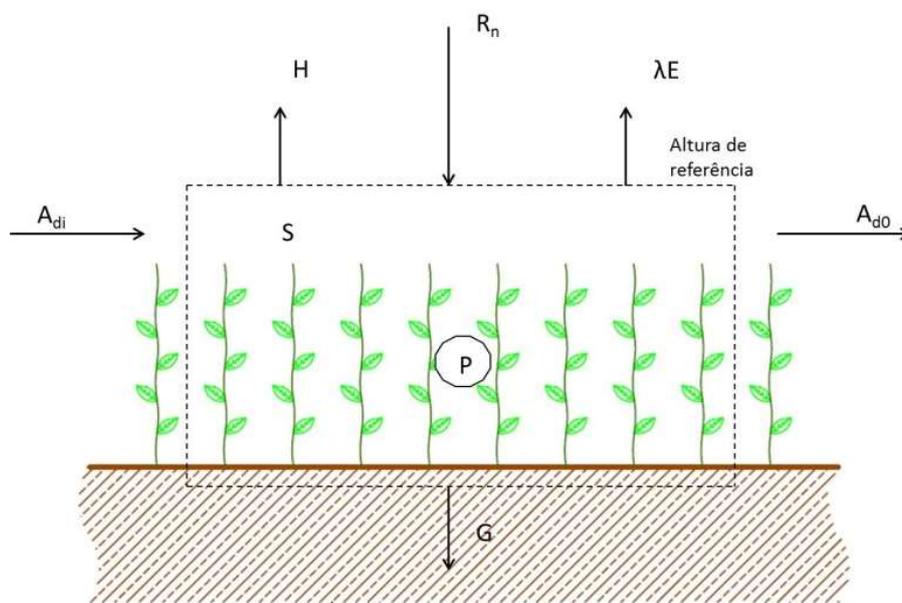


Figura 7 – Balanço de energia (Shuttleworth, 1993)

Onde:

- $R_n (Wm^{-2})$ = Saldo de radiação;
- $\lambda E (Wm^{-2})$ = Fluxo de calor latente; energia associada à mudança do estado físico da água, da fase líquida para vapor (evapotranspiração);
- $H (Wm^{-2})$ = Fluxo de calor sensível; energia associada às mudanças de temperatura do ar;
- $G (Wm^{-2})$ = Fluxo de calor no solo; energia contida no solo; apresenta comportamento sinusoidal no período diário.
- $S (Wm^{-2})$ = Energia armazenada temporariamente dentro do volume de controle; apresenta maior influência em áreas de floresta; proporcional às mudanças de temperatura na vegetação, no ar e na camada de solo

superficial e às mudanças na umidade atmosférica;

$P (Wm^{-2})$ = Energia absorvida por processos bioquímicos nas plantas;
normalmente considera-se como 2 por cento do saldo de radiação;

$A_d (Wm^{-2})$ = Perda de energia associada ao movimento do ar horizontal;
significativo em situação de oásis.

Em estimativas da evapotranspiração que se utilizam do balanço de energia para representar fisicamente os processos evapotranspirativos, não são contemplados normalmente os componentes S , P , e A_d , estas variáveis podem ter uma maior influência no cálculo da evapotranspiração dependendo do tipo de cobertura e condições atmosféricas.

2.1.3. Métodos de estimativa da evapotranspiração

A evapotranspiração é tipicamente modelada utilizando dados meteorológicos e algoritmos que descrevem a energia da superfície e as características aerodinâmicas da vegetação (Allen *et al.*, 2011). Modelos empíricos e físicos têm sido utilizados nas estimativas da evapotranspiração e a seguir são apresentados alguns dos métodos mais utilizados nestas estimativas:

I. Evapotranspiração de referência (ET_0)

A evapotranspiração de uma cultura de referência é definida como a taxa evaporativa para uma extensa área de cobertura de um mesmo cultivo, apresentando altura baixa e uniforme, crescendo ativamente, cobrindo completamente o solo e bem servida de água. No ASCE-EWRI (2005) são apresentados os procedimentos de cálculo da ET_0 utilizando a equação *Penman–Monteith*, onde foram desenvolvidas parametrizações para algumas das variáveis utilizadas na equação, utilizando a alfafa como cultura de referência. Nestas parametrizações atribui-se os valores de $0,5m$ para a altura da cultura, de $0,23$ para o albedo e de $30sm^{-1}$ para a resistência da superfície para cálculos horários diurnos e $45 sm^{-1}$ para cálculos diários. Deste modo, é possível obter a evapotranspiração para uma cultura qualquer ($ET_{0\text{ cultura}}$) a partir do produto da evapotranspiração de referência pelo coeficiente de cultivo (K_c), $ET_{0\text{ cultura}} = K_c \times ET_0$.

II. Lisímetros

Os Lisímetros são instrumentos de medição da evapotranspiração, sensíveis a fatores ambientais e, estando bem calibrados, podem fornecer boas estimativas da evapotranspiração. As medições são realizadas de maneira pontual para áreas que podem variar de $0,05$ a $40 m^2$. Comumente, utilizam-se os dados deste aparelho para obter estimativas em áreas extensas, extrapolando as medições realizadas em pequenas parcelas para grandes áreas. A realização de estimativas da evapotranspiração a partir desta técnica em áreas extensas necessita de parametrização da vegetação e condições ambientais; esta necessidade torna essas estimativas inviáveis em condições de superfície heterogênea.

III. Correlações turbulentas

Os sistemas de correlações turbulentas estão se tornando amplamente utilizados na medição da evapotranspiração devido à facilidade de instalação, redução dos custos dos sensores e a capacidade de co-mensuração dos fluxos de calor sensível (H) e latente (λE) e CO_2 (Allen *et al.*, 2011). Este método apresenta a vantagem de medir diretamente o fluxo de calor latente (evapotranspiração) para diferentes tipos de superfície. A medição corresponde a um valor médio para uma área que pode variar de 50 a 200 metros de raio (Allen *et al.*, 2011) e depende da intensidade do movimento do ar que passa sobre a área de investigação no instante da medição.

IV. Sensoriamento Remoto

Aplicações de sensoriamento remoto para hidrologia são relativamente recentes, mas estão rapidamente se tornando importantes fontes de informação para as atividades práticas dos hidrólogos. As técnicas de sensoriamento remoto têm sido utilizadas nas estimativas de evapotranspiração e percebe-se que duas técnicas apresentam-se potencialmente importantes. A primeira é utilizada para estimativa de evapotranspiração em grandes áreas de cultura uniforme, estimando o coeficiente de cultivo (K_c) de modo empírico de acordo com respostas obtidas pelos índices de vegetação. A segunda utiliza as mensurações de energia obtidas pelos sensores orbitais para quantificar o balanço de energia e a evapotranspiração, apresentando grande potencial em áreas heterogêneas, como é o caso de regiões de clima semiárido.

V. Cintilômetro

Os cintilômetros são dispositivos óticos que medem pequenas flutuações no índice de refração do ar causadas por mudanças na temperatura, umidade e pressão que induzem variações na densidade do ar (Allen *et al.*, 2011). O instrumento é composto basicamente de um transmissor e um receptor que, dependendo do tipo do aparelho utilizado, permite realizar medições de fluxo de calor sensível (H) ao longo de distâncias (transmissor-receptor) que podem variar de 50 a 12.000 metros, apresentando um valor médio de H referente à área de contribuição (*footprint*).

No entanto, para a obtenção da evapotranspiração é necessário ter estimativas de outros componentes do balanço de energia: o saldo de radiação (R_n) e fluxo de calor no solo (G), na mesma escala de medição do H. Em áreas de superfície heterogêneas, os componentes R_n e G sofrem influência das variações na cobertura, tipo e umidade presente no solo. Uma alternativa é a utilização de técnicas de sensoriamento remoto nas estimativas dos fluxos R_n e G para assim tornar possível a obtenção da evapotranspiração.

2.2. Geotecnologias

O sensoriamento remoto funciona em harmonia com outras ciências de informação geográfica (Jensen, 2009), frequentemente chamadas de geotecnologias ou geoprocessamento, incluindo cartografia, levantamento de dados e sistemas de informações geográficas (SIG).

A Figura 8 apresenta o modelo de interação mostrando a relação entre as ciências da informação geográfica (sensoriamento remoto, cartografia, sistemas de informações geográficas e levantamento) à medida que elas se relacionam com a matemática e a lógica, e com as ciências físicas, biológicas e sociais (Jensen, 2009).

O uso de ambientes computacionais de SIG facilita a integração de dados de sensores remotos com aqueles provenientes de outras fontes, bem como a análise espacial e a modelagem dos ambientes permitindo realizar a projeção de cenários futuros (Florenzano, 2005).

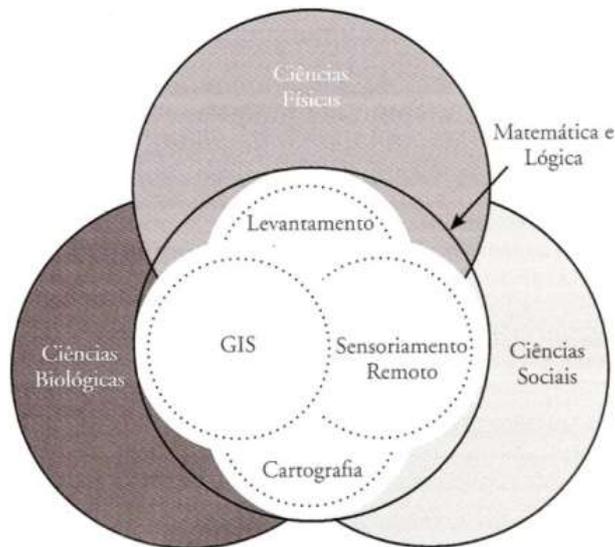


Figura 8 – Modelo de interação mostrando a relação entre as ciências da informação geográfica (Jensen, 2009)

2.2.1. Sistemas de Informações Geográficas (SIG)

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. Os planos de informação em um SIG podem ser representados de duas formas: no formato vetorial ou no formato matricial.

Os planos de informação vetoriais são úteis para descrever características distintas na paisagem, tais como: estradas, limites de propriedades, distritos administrativos e etc. Planos de informação vetoriais representam o mundo real através de linhas (arcos), pontos (nós) e polígonos. 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 representada. 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.

A maioria dos fenômenos naturais tem propriedades que variam em todas as dimensões do espaço. Normalmente, informações sobre as propriedades destes fenômenos são obtidas de maneira discreta, a partir de um número limitado de medidas pontuais realizadas em campo.

Os dados pontuais resultantes das coletas podem ser estimados por toda uma região para representar a geometria espacial contínua que caracteriza o fenômeno. O

processo de interpolação espacial permite a geração de arquivos matriciais derivados de dados pontuais (vetoriais) utilizando um método ou modelo matemático que estima valores em locais onde não existem valores medidos.

2.2.2. Sensoriamento remoto (SR)

A partir de técnicas de sensoriamento remoto é possível obter informações biofísicas, uso e cobertura da terra, e socioeconômicos. Para utilizar os dados de sensoriamento remoto no seu potencial pleno, estes precisam ser interpretados corretamente. Isso requer um entendimento de como a energia interage com a atmosfera e o terreno, como funciona o sistema de sensoriamento remoto, e como se extrai informação útil a partir dos dados dos sensores remotos (Jensen, 2009).

Novo (2008) definiu sensoriamento remoto como sendo a utilização conjunta de sensores, equipamentos de transmissão de dados colocados a bordo de aeronaves, espaçonaves, ou outras plataformas, com o objetivo de estudar eventos, fenômenos e processos que ocorrem na superfície do planeta Terra a partir do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnética e as substâncias que compõem em suas mais diversas manifestações.

Desta forma, as técnicas de sensoriamento remoto envolvem quatro elementos, descritos na Figura 9. A radiação eletromagnética (REM) é o elemento de ligação entre todos os demais que se posicionam nos vértices, fonte de REM, sensor e alvo. A fonte de REM difere para diferentes aplicações, o Sol é a principal fonte de REM para sensores ópticos, a Terra é a principal fonte de REM para sensores termais e microondas passivos, e os transmissores eletrônicos de REM na faixa de microondas para radares. O alvo é o elemento que se pretende extrair informação e o sensor é o instrumento que coleta a REM refletida ou emitida pelo alvo (Angelis, 2011).

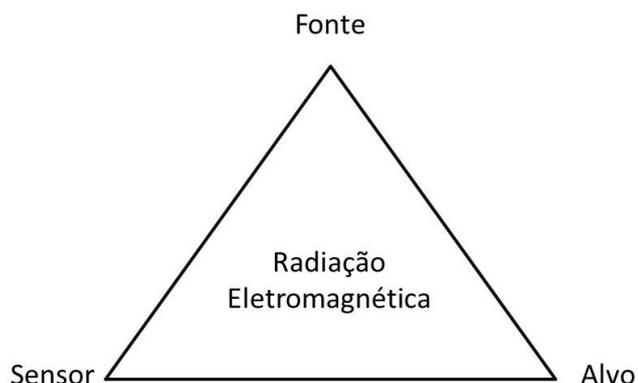


Figura 9 – Os quatro elementos do sensoriamento remoto (Angelis, 2011)

A radiância (L_λ) é a intensidade radiante por unidade de área projetada numa direção específica. É medida em Watts por metro quadrado por esterradiano ($Wm^{-2}sr^{-1}$). A Figura 10 ilustra o conceito de radiância. A intensidade radiante que deixa uma superfície difusa perfeita em qualquer direção varia com o cosseno do ângulo entre aquela direção e a normal da superfície (Novo, 2008). Dessa forma, o fluxo radiante que deixa a área-fonte projetada (A) num comprimento de onda específico (ϕ_λ), numa direção específica ($\cos \theta$) e um ângulo sólido específico (Ω).

Idealmente, a radiância registrada por um sensor remoto é uma função verdadeira da quantidade de radiância emergindo do alvo no terreno dentro do campo de visada instantâneo (IFOV) num ângulo sólido específico. Contudo, essa energia sofre modificações ao longo da trajetória, da superfície para o sensor, devido aos fenômenos de refração, espalhamento e absorção na atmosfera.

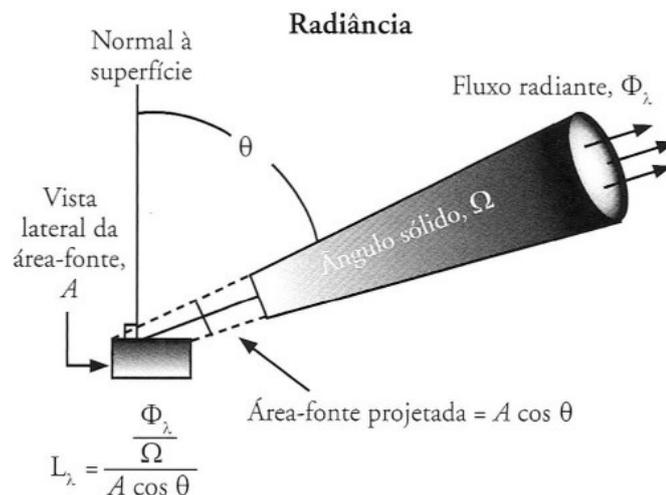


Figura 10 – Conceito de radiância (Jensen, 2009)

A reflectância é o processo pelo qual a radiação “resvala” num objeto como no topo de uma nuvem ou feições no terreno, e exhibe características fundamentais que são importantes no sensoriamento remoto (Jensen, 2009). As Figuras 11 A e 11 B mostram a radiação incidente; a radiação refletida, e uma vertical à superfície a partir da qual os ângulos de incidência e reflexão são medidos, todos no mesmo plano.

A refração especular ocorre quando uma superfície a partir da qual a radiação é refletida é essencialmente lisa. Os ângulos de incidência e reflexão são iguais como mostra a Figura 11A. A reflexão difusa ocorre quando uma superfície na qual a radiação é refletida é muito rugosa, e nesses casos o espalhamento da radiação não é isotrópico (Figura 11C). Uma superfície perfeitamente difusa (Figura 11D) é chamada

de superfície Lambertiana, nessa superfície o fluxo radiante que deixa a superfície é constante em qualquer ângulo de refletividade, ou seja, o fluxo refletido é isotrópico.

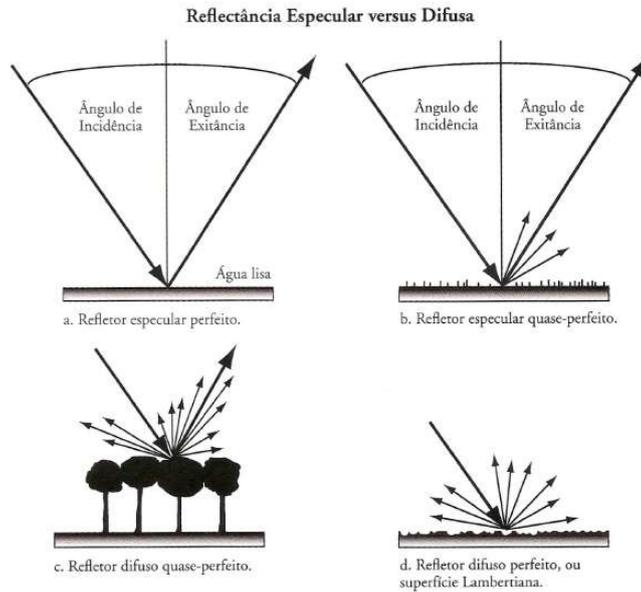


Figura 11 – Natureza da reflectância especular e difusa (Jensen, 2009)

O fluxo radiante incidente sobre a superfície terrestre (ϕ_λ) em determinado comprimento de onda (λ) é balanceado pela avaliação da quantidade de fluxo radiante refletido pela superfície ($\phi_{\text{refletido}\lambda}$), quantidade de fluxo radiante absorvido ($\phi_{\text{absorvido}\lambda}$) e a quantidade de fluxo radiante transmitido ($\phi_{\text{transmitido}\lambda}$).

Em sensoriamento remoto utiliza-se frequentemente a reflectância em porcentagem (Equação 4). Na Figura 12 são apresentadas as curvas de refletividade espectral percentual para diferentes alvos encontrados comumente na paisagem.

$$\rho_{\%} = \frac{\phi_{\text{refletido}\lambda}}{\phi_\lambda} \times 100 \quad (4)$$

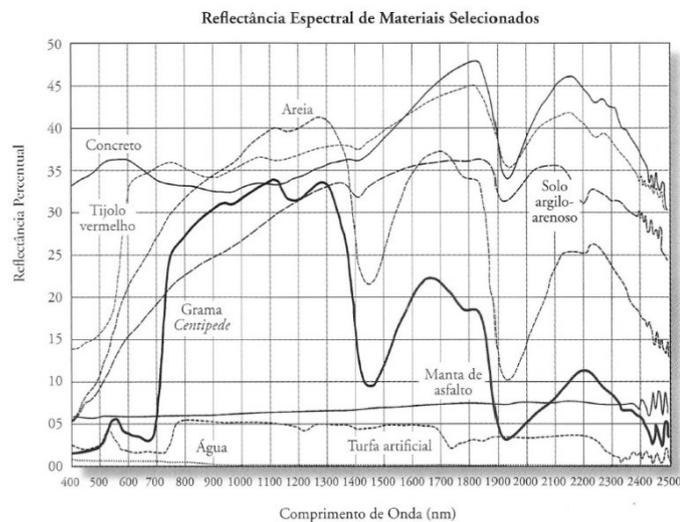


Figura 12 – Curvas de refletividade espectral percentual (Jensen, 2009)

Com relação aos tipos de sensores observa-se normalmente de dois tipos: passivos e ativos. Os sensores passivos detectam radiação refletida ou emitida pelo alvo que foi iluminado por uma fonte de radiação externa, radiação eletromagnética originada pelo Sol. Os sensores ativos são aqueles que produzem sua própria radiação eletromagnética. Os radares e lasers são exemplos de sistemas ativos, uma vez que produzem a energia radiante que irá interagir com os objetos da superfície (Novo, 2008).

Os sensores orbitais são classificados de acordo com a sua resolução temporal, espacial, espectral e radiométrica. A resolução temporal de um sistema remoto geralmente se refere à quão frequente o sensor registra imagens de uma área particular (Jensen, 2009).

A possibilidade de adquirir informação sobre o objeto em diferentes períodos permite análise sobre as mudanças ocorridas no objeto ao longo do tempo. A Figura 13 apresenta um exemplo dos dias de revisita do sensor *Thematic Mapper* (TM) do satélite Landsat-5 para a cidade de Campina Grande – PB. Percebe-se que a coleta de dados ocorre a cada 16 dias para este sensor.

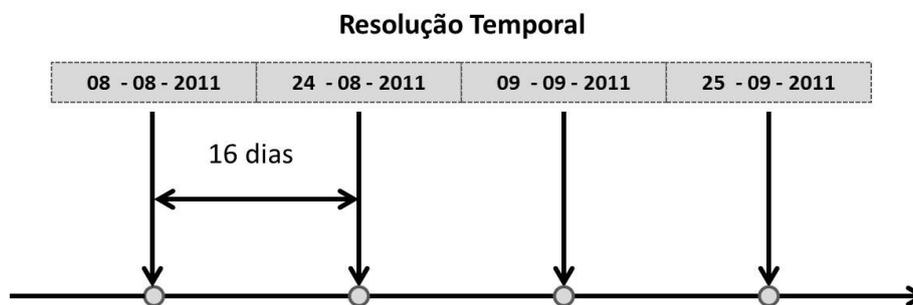


Figura 13 – Coleta de dados realizados pelo TM Landsat-5.

A maioria dos estudos em sensoriamento remoto registra atributos espaciais dos objetos no terreno (Jensen, 2009). A resolução espacial representa a menor feição (pixel) passível de detecção pelo instrumento em questão (Novo, 2008). Nos sensores ópticos a resolução espacial depende do campo de visada do sensor e do campo de visada instantâneo (IFOV). Cada pixel de uma imagem digital de sensoriamento remoto está localizado numa posição específica na imagem e associado com coordenadas (x, y) específicas no terreno (Jensen, 2009).

A Figura 14 apresenta a imagem da área urbana do município de São João do Cariri no estado da Paraíba, com 1 metro de resolução espacial no modo PSM

(Pancromático e multiespectral) do satélite IKONOS. Os dados originais foram reamostrados para gerar a imagem com as resoluções simuladas mostradas.

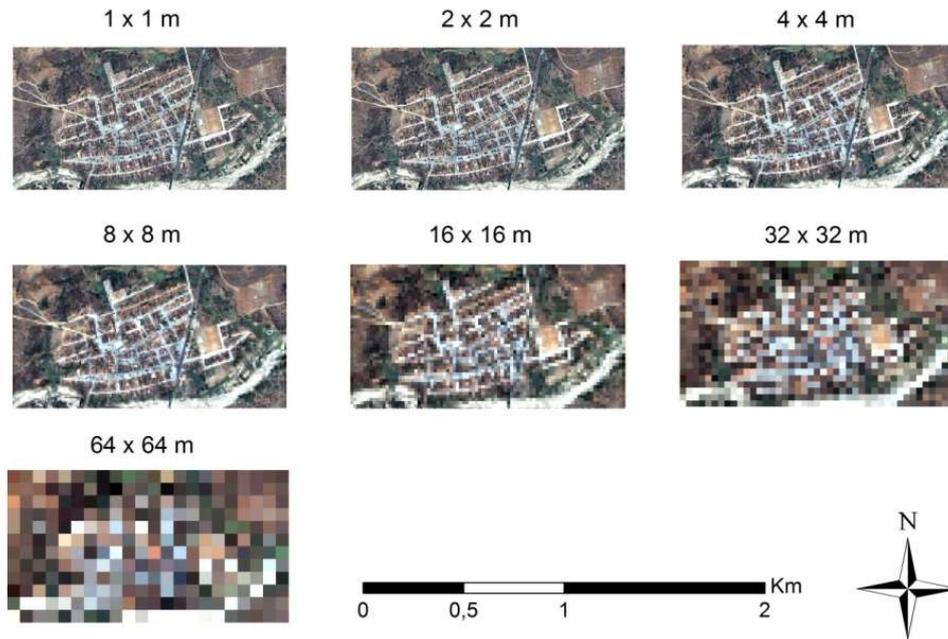


Figura 14 – Imagens do Satélite IKONOS (06/10/2009) reamostrada para gerar a imagem com as resoluções espaciais simuladas.

A escolha do instrumento a ser utilizado na análise a partir de sensores orbitais depende sempre do tipo de aplicação que se deseja. Geralmente, quanto maior o requisito de resolução temporal (análises meteorológicas), menor o requisito de resolução espacial (satélites NOAA e GOES registram imagens 4x4 a 8x8 km) (Jensen, 2009). Quando o objetivo é análise urbana cresce o interesse por aumento da resolução espacial (1x1 m), e menor o interesse por resolução temporal (a cada 1 a 10 anos).

A resolução espectral é o número e a dimensão (tamanho) de intervalos de comprimentos de onda específicos (chamados de bandas ou canais) no espectro eletromagnético, para os quais um instrumento de sensoriamento remoto é sensível (Jensen, 2009).

Nas curvas de refletividade apresentadas na Figura 12, observam-se variações para diferentes comprimentos de onda. A seleção cuidadosa dos intervalos do espectro eletromagnético (bandas ou canais) permitirá ao analista extrair uma melhor informação dos dados obtidos por sensoriamento remoto.

A resolução radiométrica é definida como a sensibilidade de um detector de sensoriamento remoto a diferenças na potência do sinal à medida que ele registra o

fluxo radiante refletido, emitido ou retro espalhado pelo terreno (Jensen, 2009). Uma alta resolução radiométrica geralmente aumenta a probabilidade de que os fenômenos sejam avaliados com mais exatidão pelo sensoriamento remoto (Jensen, 2009).

I. Sensores orbitais

Atualmente existem diversos sensores orbitais que são transportados por diferentes tipos de veículos e são utilizados nas mais variadas atividades. Esses sensores normalmente são utilizados nas áreas militar, recursos naturais, ambientais e meteorológicos.

Este estudo abordará apenas os sensores *Thematic Mapper (TM)*, *Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)* e *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)* a bordo dos satélites Landsat 5, Landsat 7, TERRA e AQUA, e o projeto *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* que utilizou um radar para adquirir informações sobre a topografia da superfície terrestre a bordo do ônibus espacial *Endeavour*.

Thematic Mapper

O satélite Landsat 5 transporta o sensor TM, que é um sistema avançado de varredura multiespectral. Esse satélite foi lançado, há vinte e sete anos, mas ainda encontra-se em operação. As características do sensor TM do satélite Landsat 5 se caracterizam por 7 bandas multiespectrais, sendo 6 bandas no domínio do visível e infravermelho próximo e médio com resolução espacial de 30 metros e uma banda térmica com 120 metros de resolução espacial, todas com resolução radiométrica de 8 bits (256 níveis). Cada banda representa a resposta da superfície terrestre em certa faixa espectral. Na Tabela 1 é possível observar as principais aplicações das bandas do sensor TM, o intervalo espectral de cada banda e a resolução espacial.

O satélite Landsat 5 foi lançado em 1 de março de 1984 e coleta informações sobre a superfície da Terra de forma contínua. A calibração do sensor TM era realizada por lâmpadas de tungstênio para os canais TM1, TM5 e TM7, e por um corpo negro, para calibração do canal TM6, chamada de calibração interna (IC). Desta maneira, radiação das fontes de calibração era introduzida no campo de visada do detector durante o período de varredura.

Com o tempo, o sistema de calibração interna foi sendo degradado causando erros acima de 20% para calibração radiométrica (Chander *et al.*, 2010). Chander & Marker (2003) removeram a dependência das lâmpadas de tungstênio (IC) e apresentaram novos coeficientes para obtenção da radiância. Os coeficientes eram apresentados para dois períodos: antes de 01 de maio de 2003 e depois de 01 de maio de 2003.

Tabela 1 – Principais aplicações, intervalo espectral e resolução espacial para o sensor TM do satélite Landsat 5 (Novo, 2008)

| Bandas | Intervalo (μm) | Resolução espacial (m) | Principais aplicações |
|--------|-----------------------------|------------------------|--|
| TM 1 | 0,45 – 0,52 | 30 | Diferenciação solo/vegetação em virtude da absorção de pigmentos das plantas nessa região do espectro/ diferenciação entre espécies decíduas e coníferas. |
| TM 2 | 0,52 – 0,60 | 30 | Permite diferenciar o vigor da vegetação pela maior sensibilidade à reflectância no verde |
| TM 3 | 0,63 – 0,69 | 30 | Diferenciação de espécies de plantas em função da presença de pigmentos da clorofila. Também permite discriminar solo exposto e vegetação. |
| TM 4 | 0,76 – 0,90 | 30 | Permite avaliar a biomassa da cobertura vegetal, e também mapear corpos d'água devido ao contraste entre a alta reflectância da vegetação no infravermelho e alta absorção dessa faixa pelas superfícies líquidas. |
| TM 5 | 1,55 – 1,75 | 30 | Permite detectar a umidade da cobertura vegetal, pois essa região do espectro é sensível à presença de água no tecido foliar. |
| TM 6 | 10,40 – 12,50 | 120 | Permite avaliar diferenças de temperatura entre alvos da superfície. |
| TM 7 | 2,08 - 2,35 | 30 | Útil para identificação de áreas sujeitas a alterações hidrotermais. |

Com base na resposta dos detectores para áreas de deserto e calibração cruzada com dados do satélite Landsat 7 sensor ETM+, foi realizado uma revisão da calibração radiométrica do sensor TM. No trabalho de Chander *et al.*, (2007) são apresentados novos períodos para utilização dos coeficientes para obtenção da radiância, os períodos são para antes e depois de 01 de janeiro de 1992.

No trabalho desenvolvidos por Chander *et al.* (2009) é reafirmado o uso dos coeficientes apresentados em Chander *et al.* (2007). E no estudo realizado em Chander *et al.* (2010) é apresentada a metodologia para correção dos produtos adquiridos antes da implementação dos coeficientes.

Estes estudos (Chander *et al.*, 2010, 2009, 2007 e Chander & Marker, 2003) contribuem para que as análises multi-temporais realizadas a partir dos dados deste sensor não sofram influência da degradação do instrumento, evitando que as

mudanças encontradas nas imagens possam ser erroneamente atribuídas a alterações no alvo.

Ao longo da sua história os dados fornecidos pelo sensor TM foram utilizados em diversos estudos que tinham como objetivo compreender os processos de alteração da superfície. As imagens obtidas pelo sensor TM foram utilizadas na identificação de áreas atingidas pelo fogo em florestas (Morton *et al.*, 2011; Röder *et al.*, 2008), distúrbios em florestas (Schroeder *et al.*, 2011), reflorestamento (Huang *et al.*, 2010) e desertificação (Stellmes *et al.*, 2010).

Os dados obtidos pelo sensor TM para todo o continente Sul-americano são distribuídos de forma gratuita pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) desde 2008. Em 2009 a United States Geological Survey (USGS) disponibilizou todas as imagens do National Landsat Archive Production System (NLAPS) a partir da plataforma GLOVIS (Global Visualization Viewer).

As imagens do satélite Landsat 5 apresentam um sistema de identificação composto de dois números, o primeiro representa o número da órbita e o segundo da cena dentro daquela órbita (conhecido como ponto). A Figura 15 apresenta um exemplo para o estado da Paraíba, onde é possível identificar as seis cenas que cobrem o estado.

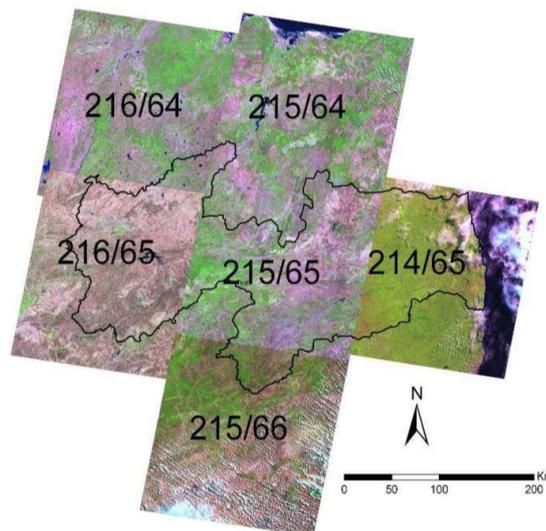


Figura 15 – Órbitas e pontos para as cenas no estado da Paraíba.

Enhanced Thematic Mapper Plus

O sensor ETM+ a bordo do satélite Landsat 7 apresenta nove bandas espectrais; sendo as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 com 30 metros de resolução espacial, nos canais do

visível, infravermelho próximo e médio; duas bandas termais (Banda 6) com 60 metros de resolução espacial; e uma banda pancromática com 15 metros de resolução espacial. Este instrumento apresenta período de revisita de 16 dias e resolução radiométrica de 8 bits (256 níveis) e a mesma articulação das cenas que o satélite Landsat 5 apresentada na Figura 15.

O satélite Landsat 7 foi lançado em abril de 1999 com a missão de proporcionar continuidade de aquisição de dados realizada pelo Landsat 5. A missão foi considerada um sucesso devido a boa calibração radiométrica alcançada pelo sensor ETM+ até maio de 2003, quando uma falha de hardware ocasionou problemas na imagens obtidas por este sensor.

Os dados obtidos pelo sensor ETM+ para todo o continente Sul-americano são distribuídos de forma gratuita pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) desde 2008. Em 2009 a United States Geological Survey (USGS) disponibilizou todas as imagens do National Landsat Archive Production System (NLAPS) a partir da plataforma GLOVIS (Global Visualization Viewer).

Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

O sensor MODIS encontra-se a bordo dos satélites TERRA e AQUA. Este sensor apresenta 36 bandas espectrais, com resolução radiométrica de 12 bits (4096 níveis), tem campo de visada de $\pm 55^\circ$ do nadir, resultando numa faixa de imageamento de 2330 km, e período de revisita de 1 a 2 dias. O satélite TERRA foi lançado em 18 de dezembro de 1999 com cruzamento equatorial às 10h30min da manhã. O satélite AQUA teve seu lançamento em quatro de maio de 2002 e cruza a linha do Equador às 13h30min.

A resolução espacial das imagens do sensor MODIS é variável e nas regiões próximas ao nadir e pode chegar a resoluções de 250 metros para as bandas 1 e 2, a resoluções de 500 metros para as bandas 3 a 7 e de 1000 metros para as bandas 8 a 36.

As bandas 1 e 2 apresentam a melhor resolução espacial e são utilizadas na classificação da cobertura da terra, absorção por clorofila e mapeamento do índice de área foliar. As bandas 3 a 7 são utilizadas para obter características da superfície terrestre, nuvens e aerossóis. As bandas 8 a 36 são utilizadas para fornecer

informações sobre a cor do oceano, fitoplâncton, biogeoquímica, vapor d'água atmosférico, temperatura da superfície, temperatura atmosférica, nuvens cirrus, ozônio, temperatura da superfície da nuvem e altitude do topo das nuvens (Jensen, 2009).

O sistema de calibração inclui um difusor solar, um monitor de estabilidade do difusor solar, um instrumento de calibração espectralradiométrica, um corpo negro para calibração termal e uma abertura para visada do espaço (Jensen, 2009).

Os dados do sensor MODIS são também processados para criar diversos bancos de dados globais. Esses dados incluem variáveis dos ecossistemas terrestres, atmosféricos e oceanos. Esta iniciativa permite que usuários com menor conhecimento sobre técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento possam fazer uso desta ferramenta.

A National Aeronautics and Space Administration (NASA) disponibiliza os dados deste sensor de forma gratuita para comunidade científica, no formato HDF (*Hierarchical Data Format*). O HDF é um formato que permite alta compressão de dados, sem perda de informações. Este formato foi escolhido para facilitar a transferência e disponibilidade das imagens MODIS. As imagens MODIS Sinusoidal Grid são articuladas de 10° em 10° de longitude e latitude. Na Figura 16 se apresenta a articulação destas imagens.

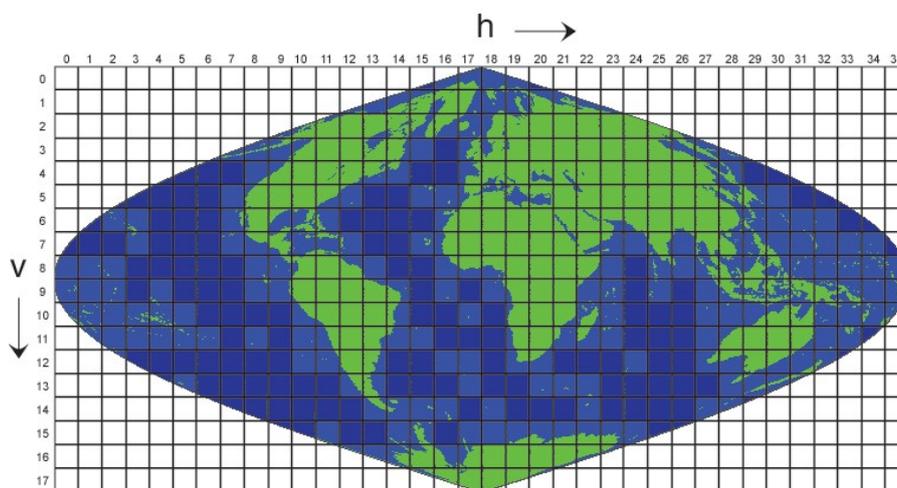


Figura 16 – Tiles MODIS Sinusoidal Grid (Nasa, 2011)

Shuttle Radar Terrain Mission

A missão SRTM foi uma colaboração entre NASA e National Geospatial Intelligence Agency (NGA). Esta missão utilizou um radar de abertura sintética

interferométrico, banda C e banda X, para adquirir dados topográficos para latitudes inferiores a 60°, durante os 11 dias de duração da Missão. Estes dados têm sido utilizados pelo Jet Propulsion Laboratory (JPL) para geração da topografia mundial. Rodriguez et al. (2006) estimaram a precisão dos produtos de elevação do SRTM.

Os dados SRTM para o território brasileiro podem ser adquiridos no portal “Brasil em Relevo” da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). A (EMBRAPA) disponibiliza os dados do SRTM para o território brasileiro, utilizando a articulação compatível com a escala 1:250.000 utilizada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). A Consultative Group on International Agriculture Research - Consortium for Spatial Information (CGIAR – CIS) disponibiliza os dados SRTM para todo o mundo. Essas imagens são articuladas de 5° em 5° de longitude e latitude.

2.2.3. Processamento digital de imagens (PDI)

As imagens digitais adquiridas a partir dos sensores orbitais podem ser processadas visando o realce e extração de informação de interesse específico. Dessa forma é aplicado nas imagens digitais procedimento de remoção de ruído, realce, correção geométrica, mosaico, redução da dimensionalidade e correção radiométrica, classificação de imagens e operações algébricas de bandas espectrais.

| | | | | |
|-----|-----|-----|-----|-----|
| 223 | 223 | 180 | 205 | 30 |
| 223 | 180 | 180 | 90 | 205 |
| 223 | 205 | 205 | 30 | 30 |

Figura 17 – Conjunto de pixels

As imagens digitais são compostas por pixels. Cada pixel ou célula tem sua localização definida em um sistema de coordenadas (x,y), e possui um atributo numérico “z” que é o nível de cinza (DN – *digital number*). A Figura 17 ilustra um exemplo de um conjunto de pixels, onde cada célula representa a intensidade de energia eletromagnética (refletida ou emitida) medida pelo sensor em cada banda espectral.

A cor no Processamento Digital das Imagens

Segundo Novo (2008), o processo de geração de cores na tela de um computador é baseado na adição de cores primárias R (red – vermelho), G (green – verde) e B (blue – azul). A Figura 18 ilustra o processo aditivo de formação de cores. Nesse processo, filtros com as cores primárias RGB são associados a cada uma das bandas. A intensidade de cada cor será modulada pelo nível digital de cada uma das bandas (Novo, 2008).



Figura 18 – Processos Aditivo de formação de cores (Moreira, 2005)

A Figura 19 apresenta as sete bandas espectrais do sensor TM para uma varredura no dia 9 de setembro de 2011 para o litoral Paraibano, onde é possível identificar intensidades radiantes diferentes para cada banda espectral.

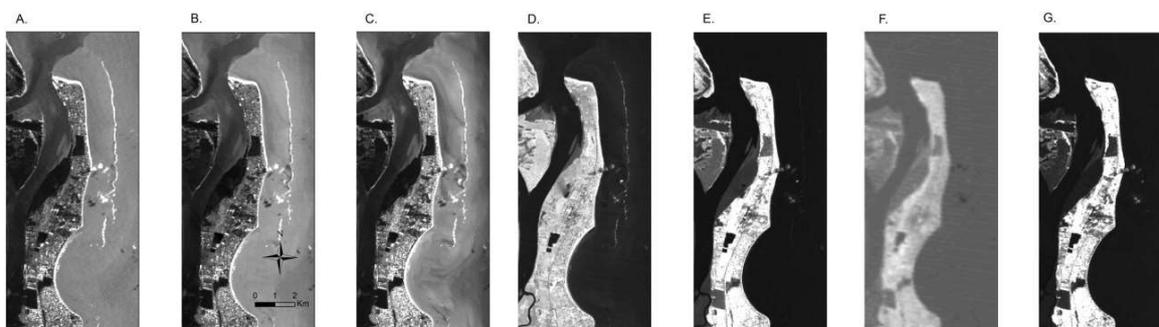


Figura 19 – Comprimento de onda no Azul (TM 1) em (A), no verde (TM 2) em (B), no vermelho (TM 3) em (C), no infravermelho próximo (TM 4) em (D), no infravermelho médio (TM 5) em (E), infravermelho termal (TM 6) em (F) e infravermelho médio (TM 7) em (G)

A Figura 20 ilustra três exemplos de composição colorida RGB para a mesma passagem do satélite Landsat 5 mostrada na Figura 19. É possível observar que para um mesmo objeto, por exemplo, uma área vegetada pode aparecer com uma tonalidade escura (Figura 20 A), vermelho (Figura 20 B) e verde intenso (Figura 20 C). Compreendendo em quais regiões do espectro eletromagnético o alvo de interesse

tem maior refletividade pode-se escolher uma combinação de banda mais adequada, dessa maneira é possível ampliar a percepção das informações contidas em uma cena.

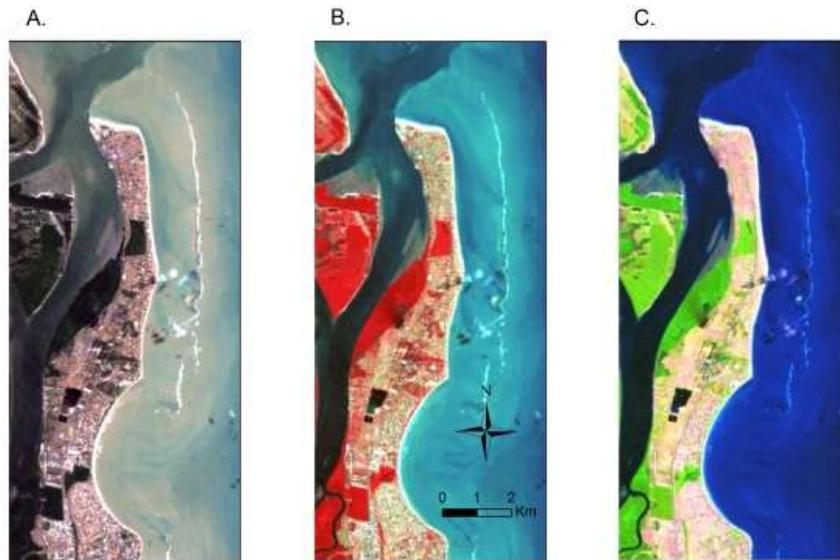


Figura 20 – Composição colorida R3G2B1 em (A), R4G3B2 em (B) e R5G4B3 em (C).

Remoção de Ruídos

Geralmente o ruído é provocado por uma falha, momentânea no sistema de registro da energia, no instante do imageamento da área pelo sensor orbital (Moreira, 2005). Os objetos no mundo real geralmente apresentam-se de forma contínua. Uma das técnicas de remoção de ruído comumente empregada consiste em substituir o valor zero da radiância do pixel no local pela média da radiância dos pixels das linhas inferior e superior. É importante perceber que não é adicionada informação à imagem, pois esta técnica permite apenas um melhoramento visual. A Figura 21 mostra um exemplo de ruído em uma imagem digital.

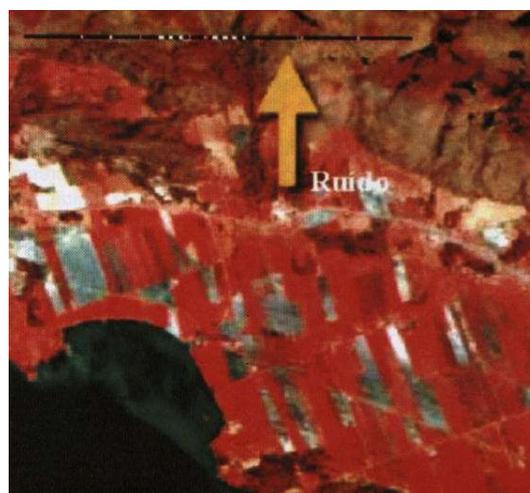


Figura 21 – Imagem colorida R4G3B2 mostrando um ruído da parte superior (Moreira, 2005)

Realce de imagem

Os dados de satélites, uma vez processados, podem conter um contraste espectral de baixa qualidade (Moreira, 2005). O realce de imagens digitais visa melhorar a qualidade visual, permitindo uma melhor discriminação dos objetos presentes na imagem ao espalhar os níveis de cinza no histograma (Moreira, 2005). Na Figura 22 é apresentado um exemplo de um histograma mostrando uma técnica de contraste.

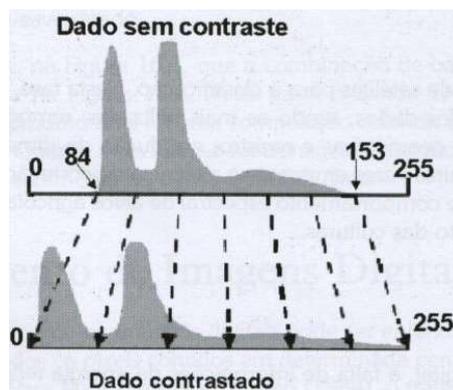
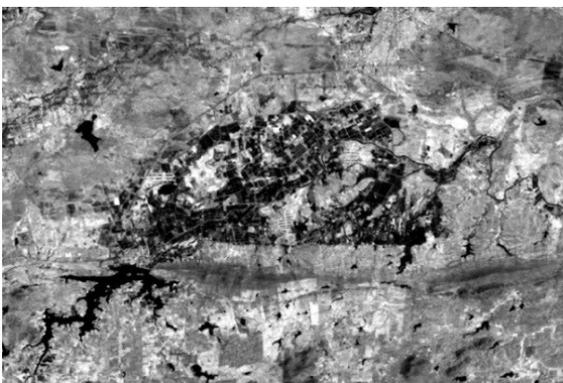


Figura 22 – Histograma mostrando o efeito do contraste (Moreira, 2005).

Na Figura 23 A é apresentada uma imagem sem a aplicação do contraste para a banda 5 do sensor TM para uma varredura no dia 01 de novembro de 2008 para o perímetro irrigado de São Gonçalo próximo ao município de Sousa no estado da Paraíba. Na Figura 23 B é apresentado à mesma imagem com a aplicação do contraste. Na Figura 23A, não há uma clara diferenciação entre os alvos, principalmente água e vegetação que apresentam a mesma tonalidade de cinza. Na Figura 23 B percebe-se que os mesmos alvos citados anteriormente apresentam tonalidades distintas.

A.



B.

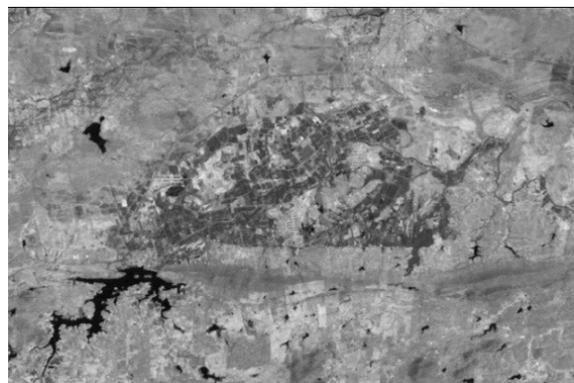


Figura 23 – Banda 5 do sensor TM sem a aplicação do contraste em (A) e com a aplicação do contraste em (B).

Correção geométrica e registro

A correção geométrica visa eliminar dois tipos de erros que, frequentemente, ocorrem nos dados de satélites: os devidos ao movimento do satélite e aqueles determinados pela curvatura da Terra (Moreira, 2005). Além disso, há erros, denominados panorâmicos, que são causados pelo tamanho dos pixels fora do nadir. Deste modo, o procedimento de correção geométrica transforma os dados de sensoriamento remoto, de tal modo que eles adquirem as características de escala e projeção próprias de mapas (Mather, 1987 apud Moreira, 2005)

A correção geométrica é realizada aplicando modelos matemáticos para corrigir os erros, este procedimento que se associa as coordenadas de imagem bruta (L: Linha; C: Coluna) a um sistema de coordenadas de referência (X, Y) através de polinômios de grau n . Normalmente (X, Y) representam as coordenadas de algum sistema de projeção cartográfica.

Uma das propriedades mais importantes dos satélites ambientais é a sua repetibilidade: uma mesma porção da superfície da Terra é imageada repetida vezes no curso de diferentes passagens (Câmera, 1986). O registro consiste na associação da posição de uma imagem a 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.

Os procedimentos de correção geométrica e registro de uma imagem digital visam permitir a integração dos dados obtidos a partir dos sensores orbitais com outras fontes de dados geográficos, além de permitirem a extração de medidas (área, distância e perímetro) e criação de mosaicos.

Mosaicos

O mosaico de imagens é o processo de juntar duas ou mais imagens para gerar uma imagem maior possibilitando uma visão global de uma cena ou área de interesse entre duas imagens de órbita ou ponto diferentes. Na Figura 24 é ilustrado um exemplo de mosaico realizado para duas cenas (Figura 24 A) de mesma órbita (216) e pontos diferentes (64 e 65). Observa-se na Figura 24 B que após a realização do mosaico apresenta-se como uma única imagem.

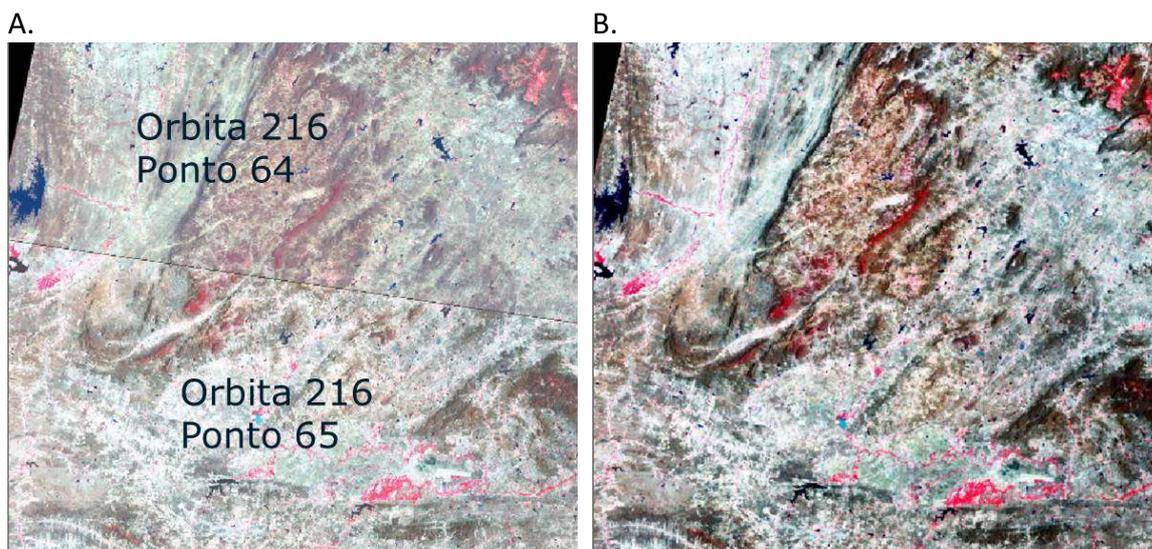


Figura 24 – Imagens na composição coloridas (R4G3B2) antes do mosaico em (A) e após o mosaico em (B).

Redução da dimensionalidade

Muitas vezes, as pesquisas realizadas com dados de satélites ocorrem em áreas pequenas, bem menores do que a área de abrangência de uma cena de um sensor orbital. Com este procedimento é possível reduzir o tamanho do arquivo e consequentemente, o tempo de processamento computacional.

A Figura 25A apresenta a imagem de órbita 216 e ponto 65. Nesta cena, localiza-se o perímetro irrigado de São Gonçalo. Caso o analista tenha interesse de trabalhar apenas na área próximo ao perímetro de São Gonçalo pode-se aplicar o procedimento de redução da dimensionalidade apresentado na Figura 25B.

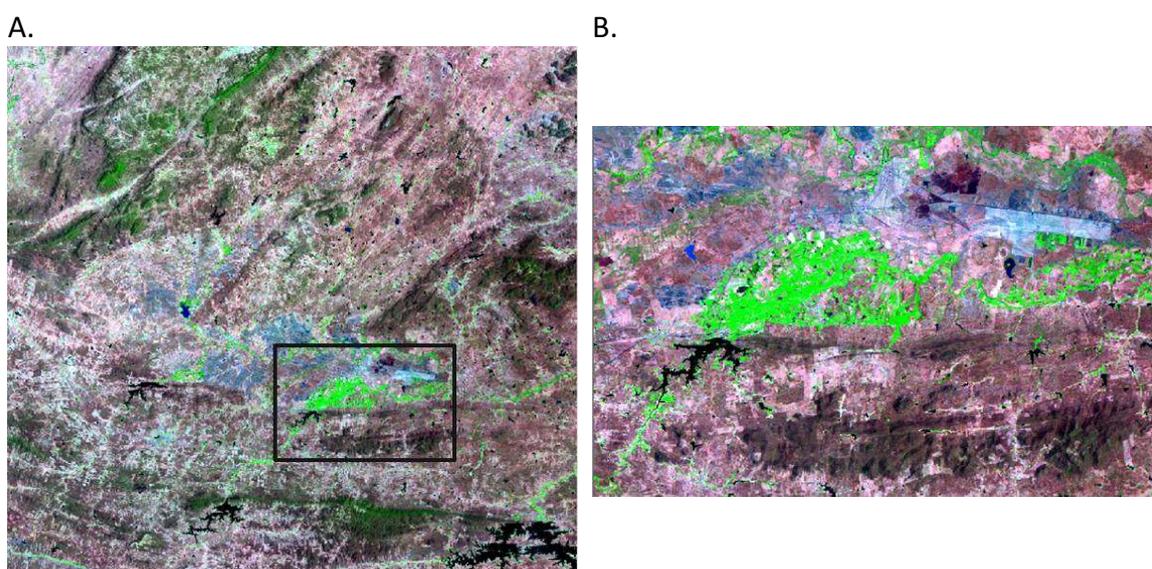


Figura 25 – Imagem na composição colorida R5G4B3 de órbita 216 e ponto 65 em (A) e imagem na composição R5G4B3 apresentando a área do perímetro irrigado de São Gonçalo no estado da Paraíba.

Correção radiométrica

Refere-se ao processamento inicial de dados brutos para calibração radiométrica da imagem. Este procedimento assegura que as mudanças observadas no comportamento espectral, no tempo e no espaço, estão estritamente ligadas à interação da radiação eletromagnética com o alvo (Moreira, 2005).

Classificação de imagens digitais

Durante a classificação de dados digitais, os alvos do universo real recebem a denominação genérica de classes ou classes temáticas. Os processos de classificação podem ser supervisionados ou não supervisionados. No processo de classificação supervisionada, o usuário inicialmente aponta um conjunto de amostra de treinamento para cada classe que se deseja diferenciar na imagem. A classificação não supervisionada é um método computacional automático de agrupamento, os algoritmos de classificação não utilizam dados de treinamento como base para classificação.

Operações algébricas de imagens digitais

Envolve manipulação matemática de uma imagem por computador onde a entrada e a saída do processo são imagens. Operações entre as bandas espectrais (pixel a pixel) de uma mesma cena permitem gerar novos produtos, como por exemplo, índice de vegetação, temperatura da superfície, albedo de superfície, saldo de radiação e evapotranspiração. A Figura 26 ilustra uma operação entre bandas espectrais.

| Banda 1 | Operação | Banda 2 | Igualdade | Resultado | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|----------|---------|-----------|-----------|----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|----|----|---|--|-----|-----|----|----|----|-----|----|----|----|----|-----|----|----|----|----|---|---|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|----|----|
| <table border="1"><tr><td>223</td><td>223</td><td>180</td><td>205</td><td>30</td></tr><tr><td>223</td><td>180</td><td>180</td><td>90</td><td>205</td></tr><tr><td>223</td><td>205</td><td>205</td><td>30</td><td>30</td></tr></table> | 223 | 223 | 180 | 205 | 30 | 223 | 180 | 180 | 90 | 205 | 223 | 205 | 205 | 30 | 30 | — | <table border="1"><tr><td>100</td><td>100</td><td>50</td><td>75</td><td>15</td></tr><tr><td>100</td><td>50</td><td>50</td><td>40</td><td>75</td></tr><tr><td>100</td><td>75</td><td>75</td><td>15</td><td>15</td></tr></table> | 100 | 100 | 50 | 75 | 15 | 100 | 50 | 50 | 40 | 75 | 100 | 75 | 75 | 15 | 15 | = | <table border="1"><tr><td>123</td><td>123</td><td>130</td><td>150</td><td>15</td></tr><tr><td>123</td><td>130</td><td>130</td><td>50</td><td>150</td></tr><tr><td>123</td><td>150</td><td>150</td><td>15</td><td>15</td></tr></table> | 123 | 123 | 130 | 150 | 15 | 123 | 130 | 130 | 50 | 150 | 123 | 150 | 150 | 15 | 15 |
| 223 | 223 | 180 | 205 | 30 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 223 | 180 | 180 | 90 | 205 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 223 | 205 | 205 | 30 | 30 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 100 | 100 | 50 | 75 | 15 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 100 | 50 | 50 | 40 | 75 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 100 | 75 | 75 | 15 | 15 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 123 | 123 | 130 | 150 | 15 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 123 | 130 | 130 | 50 | 150 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 123 | 150 | 150 | 15 | 15 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Figura 26 – Exemplo de operação entre duas bandas espectrais

Para uma boa manipulação dos dados obtidos por sensoriamento remoto é necessário à utilização de softwares específicos de PDI. Os softwares comumente utilizados são o SPRING, ILWIS, ERDAS IMAGINE e ENVI.

SPRING (Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas)

O SPRING é um SIG (Sistema de Informações Geográficas) com funções de processamento de imagens, análise espacial, modelagem numérica de terreno e consulta a bancos de dados espaciais (INPE, 2011). A sua distribuição é gratuita e realizada pela Divisão de Geração de Imagens (DGI) do INPE.

ILWIS(Integrated Land and Water Information System)

É um software de geoprocessamento e sensoriamento remoto que integra dados de imagens e dados vetoriais. O ILWIS foi inicialmente desenvolvido pela Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation (ITC) da universidade de Twente. Até 2005 era um software comercial. Hoje o ILWIS é gratuito de código aberto e é disponibilizado pelo portal 52North.

ERDAS IMAGINE¹

A partir do software ERDAS IMAGINE é possível realizar análises avançadas de sensoriamento remoto e modelagem espacial. A ferramenta MODEL MAKER disponível no ERDAS permite realizar operações matemática entre os diferentes planos de informação obtidos pelas técnicas de sensoriamento remoto. É um software comercial, a sua atualização está limitada a compra dos direitos de uso.

ENVI²(Environment for Visualizing Images)

O software ENVI apresenta funcionalidade para análises espaciais e processamento espectral. As últimas versões ENVI tem buscado uma integração maior com os softwares de geoprocessamento.

2.3. Estimativa da evapotranspiração utilizando técnicas de sensoriamento remoto

A utilização de técnicas de sensoriamento remoto na estimativa da evapotranspiração tem início a partir do trabalho desenvolvido por Heilman *et al.* (1982) que fizeram uso de medições radiométricas na determinação de Índice de Vegetação (IV) para estimar o coeficiente de cultura K_c .

¹ Erdas Imagine: Marca registrada da plataforma de Geoprocessamento de ERDAS Inc., Atlanta, GA. EUA

² ENVI: Marca registrada da ITT Visual Information Solutions

No estudo realizado por Shuttleworth *et al.* (1989) foi demonstrado o comportamento diário da fração evapotranspirativa ($ET_F = LE/(R_n - G)$), onde identificou-se que a ET_F obtida entre o intervalo de 12:00 às 14:00 horas, apresenta o valor igual a média diária da ET_F .

Posteriormente, Crago (1996) realizou estudo sobre o comportamento diário da ET_F , onde concluiu que uma combinação complicada de condições climáticas, umidade do solo, topográficas e condições biofísicas contribuem para a conservação ET_F em dias individuais. Crago (1996) afirma que em dias claros a ET_F apresenta pouca variação durante o dia. Este fenômeno ocorre devido à dependência da ET_F sobre o saldo de radiação e tendência de progressões na umidade, temperatura, resistência da superfície, reduzirem as variações sistemáticas da ET_F .

As técnicas de sensoriamento remoto utilizam-se desses princípios identificados por Heilman *et al.* (1982), Shuttleworth *et al.* (1989) e Crago (1996) nas estimativas de evapotranspiração, e com isso dois métodos de estimativas têm sido bastante utilizados. Os que utilizam os índices de vegetação derivados dos canais de refletividade de sensores orbitais para estimativas do K_c e os que utilizam os dados de refletividade e infravermelho termal para estimativas do balanço de energia com fim de obtenção da ET_F .

Quando se compara as estimativas geradas pelos dois métodos, percebe-se que as estimativas de evapotranspiração utilizando índices de vegetação apresentam-se com uma melhor resolução espacial, mas demandam uma calibração prévia do K_c . Os métodos que utilizam dados derivados de sensoriamento remoto para quantificação da evapotranspiração a partir da ET_F apresentam maior potencialidade de uso em áreas heterogêneas.

O Surface Energy Balances Algorithms for Land (SEBAL) desenvolvido por Bastiaanssen *et al.* (1998a), é um dos diversos algoritmos utilizados para extrair informações de sensores orbitais. Através deste algoritmo é possível estimar componentes do balanço de energia (R_n , G , H , LE) e evapotranspiração real (ET_r) para cada pixel da imagem (Bastiaanssen & Ali, 2003).

O SEBAL é um algoritmo de base física e para sua utilização são necessárias imagens com informações de reflectância no visível, infravermelho próximo, bandas do infravermelho médio, emissividade, assim como da faixa do infravermelho termal.

Devido à influência das variações topográficas sobre os componentes do balanço de energia, faz-se preciso também um modelo de elevação digital com a mesma resolução espacial das imagens de satélite (Hong *et al.*, 2009). Para o algoritmo, são ainda utilizados dados de estações meteorológicas presentes na área de estudo.

O algoritmo SEBAL é constituído, quase que totalmente, por parametrizações físicas bem estabelecidas e pouco complexas. Algumas etapas de processamento envolvem equações empíricas - albedo da superfície, fluxo de calor no solo, emissividade, comprimento da rugosidade no transporte de momentum e saldo de radiação de 24 horas. Essas parametrizações foram estabelecidas a partir de dados de campo para diferentes partes do mundo (Bastiaanssen *et al.*, 1998a e Bastiaanssen, 2000).

Bastiaanssen *et al.* (1998b) apresentam as primeiras validações do SEBAL e mostram que em 85% dos casos das comparações realizadas entre os fluxos de superfície na escala de campo e os fluxos obtidos pelo SEBAL, as diferenças estão dentro da faixa de imprecisões instrumentais. Além disso, para grande áreas irrigadas foram encontradas diferenças de 5% na comparação da evapotranspiração diária obtidas por sensoriamento remoto e informações de campo.

O algoritmo SEBAL é constituído de forma modular. Este fato é bastante importante, pois permite modificações parciais nas etapas de cálculo de alguns componentes. O algoritmo *Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration* (METRIC) apresentado em Allen *et al.*, 2007, reúne algumas modificações nas etapas de cálculo do SEBAL. As principais alterações foram no cálculo da refletividade, albedo da superfície e evapotranspiração diária.

Nos algoritmos SEBAL e METRIC a transferência de energia para camadas atmosféricas (H) é estimada com base na velocidade do vento, rugosidade aerodinâmica e temperatura da superfície. A diferença de temperatura (dt) é obtida a partir de uma calibração interna para dois pixels situados na área de estudo. Um desses pixels é chamado de “pixel quente”. O “pixel quente” deve ser escolhido numa área de solo exposto e assume-se que neste ponto a evapotranspiração é igual a zero. O outro pixel é chamado de “pixel frio”, escolhido numa região com presença de água (Bastiaanssen *et al.*, 1998a) ou área com vegetação bem servida de água (Allen *et al.*, 2007), nesta condição assume-se que H e dt são iguais a zero.

Entre todas as etapas de processamento, a escolha do “pixel quente” e “pixel frio” é a única etapa que necessita da sensibilidade do usuário, sendo determinante no resultado do fluxo de calor sensível e conseqüentemente no cômputo da evapotranspiração.

É possível encontrar alguns problemas na escolha dos pixels, por isto deve-se atentar para não selecionar erroneamente o “pixel quente” sobre uma área de rocha ou solo úmido. O “pixel frio” apresenta maior facilidade de identificação visual nas imagens orbitais, pois os alvos como reservatórios, barragens, lagos e áreas irrigadas apresentam forma normalmente bem definida.

A diferença de temperatura de superfície é função das propriedades físico-químicas dos corpos, atribuindo-lhes comportamento térmico diferenciado. Entre os materiais comuns encontrados na natureza, a água é o que apresenta maior capacidade térmica. A temperatura de um lago geralmente varia pouco entre a noite e o dia. Ao contrário, rochas e solos com grande exposição não armazenam bem o calor e exibem temperaturas diurnas e noturnas significativamente diferentes (Jensen, 2009).

A escolha do “pixel frio” sobre áreas com grande quantidade de água, como é o caso das superfícies líquidas ou áreas irrigadas bem servidas de água pode levar a uma análise que não represente satisfatoriamente as condições meteorológicas no momento da aquisição da imagem pelo sensor. O tempo de reposta destes alvos, (superfícies com água ou vegetadas), é normalmente longo, a temperatura do alvo pode estar acima da temperatura do ar e vice versa. Desta forma, o fluxo de calor sensível (H) para estes alvos seria diferente de zero.

No equacionamento da velocidade de fricção (u^*) pelo SEBAL (Allen *et al.*, 2007; Bastiaanssem, 2000; Bastiaanssem *et al.*, 1998a) não é considerada a variável deslocamento do plano-zero (d). Em trabalhos que tiveram o objetivo de estudar o balanço de energia e a evapotranspiração em áreas heterogêneas (Gao *et al.*, 2011; Kwast *et al.*, 2009; Liu *et al.*, 2007) utilizam-se da variável (d) no cálculo da velocidade de fricção.

Atualmente os métodos de estimativa da evapotranspiração a partir de sensoriamento remoto têm utilizados dados de estações meteorológicas situadas nas áreas de estudo para obtenção de variáveis que representem as condições

atmosféricas locais. No entanto, a baixa densidade de instrumentação que permita a obtenção de variáveis atmosféricas tem se constituído um fator dificultante dessas estimativas, e que tem sido atenuado com as possibilidades de uso de dados atmosféricos derivados diretamente de sensores orbitais.

A utilização conjunta de dados da superfície e atmosféricos obtidos diretamente de sensores orbitais constitui um importante incremento de informação nas estimativas evapotranspirativas, visto que eles são variáveis no tempo e no espaço. No estudo realizado por Bisht & Bras (2010) foram utilizados dados de superfície e atmosféricos derivados de sensor orbital nas estimativas do saldo de radiação (R_n), permitindo a obtenção desta componente para todas as condições de céu. Miralles *et al.* (2011) realizaram estimativas de evapotranspiração em escala global para diferentes condições atmosféricas, de modo a permitir a inclusão no modelo de evapotranspiração dos produtos de umidade do solo, densidade da vegetação e interceptação da precipitação.

A utilização de dados atmosféricos derivados de sensores remotos possibilita analisar a evapotranspiração para diferentes condições atmosféricas, permitindo obter séries contínuas deste componente do ciclo hidrológico. Os modelos passam a ter um menor número de parâmetros empíricos e com este incremento de informação, apresentam-se mais complexos, ficando mais distantes dos profissionais que não apresentam formação acadêmica nas áreas computação, agrometeorologia, biofísica e sensoriamento remoto.

A validação destes dados obtidos por Sensoriamento Remoto ainda depende de disponibilidade de informações de campo, mas a utilização de equipamentos como o cintilômetro descrito no início deste capítulo já se apresenta como uma alternativa aos dados “pontuais” gerados por estações meteorológicas. Além disso, regiões com características físicas e climáticas semelhantes podem se beneficiar da validação de dados similares.

De forma a aproximar a comunidade técnica ambiental aos produtos de evapotranspiração obtidos por técnicas de sensoriamento remoto, o software SIG de código aberto ILWIS, desenvolvido pelo *International Institute for Geo-information Science and Earth Observation*–ITC traz no seu pacote de ferramentas o “SEBS tools” que possibilita a partir de uma interface intuitiva a inserção de planos de informação

(superfície e atmosférica) de modo a permitir estimativas do balanço de energia e evapotranspiração a partir de dados do sensor MODIS e ASTER.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

O fluxograma apresentado na Figura 27 tem por objetivo apresentar de forma resumida as diversas etapas metodológicas deste trabalho. Inicialmente, são escolhidas as áreas de estudo e é realizada a seleção dos dados. Em seguida são efetuados o Processamento Digital de Imagens (PDI) e a análise em Sistema de Informações Geográficas (SIG) dos produtos obtidos por sensoriamento remoto para as áreas de estudo.

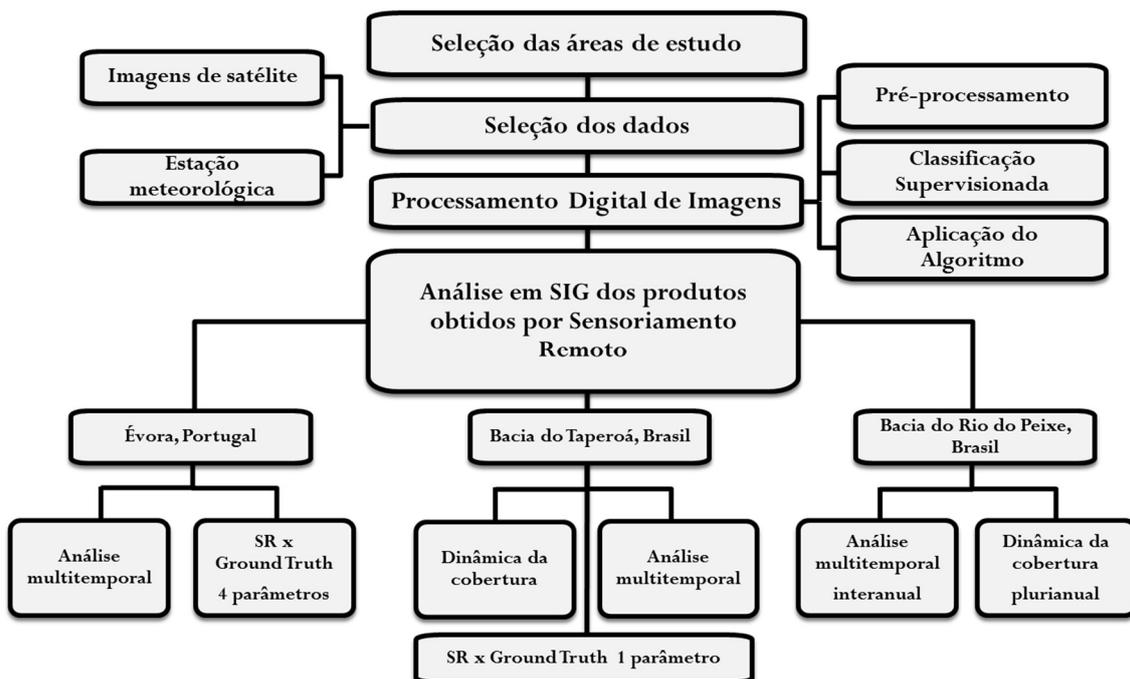


Figura 27 – Fluxograma das etapas metodológicas deste trabalho

3.1. Áreas de Estudo

No desenvolvimento deste trabalho foram selecionadas três áreas de estudo na região semiárida, sendo uma em Portugal e duas no Brasil.

3.1.1. Distrito de Évora, Portugal

A área experimental escolhida é do tipo savana, com azinheiras esparsas tipo perene (*Quercus ilex ssp. Rotundifolia Lam.*), localizada na Herdade da Alfarrobeira, no distrito de Évora (Figura 28A), Portugal. O local do experimento é denominado de Mitra II (Figura 28B) (38° 32' N ; 8° 00' W , 256 m de altitude), cuja a topografia do terreno é ligeiramente ondulada e o clima é mediterrâneo, com invernos suaves e úmidos e verões quentes e secos. A precipitação média anual é de 669 mm e a média da temperatura do ar é em torno de 15°C (Paço *et al.*, 2009).

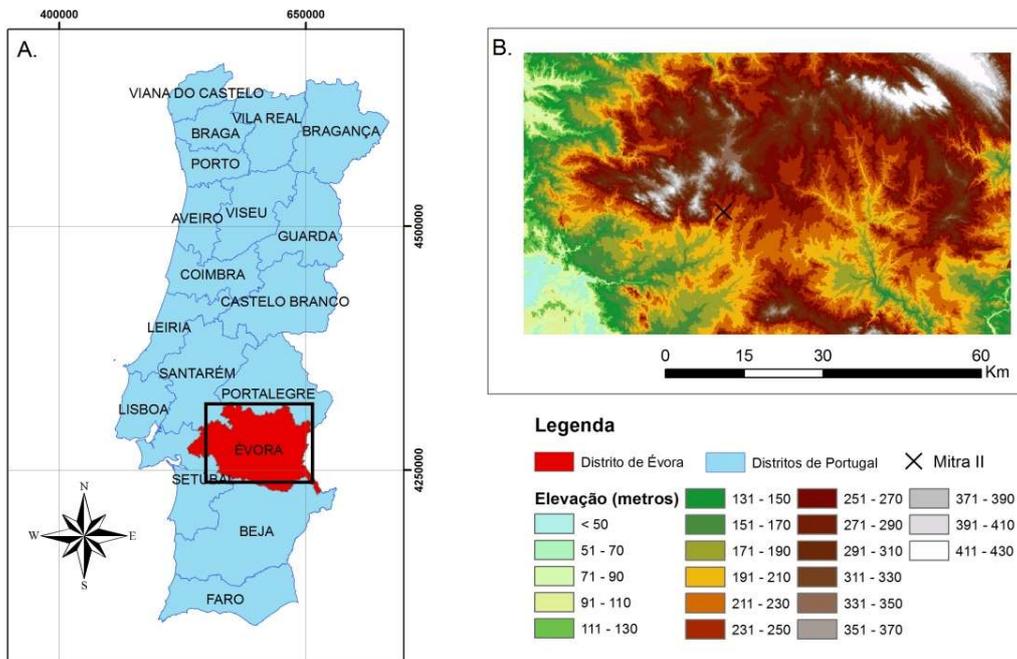


Figura 28 – Divisão política de Portugal (A) e localização da área de estudo (B).

3.1.2. Bacia do Rio Taperoá, Brasil

A Figura 29 apresenta a localização da bacia hidrográfica do Rio Taperoá que está situada na parte central do estado da Paraíba, na região do Cariri, e se localiza entre as coordenadas geográficas $6^{\circ}51'31''$ e $7^{\circ}34'21''$ de latitude sul e $36^{\circ}0'55''$ e $37^{\circ}13'9''$ de longitude oeste.

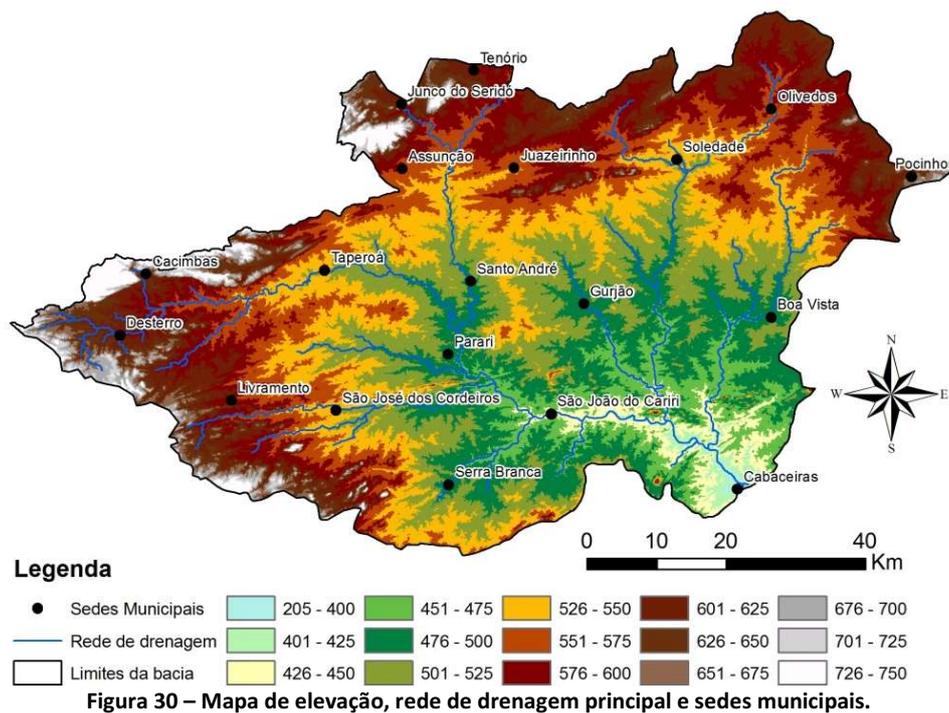


Figura 29 – Localização da Bacia do Rio Taperoá

O Rio Taperoá, principal rio da bacia, de regime intermitente, nasce na Serra do Teixeira e desemboca no Rio Paraíba, no açude Eptácio Pessoa (popularmente conhecido como “Boqueirão”). A Figura 30 apresenta a elevação do terreno, rede de drenagem principal e a localização das sedes municipais para a área em estudo.

O clima da região de estudo segundo a classificação de Köppen é do tipo Bsw’h - Desértico, com precipitação média anual de 400 mm (Varejão-Silva *et al.*, 1984). Segundo Souza (2004) nesta 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.

As temperaturas mínimas variam de 18° a 22°C (meses de julho e agosto) e as máximas situam-se entre 28° e 31°C (meses de novembro e dezembro) (Souza, 2004). A vegetação é praticamente uniforme, sendo a caatinga a formação natural predominante apresentando-se, às vezes, baixa e densa, outras vezes, baixa e esparsa (Souza, 1999).



Neste estudo foram utilizados os dados do experimento denominado Projeto Cariri (Silans & Silva, 2007), localizado no município de São João do Cariri (Figura 29), nas coordenadas geográficas de 36°31'59'' de longitude oeste e 7°22'44,4'' de latitude sul. Este experimento é constituído por uma torre com 8 metros de altura erguida no meio da vegetação para coletar informações micrometeorológicas na camada limite

atmosférica, no dossel da vegetação e no solo para realizar localmente os balanços de radiação, de energia e de água.

3.1.3. Bacia do Rio do Peixe, Paraíba, Brasil

A bacia de São João do Rio do Peixe está localizada na porção noroeste do estado da Paraíba (Figura 31), estando inserida na região semiárida do Brasil, com área de 3.419 km², abrangendo 17 municípios. Na Figura 32 é mostrada a elevação do terreno, a declividade, as sedes municipais e a distribuição da rede de drenagem da bacia hidrográfica.

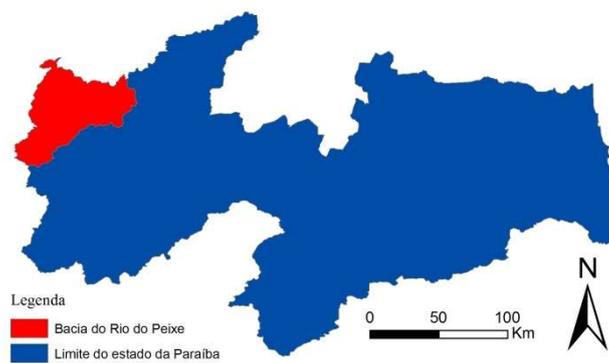


Figura 31 – Estado da Paraíba e localização da área de estudo

O clima da região de estudo, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Aw'-Tropical quente e úmido com chuvas de verão-outono (janeiro e abril), apresentando duas estações (seca e chuvosa), com pluviometria média anual em torno de 800 mm (Varejão-Silva et al., 1984).

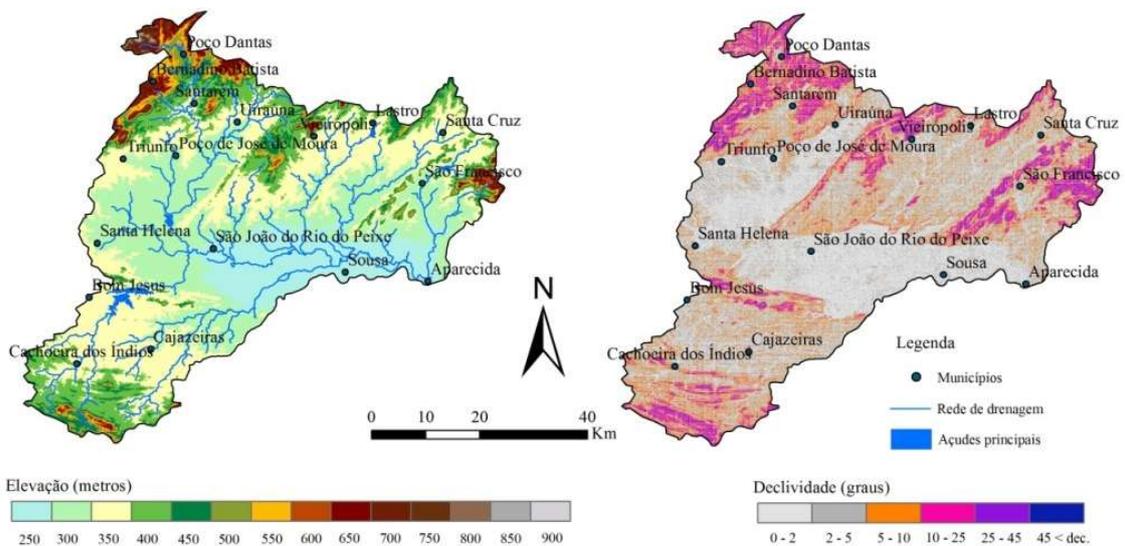


Figura 32 – Mapa Topográfico, municípios, rede de drenagem e açúdes principais.

Em quase toda a bacia a vegetação é do tipo *caatinga hiperxerófila* e os solos apresentam-se com grande diversidade: mais rasos e pedregosos nas áreas mais elevadas e declivosas (Argissolo, Luvisolo e Neossolo Litólico); medianamente profundos, pedregosos e argilosos (Luvisolo, Argissolos) e, arenosos (Planossolo), em relevo suave ondulado, e muito argiloso e plano (Vertissolo), na bacia sedimentar cretácica, ao longo da rede principal da drenagem (Brasil, 1972).

3.2. Banco de imagens de satélite

Neste estudo foram utilizadas imagens dos sensores TM, ETM+ e MODIS, abordo dos satélites Landsat 5, Landsat 7 e TERRA, respectivamente.

3.2.1. Imagens Landsat

As imagens dos satélites Landsat 5 e 7 foram adquiridas junto à Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (INPE) e GLOVIS da National Aeronautics and Space Administration (NASA).

Os critérios utilizados para a escolha destas imagens foram: (i) a menor cobertura de nuvens possível e (ii) corresponderem ao período de interesse. Outros critérios podem ser necessários para complementar à escolha das imagens. Nas aplicações que envolveram as análises com dados de campo, o critério adotado foi que os períodos de aquisição dos dados dos satélites devem corresponder à disponibilidade de dados de campo. Na análise da dinâmica plurianual da cobertura da terra, o critério foi pertencerem ao mesmo período do ano. Na Tabela 2 são apresentadas as imagens utilizadas, sendo possível identificar a órbita, o ponto, a data, área de estudo e fonte de obtenção da imagem.

Tabela 2 - Informações sobre as imagens dos satélites utilizadas

| Orbita | Ponto | Satélite | Data | Fonte | Área de estudo |
|--------|-------|-----------|------------|-------------|--------------------------|
| 203 | 33 | Landsat 5 | 29/08/2006 | GLOVIS/NASA | Évora, Portugal |
| 203 | 33 | Landsat 5 | 19/12/2006 | GLOVIS/NASA | Évora, Portugal |
| 215 | 65 | Landsat 5 | 17/12/2004 | DGI/INPE | Bacia do Taperoá, Brasil |
| 215 | 65 | Landsat 7 | 07/05/2001 | DGI/INPE | Bacia do Taperoá, Brasil |
| 215 | 65 | Landsat 5 | 15/05/2001 | DGI/INPE | Bacia do Taperoá, Brasil |
| 215 | 65 | Landsat 7 | 11/06/2002 | DGI/INPE | Bacia do Taperoá, Brasil |
| 216 | 64/65 | Landsat 5 | 29/08/2008 | DGI/INPE | Bacia do Peixe, Brasil |
| 216 | 64/65 | Landsat 5 | 01/11/2008 | DGI/INPE | Bacia do Peixe, Brasil |
| 216 | 64/65 | Landsat 5 | 07/10/1987 | DGI/INPE | Bacia do Peixe, Brasil |
| 216 | 64/65 | Landsat 5 | 24/09/1994 | DGI/INPE | Bacia do Peixe, Brasil |
| 216 | 64/65 | Landsat 5 | 02/10/1997 | DGI/INPE | Bacia do Peixe, Brasil |
| 216 | 64/65 | Landsat 5 | 06/10/2010 | DGI/INPE | Bacia do Peixe, Brasil |

3.2.2. Imagens MODIS

Os produtos MODIS utilizados neste estudo foram adquiridos junto à NASA. Os produtos escolhidos são apresentados na Tabela 3. O produto MOD 11 A2 se caracteriza por ser um mosaico de oito dias dos pixels com menor presença de nuvens referente às passagens diárias do sensor na região. Deste produto, foi selecionada a imagem com informações de temperatura da superfície (LST Day 1 km) de 1000 metros de resolução espacial.

Tabela 3 - Produtos MODIS utilizados

| Produto | Tiles | | Período |
|------------|----------|------------|-------------|
| | Vertical | Horizontal | |
| MOD 11 A 2 | 9 | 14 | 2003 – 2004 |
| MOD 15 Q 1 | 9 | 14 | 2003 – 2004 |

O produto MOD 15 A2 se caracteriza por ser um mosaico de oito dias dos pixels com menor presença de nuvens referente às passagens diárias do sensor na região de estudo. Deste produto, foi selecionada a imagem com informações do Índice de Área Foliar (Leaf Area Index-LAI) com 1000 metros de resolução espacial. O LAI ou Índice de Área Foliar (IAF) é a razão entre a área foliar do dossel e a unidade de superfície projetada no solo, sendo este índice um indicador de biomassa representado em cada pixel da imagem.

3.2.3. Imagens SRTM

As imagens do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) foram adquiridas no *Consultative Group on International Agriculture Research - Consortium for Spatial Information* (CGIAR – CIS). O CGIAR – CIS disponibiliza as imagens SRTM no formato *geotiff*. A Tabela 4 apresenta as imagens adquiridas por intervalo de localização e as áreas de estudo onde foram utilizadas.

Tabela 4 - Descrição das imagens SRTM

| Intervalo de localização | | | | Área de estudo |
|--------------------------|--------|-----------|--------|---------------------------------|
| Latitude | | Longitude | | |
| Mínima | Máxima | Mínima | Máxima | |
| 10 S | 5 S | 40 W | 35 W | Bacia do Taperoá/Bacia do Peixe |
| 35 N | 40 N | 10 W | 5 W | Distrito de Évora |

3.3. Dados meteorológicos

As técnicas de PDI para obtenção do balanço de energia e evapotranspiração foram aplicadas para o distrito de Évora, Portugal e Bacia do Rio do Peixe, Brasil. Nesta

aplicação foram utilizados dados meteorológicos referentes ao dia da passagem do satélite na região de estudo. Os horários das passagens do satélite pela região de estudo são as 11 horas e 09h45min para o distrito de Évora e Bacia do Rio do Peixe respectivamente.

A Tabela 5 apresenta os dados meteorológicos para as áreas de estudo. Os dados de velocidade do vento (U) e temperatura do ar (T_{ar}) são referentes ao instante da passagem do satélite na região de estudo e o dado de radiação de onda curta incidente é referente ao período de 24 horas ($R_{s\downarrow(24h)}$). O nível de medição da velocidade do vento (z_x) e altura da vegetação dependem da configuração do experimento.

Tabela 5 - Descrição dos dados meteorológicos para obtenção do balanço de energia e evapotranspiração

| Área de estudo | Data | U (m/s) | z_x (m) | Altura da vegetação (m) | T_{ar} (°C) | $R_{s\downarrow(24h)}$ (w/m ²) |
|------------------|------------|--------------|-----------|----------------------------|---------------|---|
| Évora, Portugal | 29/08/2006 | 3,58 | 27,15 | 7,3 | 33,1 | 290,88 |
| Évora, Portugal | 19/12/2006 | 6,91 | 27,15 | 7,3 | 7,6 | 110,42 |
| Bacia do Peixe, | 29/08/2008 | 2,10 | 2,0 | 0,2 | 22,9 | 294,89 |
| Bacia do Peixe, | 01/11/2008 | 2,28 | 2,0 | 0,2 | 25,3 | 317,13 |
| Bacia do Taperoá | 07/05/2001 | - | - | - | 38,1 | - |
| Bacia do Taperoá | 15/05/2001 | - | - | - | 39,4 | - |
| Bacia do Taperoá | 11/06/2002 | - | - | - | 28,5 | - |

As técnicas de PDI para obtenção do saldo de radiação (R_n) foram aplicadas para a bacia do rio Taperoá. Nesta aplicação o dado meteorológico utilizado foi a temperatura do ar (T_{ar}) referente ao momento da passagem do satélite na região de estudo.

Os dados de precipitação foram utilizados para as análises nas bacias do Taperoá e Peixe. Esses dados foram adquiridos junto Agência Executiva de Gestão das Águas do estado da Paraíba (AESPA) e na Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG). Os dados pluviométricos são referentes aos registros diário nos postos situados no interior da área de estudo. Na Tabela 6 é possível identificar a área de estudo, o período de aquisição dos dados e fonte dos dados pluviométricos.

Tabela 6 – Descrição dos dados pluviométricos por área de estudo, período e fonte dos dados

| Área de estudo | Período | Fonte dos dados |
|--------------------------|-------------|-----------------|
| Bacia do Taperoá, Brasil | 2001 – 2002 | AESA |
| Bacia do Taperoá, Brasil | 2003 – 2004 | AESA |
| Bacia do Peixe, Brasil | 1987 | UACA |
| Bacia do Peixe, Brasil | 1994 | AESA |
| Bacia do Peixe, Brasil | 1997 | AESA |
| Bacia do Peixe, Brasil | 2010 | AESA |

3.4. Processamento Digital de Imagens (PDI)

3.4.1. Pré-processamento

Os primeiros procedimentos utilizados para manipular as imagens orbitais são: a reamostragem dos pixels, correção geométrica das imagens, mosaico e redução da dimensionalidade; Neste trabalho estes procedimentos são denominados de pré-processamento. Estas operações foram realizadas no software Erdas Image® 9.0. Estes procedimentos não adicionam informação aos dados, apenas preparam as imagens para as próximas etapas de processamento.

3.4.2. Classificação supervisionada

A classificação supervisionada das imagens orbitais foi realizada no software Erdas Image® 9.0, utilizando os módulos *Signature Editor* e *Supervised Classification*. Para a classificação das imagens foram escolhidas seis classes diferentes de tipo de cobertura da terra: (i) vegetação densa, (ii) semidensa, (iii) esparsa, (iv) rasteira e (v) solo exposto e (vi) corpos de água.

3.4.3. Algoritmo SEBAL

As aplicações desenvolvidas neste trabalho foram realizadas com base no algoritmo SEBAL, mas algumas adaptações foram impostas ao algoritmo com o objetivo de melhorar a sua operacionalidade e permitir análises mais consistentes para áreas de superfície heterogênea.

Para este algoritmo são necessários alguns procedimentos computacionais de PDI, pois todas as operações são realizadas “pixel a pixel” nas diferentes bandas espectrais das imagens de satélite selecionadas.

® Erdas Image 9.0 (Software desenvolvido pela Leica Geosystems)

A Equação 5 representa a equação do balanço de energia à superfície. No SEBAL o fluxo de calor latente (λE) é obtido como resíduo da Equação do Balanço de energia (Equação 5), sendo necessário o cálculo do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G) e o fluxo de calor sensível (H).

$$R_n = \lambda E + H + G \quad (5)$$

I. Saldo de radiação (R_n)

O Diagrama da Figura 33 mostra as etapas metodológicas para obtenção do saldo de radiação à superfície (R_n) que é obtido utilizando a equação:

$$R_n = (1 - \alpha) \times R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (6)$$

onde:

- α = Albedo da superfície;
- $R_{S\downarrow}$ = Radiação de onda curta incidente (w/m^2);
- $R_{L\downarrow}$ = Radiação de onda longa incidente (w/m^2);
- $R_{L\uparrow}$ = Radiação de onda longa emitida (w/m^2);
- ϵ_0 = Emissividade no domínio da banda larga (w/m^2)

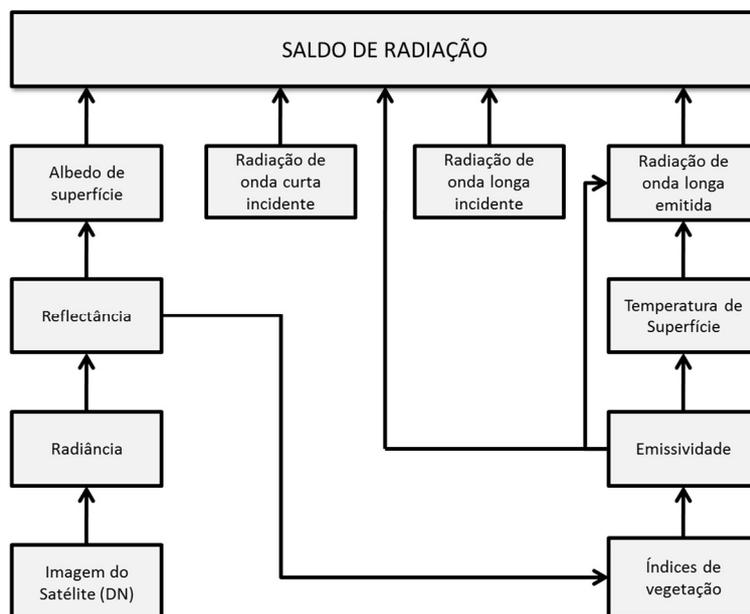


Figura 33 – Diagrama das etapas para obtenção do saldo de radiação. (Cunha & Rufino, 2009)

Obtenção da Radiância

O cômputo da radiância espectral de cada banda (L_{λ_i}) constitui o processo de calibração radiométrica, em que o número digital (DN) de cada pixel da imagem é convertido em radiância espectral monocromática ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$).

Essas radiâncias representam a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do sensor TM e ETM+ das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7. Para a banda 6, denominada banda termal, essa radiância representa a radiação emitida por cada pixel. O conjunto da radiância monocromática de todas as sete bandas foi obtido pela Equação 7.

$$L_{\lambda_i} = L_{\lambda_{\min,i}} + \frac{L_{\lambda_{\max,i}} - L_{\lambda_{\min,i}}}{255} DN \quad (7)$$

onde:

$L_{\lambda_i}(\text{Mín})$ e $L_{\lambda_i}(\text{Máx})$ são as radiâncias espectrais mínima e máxima, respectivamente;

DN = Intensidade do pixel, que neste caso, varia de 0-255, e o índice corresponde às bandas espectrais 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 do sensor TM e ETM+. Neste trabalho são adotados os valores de $L_{\lambda_i}(\text{Min})$ e $L_{\lambda_i}(\text{Max})$ definidos por Chander et al. (2009) para imagens dos satélites Landsat 5 e 7.

Obtenção da Refletividade

Após o cálculo da radiância, determina-se a refletividade aparente de cada pixel, definida como a razão entre a radiação solar refletida e a radiação solar incidente, avaliada ao nível da órbita do satélite, que foi obtida por meio da seguinte expressão:

$$\rho_b = \frac{\pi \cdot L_b \cdot d^2}{E_{SUNb} \cdot \cos \theta_s} \quad (8)$$

onde:

- ρ_b = Refletividade espectral aparente na banda b;
- d^2 = Quadrado da distância Terra-Sol em unidade astronômica Chander et al. (2009);
- θ_s = Ângulo zenital solar;
- E_{SUNb} = Valor médio da irradiância solar no topo da atmosfera total na banda_b em $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$.

Todos os valores destes parâmetros são adotados de acordo com Chander et al. (2009).

Obtenção do Albedo

O albedo varia de 0 a 1. O valor “1” equivale a uma reflexão total, isto é, toda a radiação solar incidente é refletida, ao passo que 0 (zero) equivale a uma absorção total, isto é, o pixel seria totalmente negro observado do espaço. De forma mais específica, o SEBAL permite a obtenção do albedo planetário e do albedo de superfície.

Albedo Planetário

Albedo planetário α_{toa} , isto é, o albedo sem correção atmosférica, foi obtido por combinação linear das reflectâncias monocromáticas dos canais reflectivos do TM e ETM+, qual seja:

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (9)$$

em que ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 , ρ_4 , ρ_5 e ρ_7 são reflectâncias monocromáticas (Equação 8) das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

Albedo de Superfície

O albedo da superfície exerce um controle na quantidade de energia de ondas curtas absorvida pela superfície da terra e, conseqüentemente, passa a ser um importante modulador do balanço de energia na superfície, influenciando os processos físico-químicos que venham a ocorrer (Meirelles, 2007).

O albedo de superfície foi calculado segundo a equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (10)$$

onde:

α_p = Radiação solar refletida pela atmosfera, que varia entre 0,025 a 0,04 (Bastiaanssen, 2000) e que neste trabalho utilizou-se o valor 0,03;

τ_{sw} = Transmissividade atmosférica.

Segundo Allen *et al* (2002), nas condições de céu claro, a transmissividade atmosférica pode ser calculada pela equação:

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (11)$$

onde z é altitude de cada pixel, que pode ser obtida a partir das imagens do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM/NASA, 2003). 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.

Obtenção da Radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$)

A Radiação de onda curta incidente $R_{S\downarrow}$ ($W m^{-2}$) representa o fluxo de radiação global que atinge a superfície terrestre. Segundo Allen *et al.* (2002), para condições de céu claro utiliza-se a equação:

$$R_{S\downarrow} = \frac{G_{SC} \times \cos \theta_s \times \tau_{SW}}{d^2} \quad (12)$$

onde:

- G_{SC} = Constante solar ($1.367 W m^{-2}$);
- $\cos \theta_s$ = Cosseno do ângulo zenital solar;
- d^2 = Inverso do quadrado da distância Terra-Sol em unidade astronômica Chander *et al.* (2009);
- τ_{SW} = Transmissividade atmosférica (Equação 11).

Obtenção dos Índices de Vegetação (NDVI, SAVI, EVI, IAF)

Da operação algébrica das refletividades 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 (Equação 13) define-se como:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (13)$$

Onde:

- ρ_4 = Refletividade no Infravermelho próximo;
- ρ_3 = Refletividade no vermelho.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index – SAVI*) utiliza-se a Equação 14. Este índice busca amenizar os efeitos do “background” do solo.

$$SAVI = \frac{(1+L) \cdot \rho_4 - \rho_3}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (14)$$

onde: L é o fator de ajuste do solo.

O fator de correção L pode variar entre 0 e 1. Valores mais próximos de 0 indicam coberturas vegetais mais densas, enquanto que valores mais próximos de 1 indicam uma vegetação menos densa. O valor padrão utilizado na maioria das aplicações é 0,5 que corresponde a uma densidade vegetal intermediária (Oliveira *et al.*, 2007).

O EVI (*Enhanced Vegetation Index*) apresentado na Equação 15 foi desenvolvido para aperfeiçoar o sinal da vegetação, com melhor sensibilidade em alta biomassa, melhorada através do acompanhamento do dossel³ e redução da influência atmosférica (Jiang *et al.*, 2008). Este índice apresenta coeficientes de correção para os efeitos atmosféricos para as bandas 1 e 3, dessa forma, as análises realizadas a partir deste índice sofrem uma menor influência das variações atmosféricas.

$$EVI = G \frac{(\rho_4 - \rho_3)}{(\rho_4 + C_1 \cdot \rho_3 - C_2 \cdot \rho_1 + L)} \quad (15)$$

onde:

- ρ_4 = Refletividade no infravermelho próximo;
- ρ_3 = Refletividade no vermelho;
- ρ_1 = Refletividade no azul;
- C_1 = Coeficiente de correção dos efeitos atmosféricos para o vermelho (6);
- C_2 = Coeficiente de correção dos efeitos atmosféricos para o azul (7,5);
- L = Fator de correção para a interferência do solo (1);
- G = Fator de ganho (2,5).

Utilizou-se neste trabalho os coeficientes C_1 , C_2 , L, G disponíveis em Jiang *et al.* (2008).

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 Equação 16 apresentada por Allen *et al.* (2002).

³ Tudo aquilo que compõe a parte aérea de uma comunidade de plantas

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (16)$$

No METRIC (*Mapping EvapoTranspiration with high Resolution and Internalized Calibration*) que é um aperfeiçoamento das técnicas utilizadas no SEBAL, o IAF é limitado em 6,0 quando SAVI=0,69 e IAF=0 quando SAVI<0,1 (Allen *et al*, 2007). Neste trabalho utilizou-se os limites definidos no METRIC.

Obtenção da Emissividade

Para a obtenção da temperatura na superfície, é utilizada a equação de Plank invertida, válida para um corpo negro. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal 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 μm). Segundo Allen *et al* (2002) as emissividades ε_{NB} e ε_0 podem ser obtidas, para NDVI > 0 e IAF < 3, segundo as Equações 17 e 18, respectivamente.

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \times IAF \quad (17)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF \quad (18)$$

Para pixels com IAF \geq 3, $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$.

Obtenção da Temperatura de Superfície

Para a obtenção da temperatura da superfície (T_s) são utilizados a radiância espectral da banda termal $L_{\lambda 6}$ e a emissividade ε_{NB} obtida pela equação (6) e (17) respectivamente. Dessa forma, obtém-se a temperatura da superfície - T_s (K) pela Equação 19. Na Tabela 7 são apresentadas as constantes K_1 e K_2 .

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda 6}} + 1\right)} \quad (19)$$

Tabela 7 - Constantes de calibração da banda termal para os sensores TM e ETM+ (Chander et al., 2009).

| Constantes | $K_1(Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1})$ | $K_2(K)$ |
|----------------|---------------------------------|----------|
| Landsat 5/TM | 607,76 | 1260,56 |
| Landsat 7/ETM+ | 666,09 | 1282,71 |

Radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_{L\uparrow}$)

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

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_o \times \sigma \times T_s^4 \quad (20)$$

onde ε_o é a emissividade de cada pixel obtida na Equação (18), σ é constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$) e T_s é temperatura de superfície, obtida pela Equação (19).

Radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera ($R_{L\downarrow}$)

A radiação de onda longa descendente, emitida pela atmosfera na direção da superfície $R_{L\downarrow}$ ($W m^{-2}$), foi calculada pela Equação 21.

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (21)$$

onde:

- ε_a = Emissividade atmosférica calculada pela equação (22);
- σ = Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$);
- T_a = Temperatura média do ar (medida na altura do dossel) obtida na estação em Kelvin (Bastiaanssen *et al.*, 1998a)

$$\varepsilon_a = 0,85 \times -(\ln \tau_{SW})^{0,9} \quad (22)$$

II. Fluxo de calor no solo (G)

O fluxo de calor no solo G ($W \cdot m^{-2}$) pode ser obtido segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa valores de fluxo de calor no solo (G) próximos ao meio-dia.

$$G = [T_s \cdot (0,0038 + 0,0074 \cdot \alpha)(1 - 0,98 \cdot NDVI^4)] \cdot R_n \quad (23)$$

onde:

- T_s = Temperatura da superfície ($^{\circ}C$);
- α = Albedo da superfície;

NDVI = Índice de vegetação da diferença normalizada
 Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água (NDVI<0), pode ser utilizada a Equação 24 (Allen et al., 2002).

$$G = 0,5 \cdot R_n \quad (24)$$

III. Fluxo de calor sensível (H)

O diagrama da Figura 34 apresenta as etapas metodológicas para o cálculo do fluxo de calor sensível (H). O procedimento é iniciado com dados de uma estação meteorológica situada no interior da cena estudada, quais sejam: temperatura do ar, velocidade do vento ($m s^{-1}$) e o nível de medição e a altura média da vegetação (m) circundante no local da medição. Estes dados foram coletados para o dia da passagem do satélite pelo local e o horário das cenas.

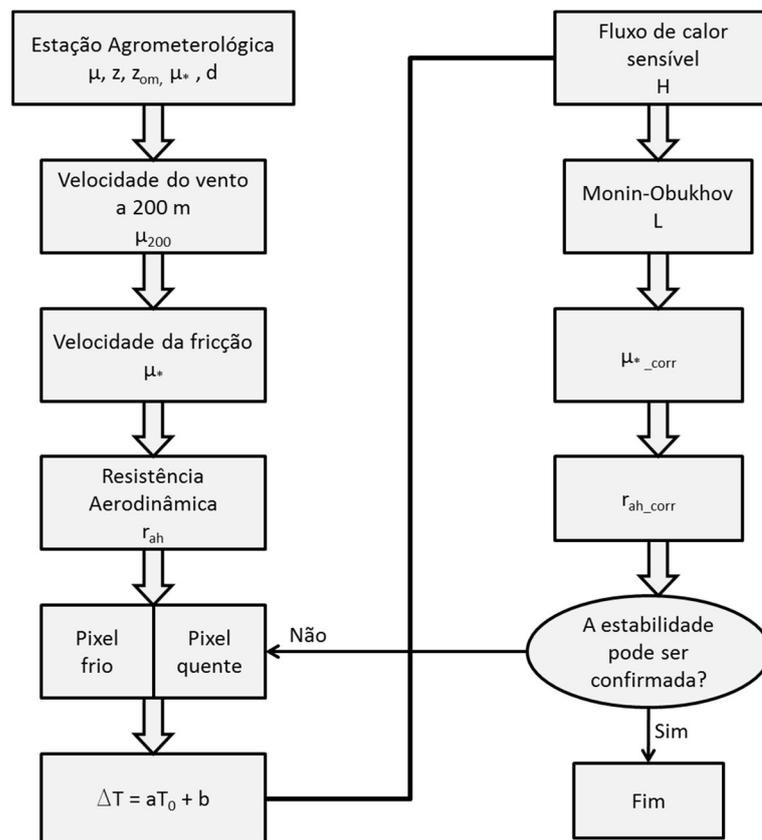


Figura 34 – Diagrama das etapas metodológicas para obtenção do fluxo de calor sensível (H)

No SEBAL a transferência de calor sensível na atmosfera (H) é estimada com base na velocidade do vento, rugosidade aerodinâmica e temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura próxima à superfície entre dois níveis da superfície (Bastiaanssen *et al.*, 1998a):

$$H = \rho c_p \frac{(T_{a1} - T_{a2})}{r_{ah}} = \rho c_p \frac{(dt)}{r_{ah}} \quad (25)$$

onde: ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), $dt = T_{a1} - T_{a2}$ é a diferença de temperatura entre dois níveis e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ($s \text{ m}^{-1}$).

Desta forma, optou-se pela inclusão desta variável no cálculo da velocidade de fricção. As equações abaixo descrevem as etapas e demonstram a inclusão da variável (d) no equacionamento.

Com base em Kwast *et al.* (2009) foram obtidos as variáveis z_{om} (rugosidade aerodinâmica da superfície), h_c (altura da vegetação) e d (deslocamento do plano-zero). Considerando a atmosfera em equilíbrio neutro, efetua-se o cálculo da velocidade de fricção a partir da Equação 26 apresentada em Liu *et al.* (2007), onde, u_x , z_x , k e d representam, respectivamente, a velocidade do vento, nível de medição, constante de Von Karman (0,41) e deslocamento do plano-zero para a estação de medição.

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x - d}{z_{0m}}\right)} \quad (26)$$

Considerando-se, ainda, a atmosfera em equilíbrio neutro, é estimada a velocidade do vento ao nível de $z = 200 \text{ m}$ [$u_{200} \text{ (m s}^{-1}\text{)}$], chamada de *blending height*, onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis (Allen *et al.*, 2007), e que é dada pela equação:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200 - d}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (27)$$

Mantendo-se a condição de equilíbrio neutro, a velocidade de fricção e resistência aerodinâmica são calculadas para todos os pixels da imagem segundo as Equações 28 e 29, respectivamente. As variáveis z_1 e z_2 são alturas acima do nível da superfície. Neste estudo adotou-se 0,1 e 2,0 metros acima do plano-zero (d), respectivamente. Com o intuito de discriminar as variáveis espaciais, acrescentou-se (x,y) junto a variável..

$$u_*(x, y) = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200 - d(x, y)}{z_{0m}(x, y)}\right)} \quad (28)$$

$$r_{ah}(x, y) = \frac{\ln\left(\frac{z_1}{z_2}\right)}{u_*(x, y) \cdot k} \quad (29)$$

No SEBAL a diferença de temperatura (dt, Equação 25) é obtida a partir de uma calibração interna para dois pixels situados na área de estudo. Um desses pixels é chamado de “pixel quente”, escolhido numa área de solo exposto, na qual se assume que neste ponto a evapotranspiração é igual à zero. O outro pixel é chamado de “pixel frio”, escolhido numa região com presença de água (Bastianssen *et al.*, 1998) ou área com vegetação bem servida de água (Allen *et al.*, 2007), e nesta condição assume-se que H e dt são iguais a zero. Desta forma, tem-se as equações 30 e 31, que representam, respectivamente, o dT nos pixels quente e frio.

$$dT = a + b \cdot T_{quente} = r_{ah_{quente}} \cdot (Rn_{quente} - G_{quente}) / \rho \cdot Cp \quad (30)$$

$$dT = a + b \cdot T_{frio} = 0 \quad (31)$$

Para facilitar a análise optou-se por utilizar a temperatura do ar obtida pela estação meteorológica no momento da passagem do satélite, em substituição ao T_{frio} na Equação 30. Com isso, os coeficientes a e b vão descrever a diferença entre a temperatura da superfície e do ar (dt). Desta forma, a condição do fluxo de calor sensível (H) igual a zero é satisfeita na Equação 24. Além disso, diminui-se a subjetividade na aplicação do algoritmo e promove-se uma redução de tempo de processamento.

Resolvendo as Equações 30 e 31, obtêm-se os valores de a e b e gera-se a primeira imagem de fluxo de calor sensível para todos os pixels. No entanto, os valores obtidos não representam adequadamente o H de cada pixel e servem como valores iniciais de um processo iterativo, em que nas etapas seguintes é considerada, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Em virtude dos efeitos turbulentos afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplica-se a teoria da similaridade de *Monin-Obukhov* (Equação 32).

$$L(x, y) = - \frac{\rho c_p (u_*(x, y))^3 T_s(x, y)}{kgH(x, y)} \quad (32)$$

onde: $T_s(x, y)$ representa a temperatura da superfície e g é o módulo do campo gravitacional terrestre - $9,81 \text{ ms}^{-2}$.

Para a aplicação da teoria de similaridade de Monin-Obukhov utilizou-se os procedimentos metodológicos descritos em Liu *et al.* (2007), realizando as correções para as diferentes condições atmosféricas, neutralidade, estabilidade e instabilidade.

As Equações 33 e 34 representam o equacionamento para o cálculo da velocidade de fricção e resistência aerodinâmica com as correções para os efeitos atmosféricos, respectivamente. O cálculo do fluxo de calor sensível encerra-se quando não houver mais variações nos valores obtidos para resistência aerodinâmica para o “pixel quente” entre as interações.

$$u_{*_{corr}}(x, y) = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200 - d(x, y)}{z_{0m}(x, y)}\right) - \psi_m(x, y)} \quad (33)$$

$$r_{ah_{corr}}(x, y) = \frac{\ln\left(\frac{Z_1}{Z_2}\right) - (\psi_{h1}(x, y) - \psi_{h2}(x, y))}{u_*(x, y).k} \quad (34)$$

IV. Fluxo de calor latente (λET)

O fluxo de calor latente λET ($W m^{-2}$) corresponde ao fluxo de massa (água sob a forma de vapor) que deixa a superfície, através dos processos de evaporação somados ao de transpiração vegetal. Sua determinação é obtida como resíduo da equação do Balanço de Energia (Equação 5), onde os fluxos correspondem ao instante da passagem do satélite.

A evapotranspiração diária (ET_{24h}) em Wm^{-2} é obtida a partir da Equação 35, em que Λ_{24h} é a fração evaporativa e R_{n24h} é o saldo de radiação (Wm^{-2}) no período diário. A partir do conceito de fração evaporativa (Equação 36) apresentado por Shuttleworth *et al.* (1989), é possível converter os fluxos instantâneos em evapotranspiração diária.

O saldo de radiação diário apresentado na Equação 37 é obtido conforme demonstrado em De Bruin (1987).

$$ET_{24h} = \Lambda_{24h} \cdot R_{n24h} \text{ (w/m}^2\text{)} \quad (35)$$

$$\Lambda_{inst.} = \frac{\lambda ET}{R_n - G} \quad (36)$$

$$R_{n24h} = (1 - \alpha) \cdot R_{S\downarrow} - 110 \cdot \tau_{w24h} \quad (37)$$

onde: τ_{w24h} representa a transmissividade atmosférica no período de 24 horas

3.5. Análise em Sistemas de Informação Geográfica (SIG) dos produtos obtidos por Sensoriamento remoto

3.5.1. Distrito de Évora, Portugal

I. Análise multi-temporal sazonal

Os planos de informação gerados a partir da aplicação do algoritmo SEBAL foram analisados para dois momentos do ano: 29 de agosto de 2006 e 19 de dezembro de 2006. No SIG geraram-se os mapas temáticos dos produtos obtidos na etapa de (PDI), sendo possível identificar as variações interanuais naturais decorrentes das variações do clima durante o ano. Os mapas confeccionados foram: índice de vegetação (EVI), temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, referentes ao instante da passagem do satélite na região, e a evapotranspiração diária.

II. Verificação dos dados obtidos por sensoriamento remoto e informações de campo

Uma coordenada central aproximada de localização do experimento Mitra II foi utilizada para extrair as informações dos produtos gerados a partir da aplicação do algoritmo SEBAL. Deste modo, foi possível comparar os dados obtidos no campo com os produtos derivados das técnicas de sensoriamento. Os produtos analisados foram o saldo de radiação, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e evapotranspiração, todos no período de 24 horas.

3.5.2. Bacia do Rio Taperoá

I. Análise multi-temporal da cobertura do solo e influências no ciclo hidrológico

Neste estudo foram utilizadas imagens do sensor TM e MODIS e dados de precipitação. A imagem do sensor TM utilizada é do dia 17 de dezembro de 2004; a esta imagem foi aplicado o procedimento de classificação supervisionada, obtendo-se seis classes de tipo de cobertura. As classes de tipo de cobertura foram utilizadas para compreender a dinâmica da cobertura da terra e o seu comportamento durante o ciclo anual.

As imagens MODIS dos produtos IAF e temperatura da superfície são referentes a todos os anos de 2003 e 2004. Nestas imagens foram aplicados os procedimentos descritos na etapa de pré-processamento de forma a deixá-las compatíveis com as imagens do Landsat 5.

Para estudar a correlação existente entre a precipitação e os produtos de índice de vegetação (IAF) e temperatura de superfície, foram então utilizados os dados pluviométricos diários registrados nos postos situados no interior da área de estudo para os anos de 2003 e 2004.

Os dados diários foram somados em intervalos de oito dias. Este processamento foi feito para que os dados pluviométricos correspondessem ao mesmo período das imagens. Os dados obtidos foram espacializados a partir do módulo de análise espacial (*Spatial Analyst*) do Sistema de Informação Geográfica ArcGis 9.2[®] através do método de interpolação do inverso do quadrado da distância (IQD).

Para facilitar a análise dos produtos de índice de vegetação, temperatura da superfície e precipitação, foram criados pontos representativos de cada classe de cobertura do solo (exceto a classe água) para extração dos dados. Dessa forma cinco pontos foram utilizados para representar cada classe de cobertura da terra.

Devido ao tamanho dos pixels (1000 m x 1000 m) dos produtos MODIS utilizados neste estudo, os pontos escolhidos para a extração dos dados foram nos maiores agrupamentos de pixels pertencentes à mesma classe (com área superior a

[®] ArcGIS 9.2 são marcas registradas pela ESRI (Environmental Systems Research Institute)

1000 m²). Deste modo os dados extraídos IAF e temperatura da superfície não estão contaminados por outras classes de tipo de cobertura.

II. Análise multi-temporal

Na região Nordeste há uma alta concentração de nuvens e este fato diminui a quantidade de imagens disponíveis para as análises multi-temporais. Além disso, para aplicação do algoritmo SEBAL é necessário possuir dados meteorológicos no instante da passagem do satélite sobre a área de estudo.

Este estudo utilizou um recorte localizado dentro dos limites da bacia do rio Taperoá (Figura 35) para obter as imagens com ausência de nuvens e que tenham disponibilidade de dados de campo. O recorte possui 100 km² de área contendo o local do experimento, no caso o Projeto Cariri (Figura 35) e com este tamanho de área foi possível obter imagens sem nuvens para utilização neste estudo. As imagens selecionadas são para três momentos: 07 de maio de 2001 e 11 de junho de 2002, obtidas pelo satélite Landsat 7, e 15 de maio de 2001, obtida pelo satélite Landsat 5.

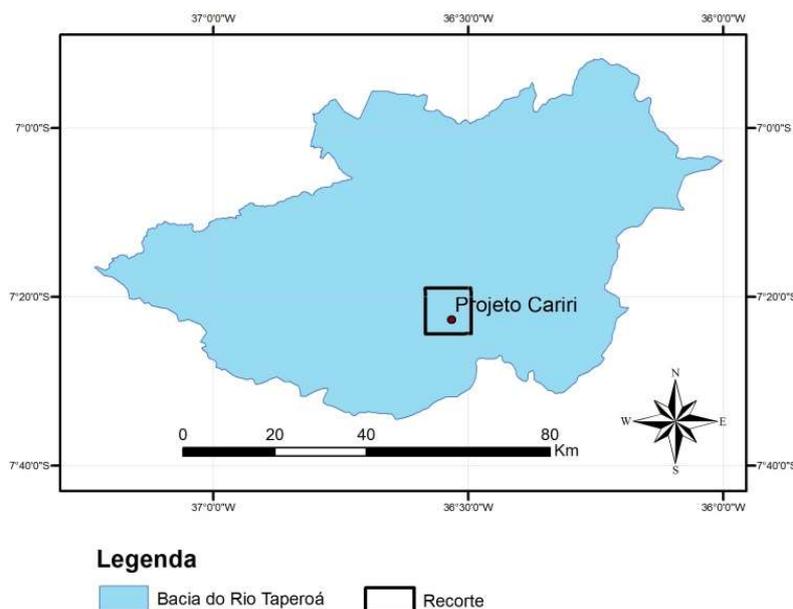


Figura 35 – Localização do recorte

No SIG geraram-se os mapas temáticos dos produtos obtidos pela aplicação do algoritmo SEBAL, sendo possível identificar as variações na cobertura da terra neste período e observar as influências na cobertura da terra (IAF), temperatura da superfície, albedo da superfície e saldo de radiação.

III. Verificação dos dados obtidos por sensoriamento remoto e informações de campo

A coordenada de localização do experimento Projeto Cariri foi utilizada para extrair a informação do saldo de radiação obtido a partir das técnicas de PDI. O saldo de radiação (R_n) obtida pela imagem foi comparado como o saldo de radiação (R_n) e a radiação global incidente obtidos pela torre meteorológica no momento da passagem do satélite na região.

3.5.3. Bacia do Rio do Peixe, Brasil

I. Análise multi-temporal sazonal

Neste estudo a escolha das datas das imagens foi feita com o intuito de estudar o comportamento dos produtos gerados pela aplicação do algoritmo SEBAL para dois períodos do ano, final do período chuvoso e período seco. As imagens utilizadas foram do satélite Landsat 5, capturadas nos dias 29 de agosto de 2008 e 01 de novembro de 2008.

Com o objetivo de realizar uma melhor observação e análise dos resultados obtidos nas etapas de aplicação do algoritmo SEBAL, foram gerados diversos mapas com os resultados obtidos e foram extraídos os dados de 12 pontos espalhados pela bacia, cujas coordenadas foram determinadas pela intenção de representar as respostas dos componentes agrometeorológicos citados para os diversos usos do solo na área de estudo.

II. Análise multi-temporal plurianual

Para este estudo foi realizada uma análise multi-temporal, utilizando imagens do sensor TM do satélite Landsat 5 e técnicas de PDI e geoprocessamento, para um período de 23 anos. As imagens utilizadas são dos dias 07 de outubro de 1987, 24 de setembro de 1994, 02 de outubro de 1997 e 06 de outubro de 2010.

A Tabela 8 foi utilizada para comparar as mudanças observadas na cobertura da terra e as variações populacionais. Na Tabela 8 são apresentadas as populações rural e urbana para os anos de 1991, 2000 e 2010 para os municípios localizados na bacia do Rio do Peixe, onde se percebe um decréscimo populacional na área rural e um aumento da população urbana, quando comparada com o ano de 1991.

Tabela 8 – População nos municípios que compõe a bacia de São João do Rio do Peixe (Fonte: IBGE, 2011).

| Cidades | 1991 | | 2000 | | 2010 | |
|--------------------------|--------|---------|--------|---------|--------|---------|
| | Rural | Urbana | Rural | Urbana | Rural | Urbana |
| Sousa | 27.069 | 52.066 | 16.435 | 46.200 | 13.922 | 51.885 |
| Cajazeiras | 12.944 | 38.329 | 12.751 | 41.964 | 10.948 | 47.489 |
| São João do Rio do Peixe | 14.644 | 6.907 | 6.066 | 11.595 | 11.316 | 6.885 |
| Uiraúna | 11.196 | 8.937 | 4.735 | 8.946 | 4.235 | 10.349 |
| Cachoeira dos Índios | 4.930 | 2.385 | 2.671 | 5.163 | 6.143 | 3.403 |
| Aparecida | - | - | 2.931 | 2.963 | 4.038 | 3.638 |
| Santa Cruz | 5.021 | 2.389 | 3.725 | 2.746 | 3.483 | 2.988 |
| Marizópolis | - | - | 752 | 4.866 | 816 | 5.357 |
| Santa Helena | 3.901 | 2.226 | 3.725 | 2.746 | 2.667 | 2.702 |
| Vieirópolis | - | - | 3.758 | 914 | 4.049 | 996 |
| Poço de José de Moura | - | - | 2.535 | 994 | 2.553 | 1.425 |
| Poço Dantas | - | - | 3.111 | 717 | 2.775 | 977 |
| São Francisco | - | - | 2.417 | 1.047 | 2.001 | 1.363 |
| Bernardino Batista | - | - | 2.220 | 339 | 2.217 | 858 |
| Lastro | - | - | 2.036 | 1.082 | 1.506 | 1.335 |
| Santarém | - | - | 1.930 | 638 | 1.775 | 840 |
| Bom Jesus | 1.220 | 515 | 1.374 | 819 | 1.408 | 991 |
| Total | 80.925 | 113.754 | 73.172 | 133.739 | 75.852 | 143.481 |

As mudanças na cobertura da terra na bacia do Rio do Peixe foram analisadas a partir de índices de vegetação consagrados na literatura: NDVI, LAI e EVI. As respostas da superfície a essas alterações foram analisadas a partir do albedo da superfície, temperatura da superfície e saldo de radiação.

Para estudar a relação existente entre os produtos obtidos pelas técnicas de processamento digital de imagens e a precipitação, foram então utilizados os dados pluviométricos diários registrados nos postos situados no interior da área de estudo.

Os dados diários foram agregados em intervalos de 15 dias até um total de 120 dias antes da obtenção da imagem. Esses dados foram espacializados a partir do módulo de análise espacial (Spatial Analyst) do Sistema de Informação Geográfica ArcGis 9.2[®] através do método de interpolação do inverso do quadrado da distância (IQD), quando foi então obtida média espacial da precipitação para cada momento utilizado na interpolação.

Devido à influência da topografia na análise dos resultados, gerou-se a partir de técnicas de geoprocessamento a declividade do terreno (Figura 31) para cada pixel da imagem. A Tabela 9 apresenta as classes de declividade em que os pixels foram agrupados e a porcentagem da área da bacia ocupada por cada classe.

[®] Spatial Analyst e ArcGIS 9.2 são marcas registradas pela ESRI (Environmental Systems Research Institute)

Cada classe da imagem de declividade foi convertida em polígono para facilitar a extração de médias espaciais dos índices (NDVI, LAI e EVI), temperatura da superfície, albedo da superfície e saldo de radiação. Foram retiradas dos polígonos as áreas correspondentes à superfície com presença de água, visando evitar que valores negativos (índices de vegetação apresentam valor negativo para superfície líquidas) para essas áreas possam interferir na média espacial de cada classe.

Tabela 9 – Classes de declividade e percentual da área da bacia para cada classe.

| Classe de declividade | % da área |
|-----------------------|-----------|
| 0° – 2° | 45,99 % |
| 2° – 5° | 27,65 % |
| 5° – 10° | 15,28 % |
| 10° – 25° | 8,69 % |
| 25° – 45° | 2,33 % |
| Declividades > 45° | 0,06 % |

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Distrito de Évora, Portugal

4.1.1. Análise multi-temporal sazonal

Analisando os resultados obtidos a partir do processamento do algoritmo, observa-se na Figura 36 o índice de vegetação EVI (Enhanced Vegetation Index), o qual ressalta o dossel vegetativo. Segundo o trabalho de Jiang *et al.* (2008), este índice apresenta coeficientes de correção para os efeitos atmosféricos para as bandas 1 e 3. Dessa forma, as análises realizadas a partir deste índice não sofrem influência das variações atmosféricas.

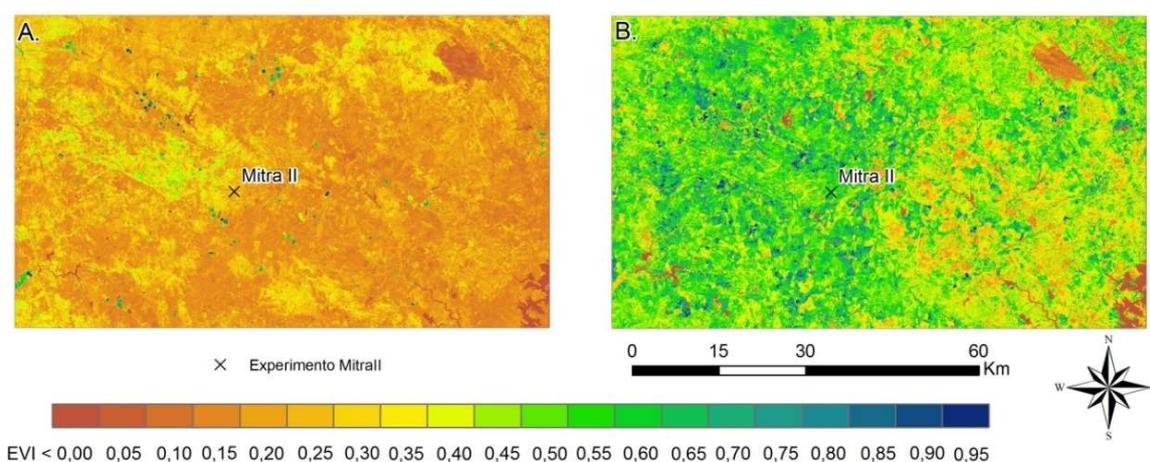


Figura 36 – Índice de vegetação EVI em (A) 29 de agosto de 2006 e em (B) 19 de dezembro de 2006

Na Figura 36 observam-se as variações espaciais na paisagem, onde são identificadas diferenças nos valores apresentados no índice de vegetação para um mesmo momento. Na imagem de 29 de agosto (Figura 36 A) a maior parte da vegetação encontra-se seca, apresentando valores de EVI abaixo de 0,25. É possível também a visualização de áreas com alto valor de EVI (EVI > 0,75), típico de áreas com agricultura irrigada, encontradas com maior intensidade ao norte e noroeste da estação Mitra II e em menor quantidade ao sudoeste da estação.

A Figura 36 B corresponde ao período de maior disponibilidade hídrica na região, no qual a vegetação encontra-se mais exuberante quando comparada com a do período anterior (Figura 36 A). Para este momento a maior parte da área de estudo apresenta valores de EVI acima de 0,55. As áreas com valores acima de 0,75 são típicas de áreas agrícolas e estão em maior quantidade neste período. Além disso, áreas situadas na região leste da estação de Mitra II permaneceram com valores baixos de

EVI, e são típicas de solo exposto, que mesmo nos períodos de maior disponibilidade hídrica apresenta baixo índice de vegetação.

Os mapas de temperatura da superfície são apresentados na Figura 37, os quais permitem uma comparação entre os dois momentos estudados, realçando as intensas variações de temperatura entre as duas datas. Ao examinar os histogramas das imagens, observa-se que a temperatura média do dia 29 de agosto é de aproximadamente 44° C e para a imagem do dia 19 de dezembro a média é de aproximadamente 10° C. As alterações encontradas na temperatura de superfície para os dois momentos podem ser motivadas por mudanças na cobertura do solo (Figura 36) e diferentes níveis de energia incidente sobre a superfície terrestre.

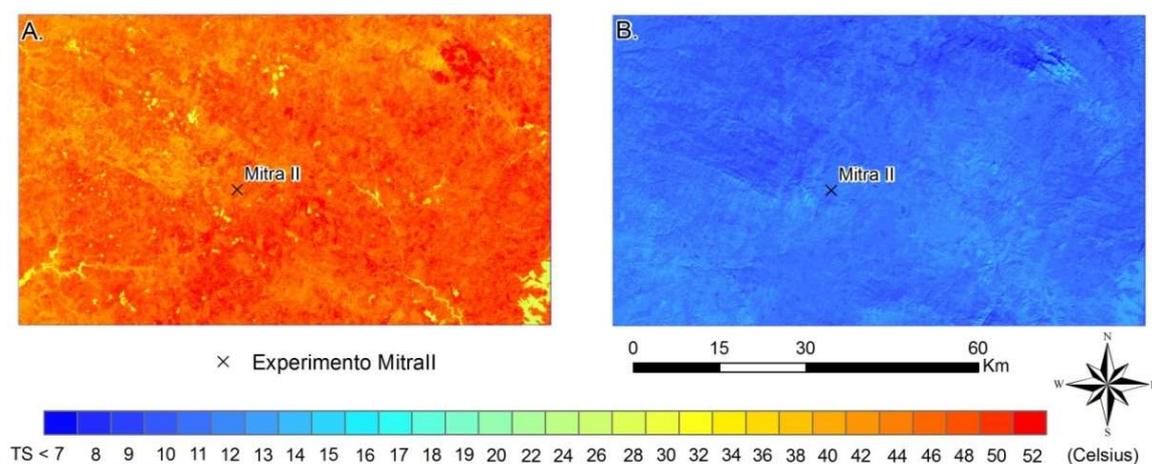


Figura 37 – Temperatura da superfície (TS) em (A) 29/08/2006 e em (B) 19/12/2006.

O saldo de radiação instantâneo (R_n) é apresentado na Figura 38. Percebe-se que as variações no R_n sofrem a influência da cobertura do solo, pois as áreas mais vegetadas (Figura 36) apresentam maior R_n . Contudo, observando as diferenças para os dois momentos, identifica-se que a imagem de 29 de agosto (Figura 38 A) apresenta uma maior quantidade de energia (R_n) pois neste período do ano há uma maior incidência de radiação solar.

Como comentado anteriormente, a imagem de 29 de agosto apresenta uma menor quantidade de cobertura vegetal (Figura 36 A). Este fato contribui para que haja uma maior refletividade da radiação (albedo da superfície). Entretanto, se percebe que uma maior incidência solar do período, foi decisiva para que esta imagem (29 de agosto) apresentasse maior saldo de radiação.

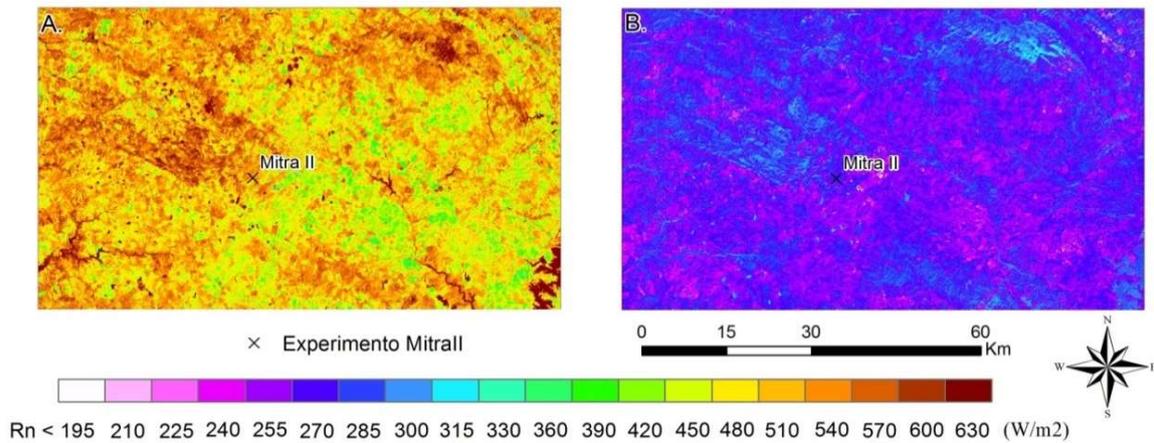


Figura 38 – Saldo de radiação R_n ($W\ m^{-2}$) instantânea (A) em 29/08/2006 e (B) em 19/12/2006

O fluxo de calor no solo (G) apresentado na Figura 39 é influenciado pela disponibilidade de energia (Figura 38) e cobertura do solo (Figura 36). A análise de diferentes datas permite observar que as variações no fluxo de calor no solo tem comportamento inversamente proporcional ao índice de vegetação (Figura 36).

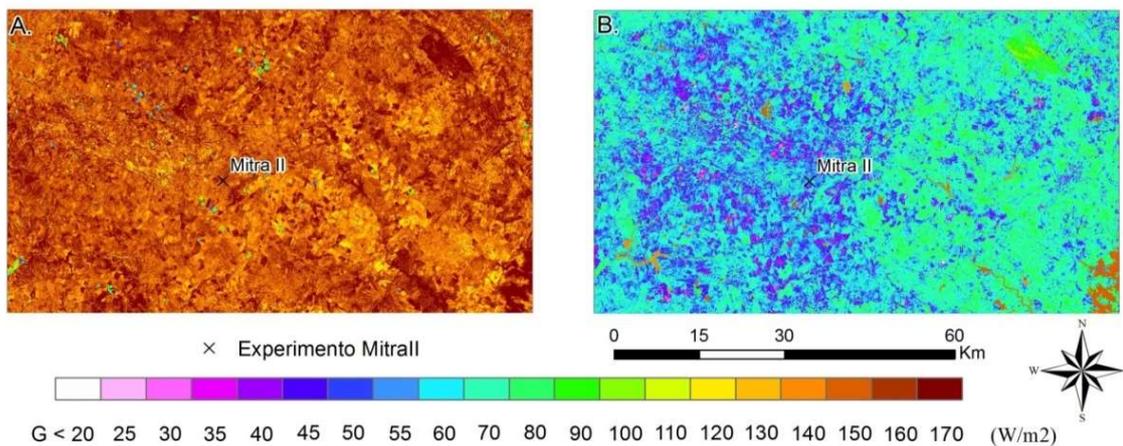


Figura 39 – Fluxo de calor no solo - G ($W\ m^{-2}$) em (A) 29/08/2006 e em (B) 19/12/2006

Na Figura 40 é apresentada a imagem do fluxo de calor sensível (H). As respostas geradas por este componente dependem da velocidade do vento, resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}), temperaturas do ar e da superfície. Quando se analisam as imagens do fluxo de calor sensível para os dois momentos, encontram-se as mesmas variações, existindo pixels com valores entre 0 e $400\ Wm^{-2}$ para as duas datas.

Para uma mesma condição de cobertura vegetal, as temperaturas da superfície (T_s) e do ar (T_a) vão exercer o controle do fluxo de calor sensível: este componente apresentará um valor maior quando mais intensa for a diferença entre a temperatura da superfície e do ar ($T_s > T_a$). As temperaturas do ar no momento da passagem do

satélite na região de estudo foram de 33,2°C e 7,7°C, respectivamente, para os dias 29/08 e 19/12.

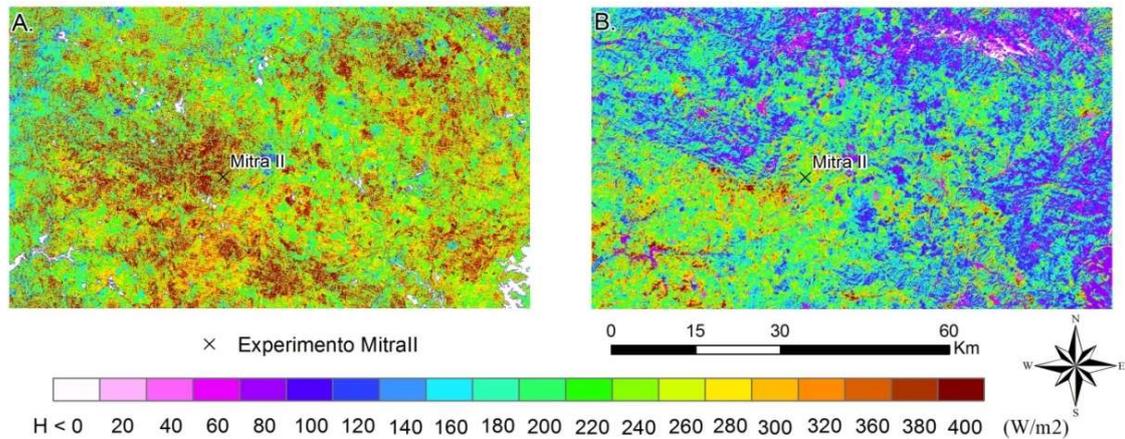


Figura 40 – Fluxo de calor sensível - H ($W m^{-2}$) em (A) 29/08/2006 e em (B) 19/12/2006

Na região sudeste da estação de Mitra II encontra-se um reservatório (superfícies líquidas apresentam $EVI < 0$). Analisando o componente H para este alvo percebe-se que, no primeiro momento, o H é aproximadamente zero. Isto se deve ao fato da temperatura da superfície do reservatório apresentar valores próximos aos da temperatura do ar. Na imagem do dia 19/12 encontra-se para o mesmo alvo analisado anteriormente o valor de aproximadamente $60 Wm^{-2}$, ou seja, neste ponto verifica-se que a temperatura do ar é inferior a da superfície.

A utilização da temperatura do ar igual ao “pixel frio” surgiu a partir desta análise, pois para o dia 29/08 ter-se-ia a condição de fluxo de calor sensível (H) igual a zero, mas não aconteceria da mesma forma para imagem de 19/12 que apresentou o valor de $60 Wm^{-2}$.

As imagens do fluxo de calor latente (λET) apresentadas na Figura 41 mostram as variações deste componente para os dois momentos estudados. Para o dia 29/08 encontram-se os maiores valores deste fluxo o que corresponde às áreas com maior índice de vegetação (Figura 36A) e corpos d’água.

As imagens apresentadas na Figura 42 mostram os mapas de evapotranspiração diário para os dias 29/08 e 19/12. Essas imagens seguem o mesmo comportamento descrito para o fluxo de calor latente (Figura 41). Para o dia 19/12 observa-se, de uma forma geral, uma maior cobertura vegetal (Figura 36 B) e, em virtude do período do ano, um menor saldo de radiação (Figura 38 B). Áreas vegetadas

normalmente apresentam uma maior taxa evapotranspirativa, mas neste caso o efeito da menor quantidade de energia disponível (R_n) está se sobrepondo ao da vegetação, e assim tem-se que no dia 29/08 encontram-se as maiores taxas evapotranspirativas.

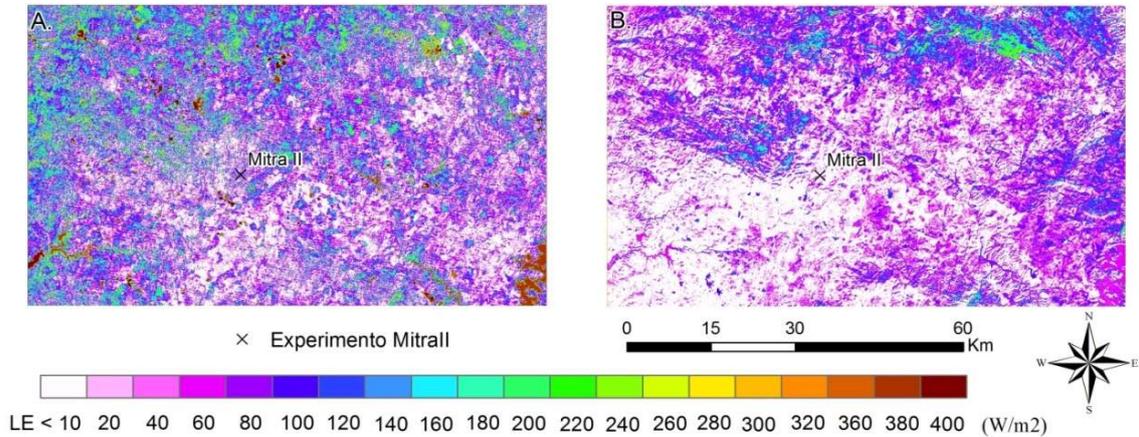


Figura 41 – Fluxo de calor latente - λE (Wm^{-2}) em (A) 29/08/2006 e em (B) 19/12/2006

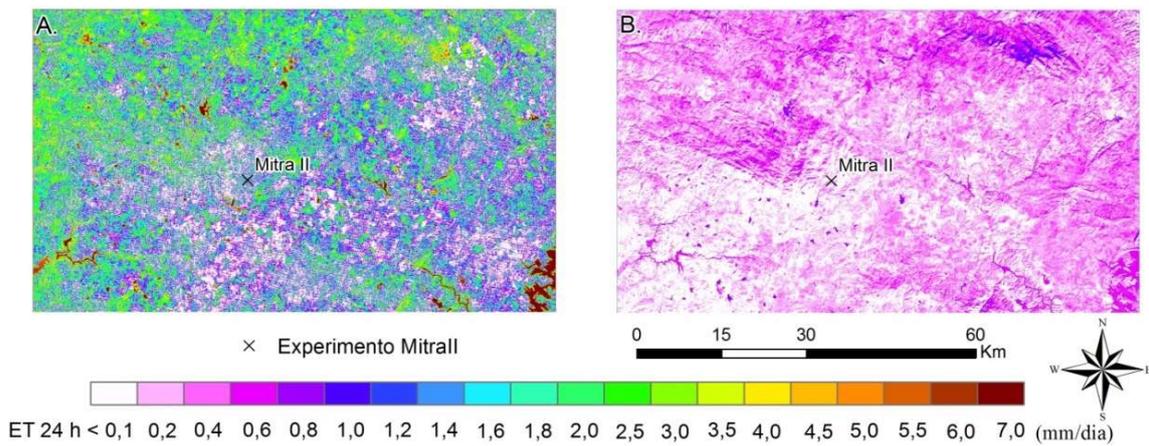


Figura 42 – Evapotranspiração real - ET_r (mm) em (A) 29/08/2006 e em (B) 19/12/2006

4.1.2. Verificação dos dados obtidos por sensoriamento remoto e informações de campo (ground truth)

Para compreender as diferenças entre os dados obtidos por instrumentação de campo (*ground truth*) e os obtidos pelas técnicas de sensoriamento remoto, foram utilizados os dados do experimento Mitra II. Neste experimento foram obtidos os componentes do balanço de energia e evapotranspiração através da técnica de correlações turbulentas. Na Tabela 10 são apresentados os valores diários obtidos para os componentes do balanço de energia e evapotranspiração, e as diferenças entre os valores obtidos na torre meteorológica e os gerados a partir do algoritmo.

A comparação dos resultados apresentados pelas duas técnicas não seria uma validação dos dados fornecidos pelo algoritmo SEBAL, pois as escalas de medição são

diferentes. As medições realizadas pela torre representam uma condição pontual e recebem influência do entorno do local de medição. Neste trabalho realizou-se uma análise, comparando os resultados obtidos pela torre e o apresentado no pixel que corresponde à localização da torre.

Tabela 10 – Componentes do balanço de energia e evapotranspiração diários

| Data | Variável | Torre (correlações turbulentas) | Satélite (SEBAL) | Diferença |
|------------|--------------------------|---------------------------------|-----------------------|-----------------------|
| 29/08/2006 | R _n (diário) | 181, 4 ($W m^{-2}$) | 163, 1 ($W m^{-2}$) | 18,1 ($W m^{-2}$) |
| 19/12/2006 | | 43, 0 ($W m^{-2}$) | 19, 4 ($W m^{-2}$) | 23,6 ($W m^{-2}$) |
| 29/08/2006 | H (diário) | 92, 2 ($W m^{-2}$) | 131, 7 ($W m^{-2}$) | - 39,5 ($W m^{-2}$) |
| 19/12/2006 | | 8, 2 ($W m^{-2}$) | 13, 6 ($W m^{-2}$) | - 5,4 ($W m^{-2}$) |
| 29/08/2006 | λ ET (diário) | 25, 8($W m^{-2}$) | 31, 4 ($W m^{-2}$) | - 5,6 ($W m^{-2}$) |
| 19/12/2006 | | 3, 8 ($W m^{-2}$) | 4, 1($W m^{-2}$) | - 0,3 ($W m^{-2}$) |
| 29/08/2006 | ET _r (diário) | 0, 91 (mm) | 1, 11 (mm) | - 0,2 (mm) |
| 19/12/2006 | | 0,13 (mm) | 0, 14 (mm) | - 0,01 (mm) |

No SEBAL o balanço de energia corresponde ao fechamento completo da equação do balanço de energia (Equação 5), o que não acontece pelo método de correlações turbulentas, sendo possível identificar na Tabela 9 que $R_n \neq H + LE$. Para esta análise considerou-se fluxo de calor no solo (G) diário igual a zero.

Quando se comparam os dois períodos estudados, percebem-se grandes diferenças na cobertura vegetal, temperatura da superfície e saldo de radiação. No entanto, pode-se dizer que, apesar destas variações tão intensas verificadas na paisagem e nas condições atmosféricas, o algoritmo conseguiu representar de forma satisfatória a evapotranspiração.

4.2. Bacia do Rio Taperoá, Brasil

4.2.1. Análise multi-temporal da cobertura vegetal e influências no ciclo hidrológico

Conforme citado anteriormente, para compreender a dinâmica da cobertura do solo na bacia em estudo foram escolhidas as classes de vegetação densa, semidensa, esparsa, rasteira e solo exposto para demonstrar o seu comportamento durante o ciclo anual. A representação destas classes pode ser observada na Figura 43.

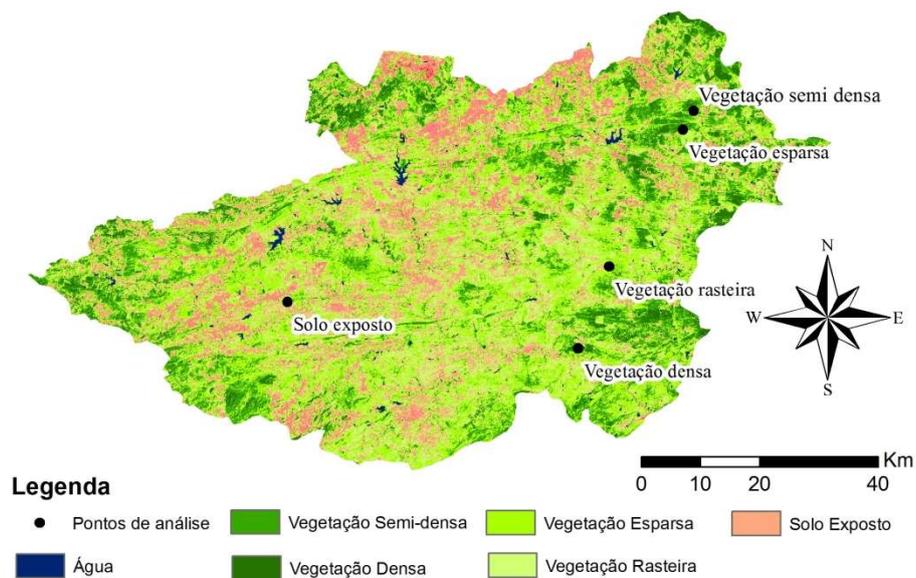


Figura 43 – Classificação da cobertura do solo e localização dos pontos de análise

As análises das séries temporais dos produtos do sensor MODIS foram realizadas para um período de dois anos, onde as médias espaciais da precipitação total anual, obtidas a partir da espacialização dos dados pluviométricos anuais foram de 315 mm e 730 mm, respectivamente para os anos de 2003 e 2004.

Pode-se observar na Figura 43 o mapa de classificação da cobertura do solo e os locais onde foram extraídos os dados de IAF, temperatura da superfície e precipitação. Na Tabela 11 pode-se verificar o tamanho da área ocupada por cada classe, assim como a porcentagem da área total ocupada no momento analisado.

Tabela 11 – Classes de cobertura da terra, área de ocupação e porcentagem da área total para cada classe

| Tipo de cobertura | Área ocupada (Km ²) | Percentual da área total (%) |
|---------------------|---------------------------------|------------------------------|
| Água | 36 | 0,63 |
| Vegetação densa | 293 | 5,17 |
| Vegetação semidensa | 888 | 15,66 |
| Vegetação esparsa | 1860 | 32,80 |
| Vegetação rasteira | 1403 | 24,74 |
| Solo exposto | 1191 | 21,00 |

A precipitação é uma das principais forças motrizes para a disponibilidade da biomassa em áreas secas. Para entender este comportamento foram gerados gráficos de IAF e precipitação ao longo do tempo, apresentados na Figura 44 para os momentos analisados.

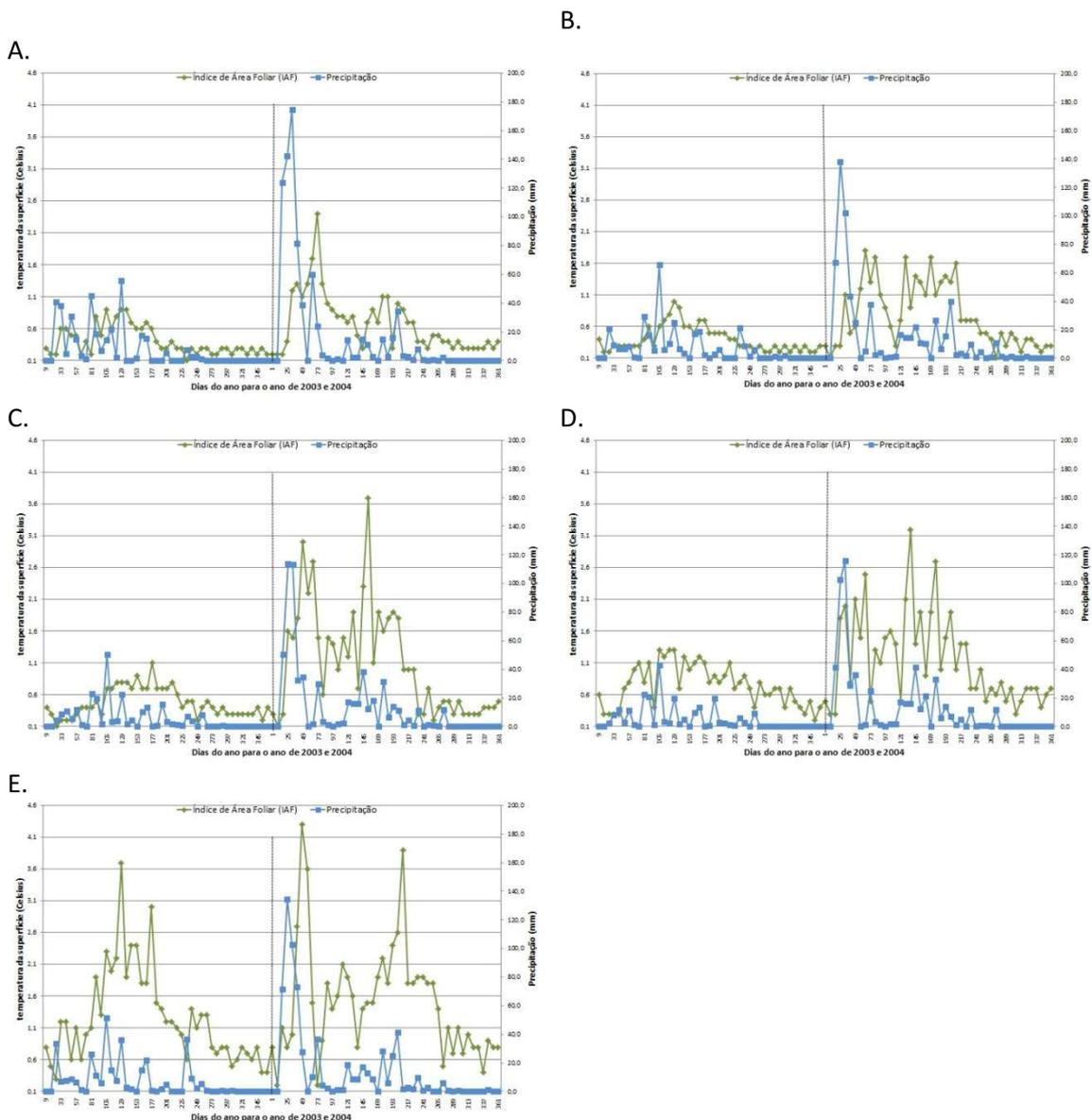


Figura 44 – Gráficos de IAF e precipitação para a bacia do Rio Taperoá (A) em solo exposto, (B) em vegetação rasteira, (C) em vegetação esparsa, (D) em vegetação semidensa e (E) em vegetação densa.

A região semiárida do Nordeste do Brasil se caracteriza pela má distribuição das chuvas no tempo e no espaço, apresentando um período de estiagem que ocorre de setembro a dezembro, e um período chuvoso, de março a junho, representado por chuvas de alta intensidade e de curta duração, resultando em elevado risco de perda de solo (Santos *et al.*, 2006).

Na Figura 44 observa-se imediatamente após o período de estiagem a ocorrência de uma elevada precipitação em um curto período de tempo. Este fato ocorreu para os dois anos analisados. Esta elevada precipitação ocorre quando a cobertura vegetal se encontra com menor quantidade de biomassa (menor IAF), o que consequentemente contribuirá com maiores taxas de escoamento superficial e

produção de sedimentos neste período, devido ao solo estar neste momento, menos protegido.

Pode-se verificar também uma resposta imediata da vegetação às primeiras chuvas, com um aumento do índice de vegetação, em todas as classes analisadas, o que influencia diretamente no escoamento superficial e erosão do solo, uma vez que, uma maior cobertura do solo, ocasiona um maior volume de interceptação e consequentemente maior infiltração, ocasionada principalmente devido ao retardo do escoamento superficial.

Nos estudos hidrossedimentológicos em regiões semiáridas, principalmente aqueles que utilizam a modelagem matemática, geralmente não são consideradas as variações interanuais da cobertura vegetal. Neste trabalho percebe-se que essas variações são significativas, influenciando diretamente alguns componentes do ciclo hidrológico.

O estudo realizado por Cantalice *et al.* (2008) com o objetivo de caracterizar estruturalmente e avaliar a hidráulica do escoamento superficial em uma área de caatinga pernambucana, evidenciou que as diferenciações da descarga líquida, velocidade média do escoamento superficial e do número de Reynolds, demonstraram o efeito significativo da sazonalidade, sobre o escoamento superficial laminar característico da erosão em entressulcos.

Outro fato importante é que em estudo de alterações na cobertura do solo decorrentes de ações antrópicas em regiões semiáridas, devem ser verificadas as chuvas antecedentes à passagem do sensor na região de estudo, pois, como pode ser observado na Figura 44, diferentes volumes precipitados podem provocar respostas diferentes na paisagem e neste caso não estariam relacionados a alterações antrópicas, mas a uma condição natural do clima.

Portanto, a época de escolha dos momentos a serem analisados é um fator determinante nestes tipos de estudos. Uma alternativa é escolher o período de maior estabilidade da vegetação, ou seja, período de estiagem. Nestes períodos, percebe-se que as variações de biomassa ao longo do tempo são menos intensas, contudo, para anos com grandes diferenças dos níveis pluviométricos, como é o caso deste estudo que mesmo após o período de estiagem há uma grande variabilidade da biomassa.

Ainda analisando os gráficos de IAF (Figura 44) percebe-se que o porte e a estrutura da vegetação são fatores determinantes no armazenamento de água para os períodos de estiagem, permitindo que esteja mais vegetada por um período maior depois da ausência de chuvas. Esta relação será diretamente proporcional ao porte da cobertura vegetal.

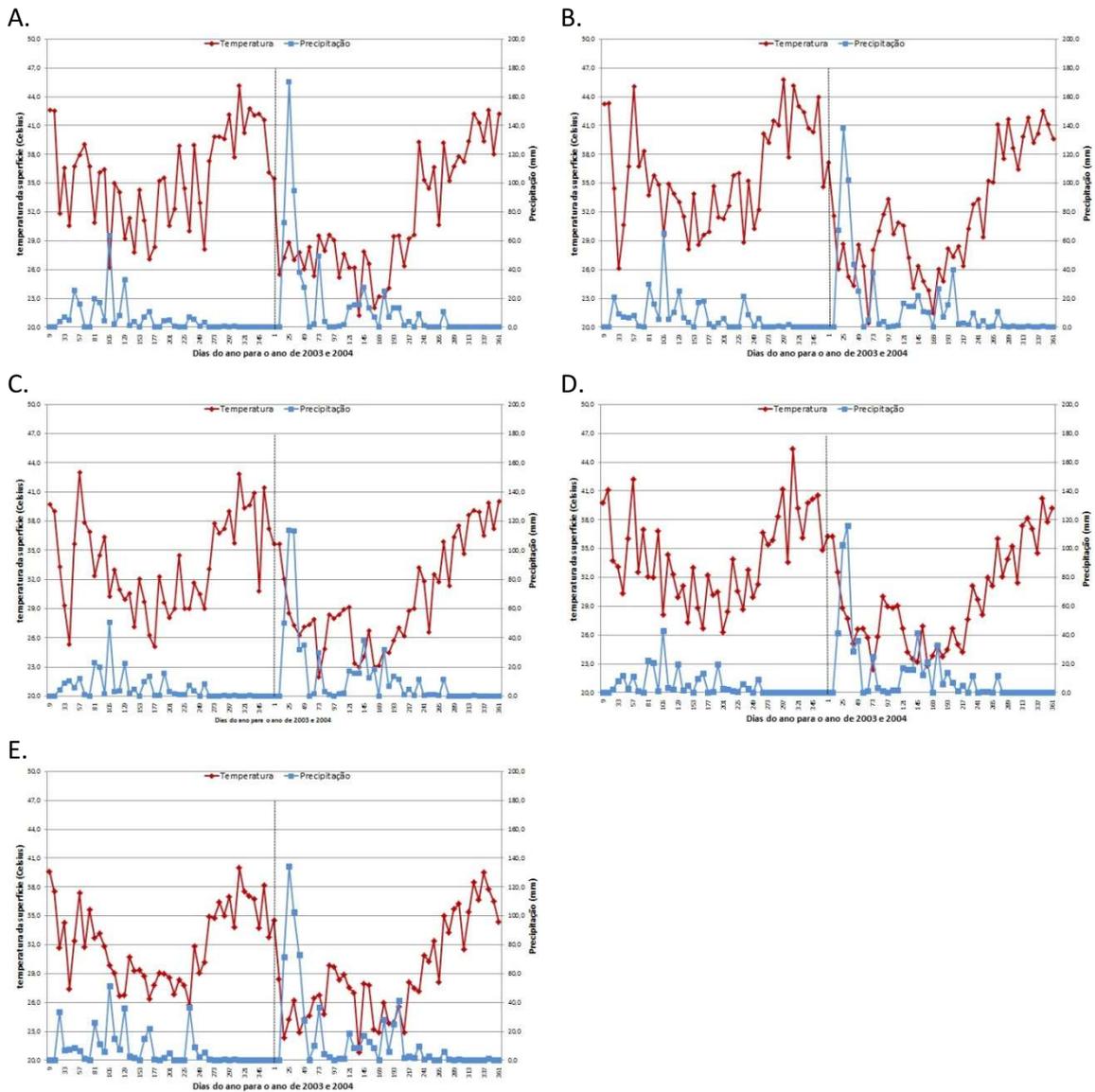


Figura 45 – Gráficos de temperatura de superfície e precipitação para a bacia do Rio Taperoá (A) em solo exposto, (B) em vegetação rasteira, (C) em vegetação esparsa, (D) em vegetação semidensa e (E) em vegetação densa.

Analisando os gráficos da Figura 45, percebe-se que as variações da temperatura da superfície ocorrem durante o ano, influenciadas pela precipitação e variação da incidência solar. Observando a Figura 45 percebe-se que a variação segue o que foi discutido para os gráficos de IAF (Figura 44), de acordo com o tipo de cobertura da terra, só que no caso da temperatura de superfície isto ocorre de

maneira inversa, para valores mais altos de IAF são observados valores mais baixos de temperatura da superfície.

Entre os fatores que contribuem para a elevação da temperatura, podem-se destacar as mudanças ocorridas na paisagem devido ao período de escassez hídrica (Figura 44). Essas variações são facilmente observadas através dos gráficos de temperatura de superfície e precipitação no tempo (Figura 45), e também o fato da incidência solar ser maior no período seco e no início do período chuvoso na região de estudo.

Analisando os gráficos de temperatura da superfície e precipitação entre as diferentes classes de tipo de cobertura do solo (Figura 45), percebe-se que as temperaturas apresentam valores próximos para um mesmo momento analisado.

4.2.2. Análise multi-temporal

Na Figura 46 é apresentado o recorte com as classes do tipo de cobertura da terra, a localização do experimento Projeto Cariri e a localização da sede do município de São João do Cariri.

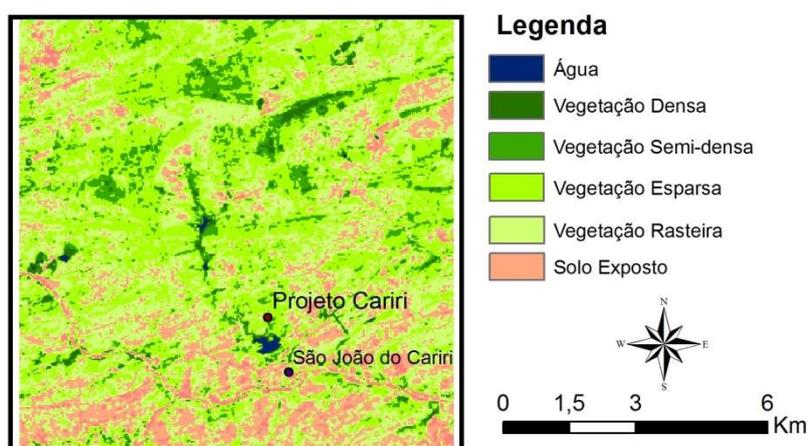


Figura 46 – Classes de cobertura da terra para o recorte da área de estudo

A Figura 47 apresenta o mapa de índice de área foliar (IAF) para os momentos estudados. É possível identificar para as três datas que nas áreas próximas da rede de drenagem e reservatórios encontram-se os maiores níveis de IAF. Numa comparação entre as datas, percebe-se que as imagens de IAF para as datas de 07 e 15 de maio de 2001 não apresentam mudanças significativas. Quando se compara este dois momentos com a imagem de 11 de junho de 2002, percebe-se que ela apresenta maior nível de IAF para toda área estudo.

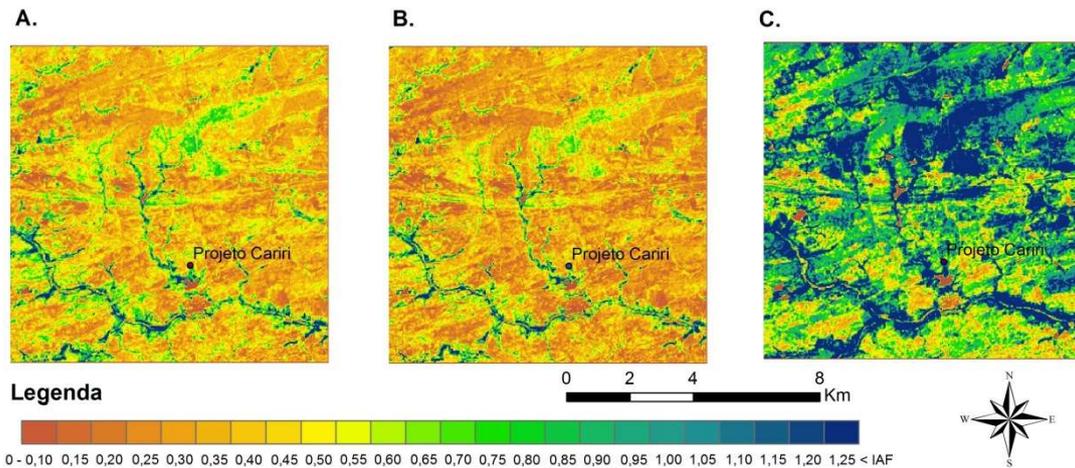


Figura 47 – Índice de área foliar (A) em 07 de maio de 2001, (B) em 15 de maio de 2001 e (C) em 11 de junho de 2002

Conforme apresentado anteriormente, o índice de área foliar para região semiárida apresenta uma forte influência da precipitação (Figura 44). Entre as datas de 07 e 15 de maio de 2001 não houve eventos de chuva para esta região e do início do período chuvoso na região até a data de 15 de maio de 2001 a precipitação acumulada foi de 229,8mm. Para a imagem de 11 de junho de 2002 observa-se uma precipitação acumulada de 489,8 mm. Esta maior quantidade de chuva para a data de 11 de junho de 2002 é o principal fator para o maior nível de IAF para esta data (Figura 47 C).

O albedo da superfície mostrado na Figura 48 apresenta forte correlação com a cobertura vegetal e percebe-se o mesmo comportamento identificado na análise do IAF (Figura 47). Os valores de 0,15 a 0,20 são típicos de áreas vegetadas e os valores acima de 0,21 são encontrados normalmente em áreas de solo exposto. É possível observar este fato analisando as classes de cobertura da terra (Figura 46) e o mapa de albedo na Figura 48.

Quando a análise é realizada para uma única data de passagem do satélite percebe-se que a variação espacial da temperatura da superfície (Figura 49) corresponde à variação espacial da cobertura vegetal. Nas superfícies líquidas e áreas mais vegetadas encontram-se as menores temperaturas e nas áreas com menor cobertura vegetal encontram-se os maiores valores de temperatura da superfície.

Contudo, quando se comparam as diferentes datas estudadas percebe-se que outros fatores influenciam as diferenças apresentadas na Figura 49, principalmente evidenciadas nas datas de 07 e 15 de maio de 2001. Um dos primeiros fatores a ser

considerado nas análises é a ocorrência de eventos chuvosos entre estes períodos, no entanto, como foi comentado não há registro de chuvas entre estes momentos.

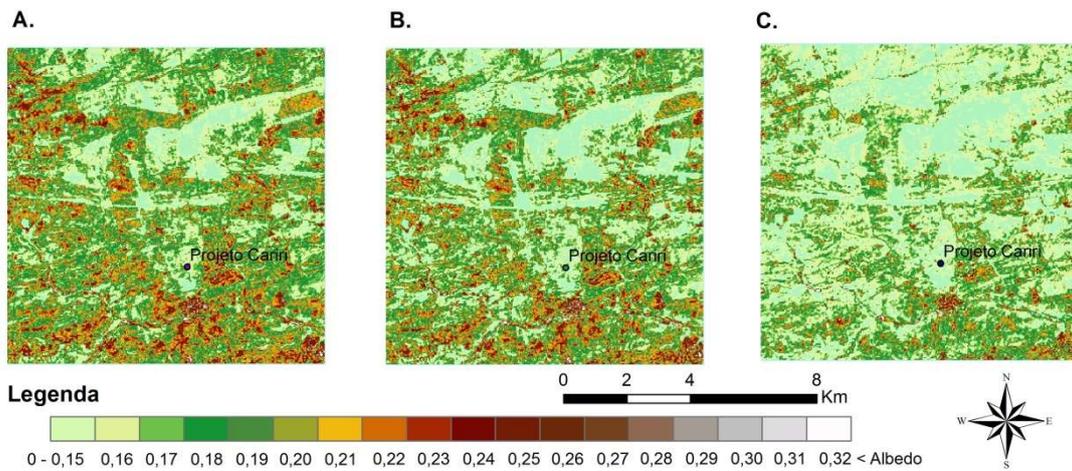


Figura 48 – Albedo da superfície (A) em 07 de maio de 2001, (B) em 15 de maio de 2001 e (C) em 11 de junho de 2002

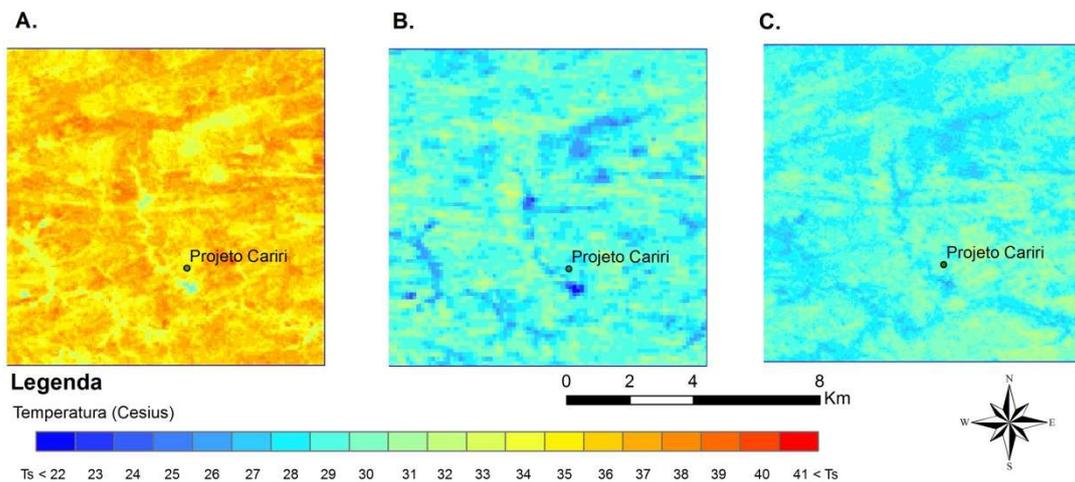


Figura 49 – Temperatura da superfície - T_s (°C) em (A) em 07 de maio de 2001, (B) em 15 de maio de 2001 e (C) em 11 de junho de 2002

Analisando a temperatura média do ar registrada na estação meteorológica identifica-se um comportamento similar aos apresentados nas imagens (Figura 49A e 49 B), registrando a temperatura média do ar de 35,38 °C e 32,84°C repectivamente para as datas de 07 e 15 de maio de 2001. Outro fato que pode justificar as diferenças nas temperaturas encontradas é que segundo Barsi *et al.* (2007) os sensores TM e ETM+ apresentam incertezas na calibração na banda termal para o topo da atmosfera são de $\pm 1,0$ K e $\pm 0,6$ K respectivamente, essas diferenças correspondem a incertezas nas temperaturas da superfície de ± 2 a 3 K.

O saldo de radiação na superfície apresentado na Figura 50 refere-se à quantidade de energia na superfície terrestre (Figura 6 e 7). Este componente é

altamente correlacionado com a cobertura vegetal (albedo da superfície), período do ano (radiação de onda curta incidente) e temperatura da superfície (radiação de onda emitida).

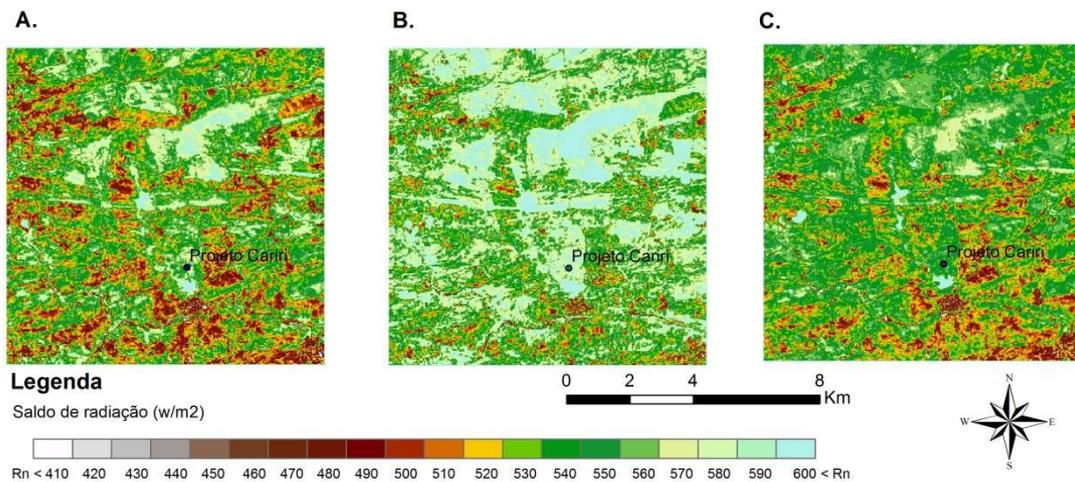


Figura 50 – Saldo de radiação na superfície - R_n ($w\ m^{-2}$) em (A) em 07 de maio de 2001, (B) em 15 de maio de 2001 e (C) em 11 de junho de 2002

A cobertura vegetal apresenta-se similar para os dois primeiros períodos (Figura 47 A e 47 B) analisados e para estes momentos a quantidade de radiação incidente sobre a superfície é próxima, pois o ângulo de declinação da Terra e distância Terra-Sol é bastante similar para as datas de 07 e 15 de maio de 2001. No entanto, percebe-se que o saldo de radiação no dia 15 de maio 2001 está maior do que o dia 07 de maio 2001.

Quando foram analisados anteriormente estes dois momentos, percebeu-se que a variável que apresentava maior diferença era a temperatura da superfície (Figura 49 A e 49 B), sendo a principal responsável pelas diferenças encontradas no saldo de radiação para estes momentos, devido a maior quantidade de radiação de onda longa emitida pela superfície no dia 07 de maio de 2001 (maior temperatura da superfície).

O período que apresentou o menor valor de R_n foi o do dia 11 de junho. Neste período tem-se um maior nível de IAF (Figura 47 C) e menor temperatura da superfície (Figura 49 C). Contudo, a quantidade de energia incidente é menor neste período do ano quando comparados aos demais momentos estudados. Este fato foi considerado decisivo para explicar a menor quantidade de energia (R_n)

4.2.3. Verificação dos dados obtidos por sensoriamento remoto e informações de campo (ground truth)

Para compreender as diferenças entre os dados obtidos por instrumentação de campo (*ground truth*) e os obtidos pelas técnicas de sensoriamento remoto, foram utilizados os dados do Projeto Cariri (Silans & Silva, 2007). Neste experimento foram obtidos diversos dados agrometeorológicos. Entre os diversos dados adquiridos neste experimento, utilizou-se nesta análise o saldo de radiação (R_n) e a radiação global incidente (R_G) obtido no instante da passagem do satélite na região (9h:40min).

Na Tabela 12 são apresentadas as variáveis obtidas pelas técnicas de PDI do algoritmo (SEBAL), os dados obtidos no experimento e a diferença entre eles.

Tabela 12 – Dados obtidos pelo Projeto Cariri e pela aplicação das técnicas de PDI

| | 07/05/2001 | 15/05/2001 | 11/06/2002 |
|-------------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|
| R_n (SEBAL) | 537,39 w/m ² | 580,91w/m ² | 533,63 w/m ² |
| R_n (Torre) | 568,72 w/m ² | 624,66 w/m ² | 326,28 w/m ² |
| R_G (Torre) | 836,03 w/m ² | 899,8 w/m ² | 753,26 w/m ² |
| R_n (SEBAL) - R_n (Torre) | -31,33 w/m ² | -43,75 w/m ² | 207,35 w/m ² |

Quando se observa a Tabela 12 percebe-se que nos dois primeiros momentos estudados os valores de saldo de radiação (R_n) estão próximos aos obtidos pela torre meteorológica apresentando diferença de 31,33 w/m² e 43,75 w/m², respectivamente para as datas de 7 e 15 de maio de 2001. Como mencionando na análise para Mitra II a escala de medição utilizada pelas duas técnicas de obtenção deste componente são diferentes. O ponto de análise nas imagens corresponde à extração do valor no pixel (30 m x 30 m) que correspondente à localização geográfica da torre meteorológica, neste caso pode haver diferenças entre os campos de visão do sensor a bordo do satélite e os instrumentos da torre meteorológica.

Para o dia 11 de junho de 2002 foi observado a maior diferença entre os dados obtidos por sensoriamento remoto e a torre meteorológica para o saldo de radiação. Analisando os dados de radiação global incidente, observa-se que no dia 11 de junho 2002 encontram-se os menores valores para esta variável, mas não na mesma proporção encontrada para o saldo de radiação (R_n) obtido pela torre. Uma investigação mais rigorosa dos valores obtidos na torre é necessária para explicar estas diferenças encontradas.

4.3. Bacia do Rio do Peixe, Brasil

4.3.1. Análise multi-temporal sazonal

As regiões de clima semiárido apresentam vegetação mais susceptível às mudanças climáticas, respondendo rapidamente à presença ou falta de chuvas. Como as condições hídricas para o período de obtenção das imagens são distintos, período chuvoso e seco, presume-se que a resposta da vegetação tenha sido diferente para cada data.

Os índices de vegetação dentre outras coisas, ressaltam o comportamento espectral da vegetação em relação ao solo e a outros alvos da superfície terrestre (Moreira, 2005). A partir das refletividades das bandas 3 e 4 do TM Landsat 5 foram obtidos os índices de vegetação conforme a metodologia apresentada. O índice NDVI foi assim utilizado para demonstrar o comportamento das mudanças temporal e espacial da vegetação da bacia de estudo

A Figura 51 apresenta os mapas de NDVI obtidos para os dias 29 de agosto de 2008 e 01 de novembro de 2008. Analisando os resultados, pode-se observar que as respostas obtidas pelo índice de vegetação estão bastante diferentes para as duas datas, havendo uma diminuição no NDVI. Na imagem de 29 de agosto de 2008 a maior parte da bacia do rio do Peixe apresenta NDVI maior que 0,2, indicando presença de vegetação fotossinteticamente ativa, sendo que a região central é a que apresenta os valores mais baixos ($0,2 < NDVI < 0,4$), enquanto os valores mais altos ($NDVI > 0,4$) encontram-se nas regiões ao sul e ao norte, principalmente nas áreas mais elevadas (comparar com a Figura 32).

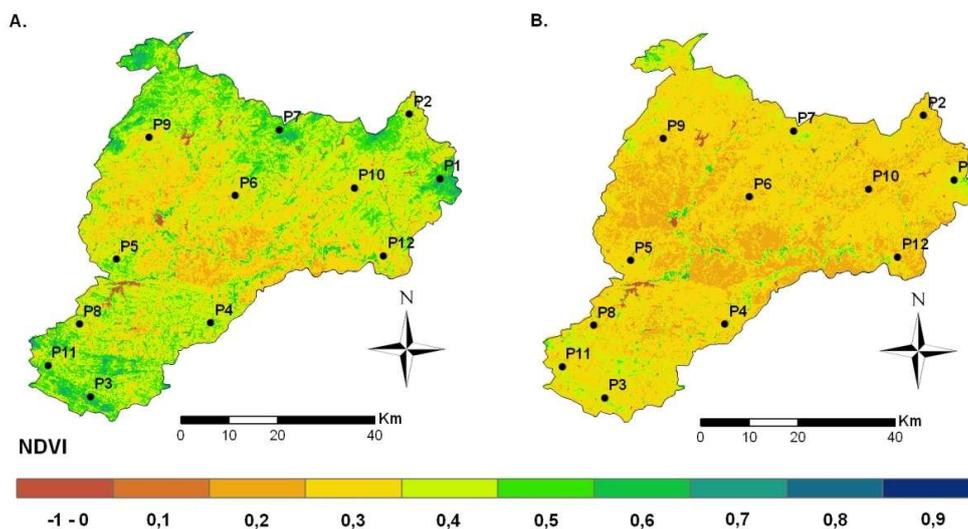


Figura 51 – Mapa de NDVI (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008

Por outro lado, na imagem de 01 de novembro de 2008, os valores obtidos para o índice de vegetação NDVI estão no intervalo de 0 a 0,3, em quase toda região central da bacia, exceto nas margens dos rios. A Tabela 13 mostra os valores de NDVI extraídos a partir de 12 pontos espalhados na área de estudo. Através destes pontos é possível identificar as mudanças ocorridas na bacia estudada.

Tabela 13 – Valores de NDVI extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe

| Pontos | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P11 | P12 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 29/ago | 0,624 | 0,435 | 0,501 | 0,380 | 0,456 | 0,199 | 0,495 | 0,342 | 0,235 | 0,203 | 0,449 | 0,369 |
| 1/nov | 0,368 | 0,219 | 0,349 | 0,257 | 0,307 | 0,168 | 0,250 | 0,260 | 0,229 | 0,186 | 0,305 | 0,226 |
| $\frac{NDVI_{ago} - NDVI_{nov}}{NDVI_{ago}}$ | 0,410 | 0,497 | 0,303 | 0,324 | 0,327 | 0,156 | 0,495 | 0,240 | 0,026 | 0,084 | 0,321 | 0,388 |

A Figura 52 apresenta os dados de temperatura na superfície da bacia para os dois momentos estudados (agosto e novembro). Pode-se observar que, de um modo geral, a espacialização da temperatura foi praticamente à mesma, para as duas datas de observação, contudo, proporcionalmente mais baixa, para agosto.

Entre os fatores que contribuem para a elevação da temperatura, destacam-se as mudanças ocorridas na paisagem, devido ao período de escassez, facilmente observadas através dos mapas de NDVI (Figura 51), e também o fato da incidência solar ser maior em novembro do que em agosto. Analisando os gráficos da Figura 53 e a Tabela 14, nota-se ainda que os maiores valores de índices de NDVI são os de menor temperatura, e vice-versa.

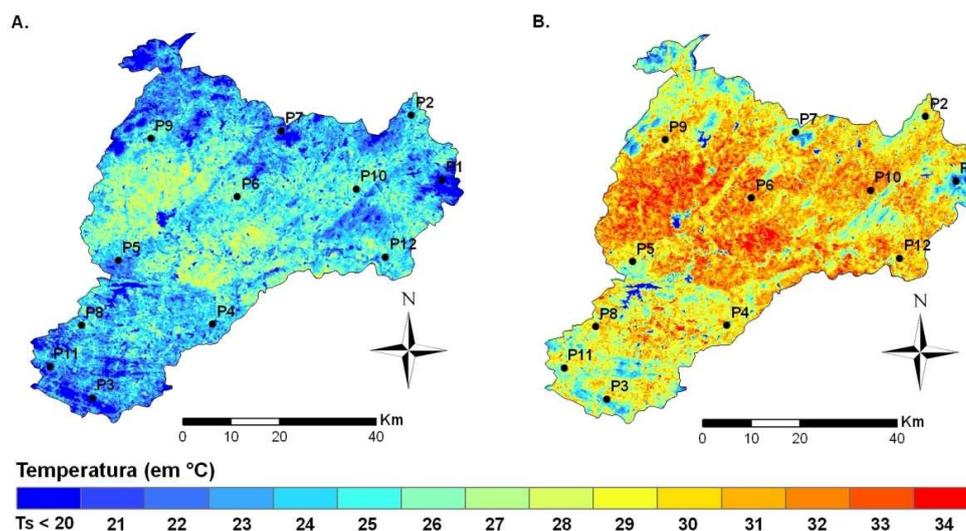


Figura 52 – Mapa de temperatura da superfície - T_s (°C) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de Novembro de 2008

Tabela 14 -Valores de temperatura extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe

| Pontos | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P11 | P12 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 29/ago | 17,17 | 24,56 | 21,84 | 20,11 | 21,42 | 26,84 | 22,29 | 26,77 | 25,52 | 24,65 | 21,88 | 23,71 |
| 01/nov. | 21,94 | 28,56 | 24,17 | 25,52 | 29,37 | 30,27 | 28,11 | 29,81 | 30,67 | 30,68 | 28,09 | 29,41 |
| $\frac{T_{S_{ago}} - T_{S_{nov}}}{T_{S_{ago}}}$ | -0,28 | -0,16 | -0,11 | -0,27 | -0,37 | -0,13 | -0,26 | -0,11 | -0,20 | -0,24 | -0,28 | -0,24 |

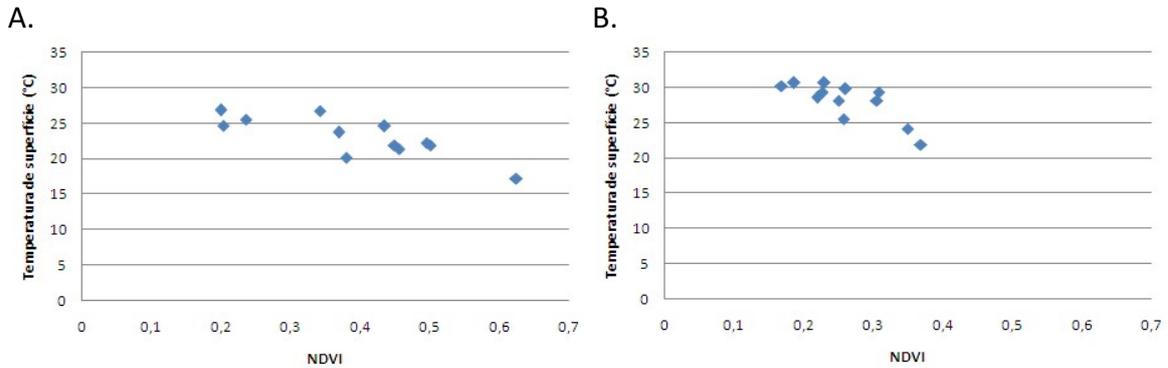


Figura 53 – Gráfico da temperatura de superfície - T_s (°C) versus o NDVI (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008

Na Figura 54 observa-se que a maior absorção é vista nos corpos de água, representada no mapa pela cor azul (0,1 ou 10%), nas áreas vegetadas temos valores no intervalo de 0,1 a 0,2 indicados no mapa pelas cores verde claro e escuro e os valores acima de 0,2 indicam regiões de solo, rochas e cidades. Verifica-se que, no mapa de albedo da superfície, a variação da cobertura seguiu o que foi discutido anteriormente, indicando uma maior cobertura vegetal no período de agosto quando comparado a novembro, o que pode ser percebido analisando as Tabela 13 e 15.

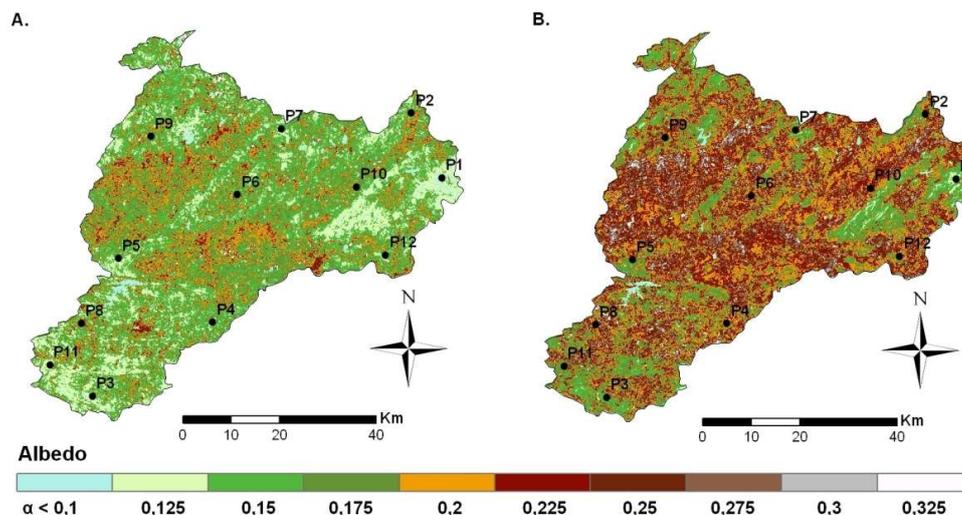


Figura 54 – Mapa de albedo da superfície (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008

Tabela 15 - Valores do albedo extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe

| Pontos | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P11 | P12 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 29/ago. | 0,109 | 0,118 | 0,134 | 0,111 | 0,128 | 0,178 | 0,133 | 0,219 | 0,139 | 0,196 | 0,149 | 0,131 |
| 1/nov. | 0,129 | 0,176 | 0,153 | 0,146 | 0,180 | 0,271 | 0,207 | 0,281 | 0,178 | 0,249 | 0,216 | 0,174 |
| $\frac{\alpha_{ago} - \alpha_{nov}}{\alpha_{ago}}$ | -0,18 | -0,49 | -0,14 | -0,32 | -0,41 | -0,52 | -0,56 | -0,28 | -0,28 | -0,27 | -0,45 | -0,33 |

O saldo de radiação (R_n), corresponde a energia disponível no sistema analisado, ou seja, constitui a diferença entre os fluxos totais de radiação incidente, refletida e emitida pela superfície terrestre. Quando se analisa o saldo de radiação apresentado na Figura 55, para as duas datas vê-se que nos corpos de água encontram-se os maiores valores do saldo de radiação (750 w/m^2), nas áreas vegetadas valores entre 560 w/m^2 e 700 w/m^2 e valores entre 450 w/m^2 e 550 são encontradas nas áreas de solo exposto.

Na Figura 51, percebe-se que para o período de novembro, houve diminuição da vegetação fotossinteticamente ativa. O aumento da temperatura de superfície pode ser observado na Figura 52 e o aumento dos valores de albedo de superfície na Figura 53. Essas alterações provocaram uma maior emissão de radiação de onda longa e maior refletividade da radiação de onda curta na superfície. Neste período também há maior incidência de radiação de onda curta, que ocorre em virtude da maior proximidade do sol em relação à superfície terrestre e ângulo de incidência solar estar mais próximo de sua perpendicularidade.

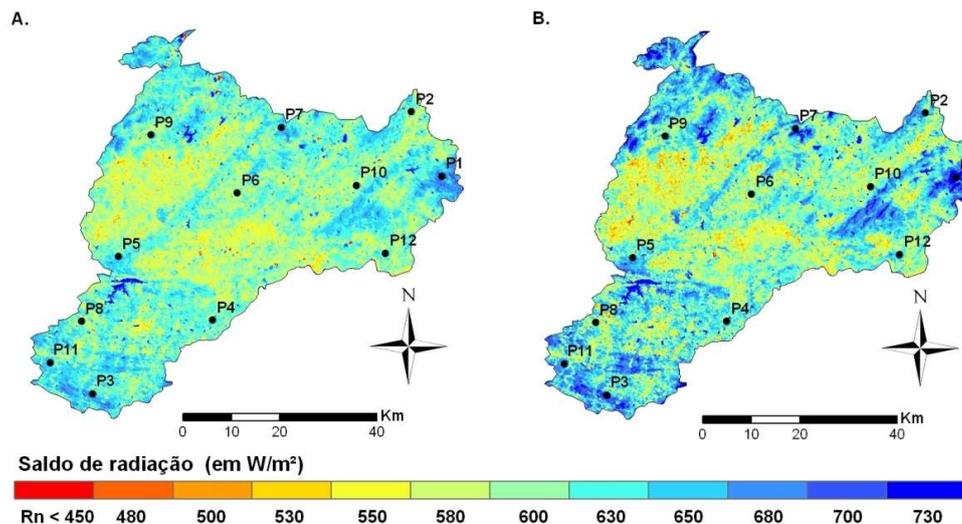


Figura 55 – Mapa de saldo d radiação - R_n (W m^{-2}) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008

Portanto, observa-se na Tabela 16, que os pontos 5, 6, 7, 8, 10, e 11, estão com valores menores de saldo de radiação para o período de novembro, quando

comparados aos de agosto. Pode-se dizer então que os fatores determinantes para a diminuição da energia (R_n) foram o aumento da temperatura de superfície, a diminuição da vegetação verde e aumento dos valores de albedo. Para os pontos 1, 2, 3, 4, 9 e 12, tem-se um aumento de R_n . Para esses pontos, o fator que foi mais determinante para o aumento foi a maior quantidade de radiação de onda curta incidente sobre a superfície terrestre. De forma geral, vê-se através dos mapas da Figura 55 e pelos valores de diferença apresentados na Tabela 16, que houve pouca variação nos valores de R_n (máximo de 9 % no ponto 3).

Tabela 16 - Valores de saldo de radiação- R_n ($W m^{-2}$) extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe

| Pontos | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P11 | P12 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 29/ago | 669,4 | 615,6 | 619,4 | 645,8 | 624,5 | 555,9 | 617,5 | 518,6 | 593,6 | 565,1 | 605,6 | 608,3 |
| 01/nov | 714,3 | 626,6 | 675,6 | 670,9 | 616,9 | 527,6 | 604,6 | 515,7 | 612,4 | 545,1 | 592,0 | 621,2 |
| $\frac{Rn_{ago} - Rn_{nov}}{Rn_{ago}}$ | -0,07 | -0,02 | -0,09 | -0,04 | 0,01 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | -0,03 | 0,04 | 0,02 | -0,02 |

O Fluxo de calor no solo (G), apresentado nos mapas da Figura 56, é influenciado pela disponibilidade de energia (R_n) e cobertura do solo. Na área com maior cobertura vegetal, têm-se valores mais baixos de energia no solo, este fato pode ser percebido quando se comparam as Tabelas 13 e 17. Neste caso de estudo, nota-se que a quantidade de R_n é praticamente a mesma (Figura 55) e houve uma diminuição do NDVI (Figura 51) entre agosto e novembro, o que causou aumento do fluxo de calor no solo, para este período.

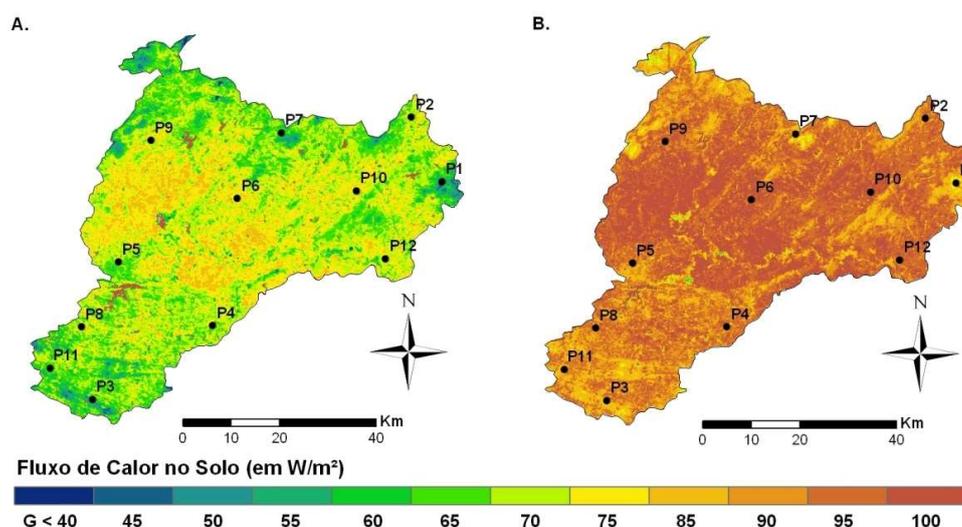


Figura 56 – Mapa de fluxo de calor no solo - G ($W m^{-2}$) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008

Tabela 17 - Valores de fluxo de calor no solo- G (W m⁻²) extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe

| Pontos | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P11 | P12 |
|-------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 29/ago | 45,30 | 69,56 | 63,13 | 59,32 | 61,62 | 74,94 | 61,79 | 74,99 | 72,50 | 64,90 | 62,79 | 67,49 |
| 01/nov | 73,76 | 91,08 | 79,70 | 83,17 | 92,63 | 92,64 | 88,88 | 92,53 | 95,92 | 94,24 | 89,44 | 92,64 |
| $\frac{G_{ago} - G_{nov}}{G_{ago}}$ | -0,63 | -0,31 | -0,26 | -0,40 | -0,50 | -0,24 | -0,44 | -0,23 | -0,32 | -0,45 | -0,42 | -0,37 |

Para o fluxo de calor sensível (H) apresentado na Figura 57, segue a mesma análise feita para o fluxo de calor no solo (Figura 56), os valores mais baixos são encontrados nos corpos de água e áreas vegetadas ($H < 50$ W/m²), enquanto os maiores valores de H são encontrados nas áreas de solo exposto e vegetação esparsa de caatinga. Pode-se ver, ainda, que no período de novembro há uma maior área com valores altos de fluxo de calor sensível do que os observados em agosto, este fato é devido à menor quantidade de vegetação fotossinteticamente ativa e pode ser percebido analisando as Tabelas 13 e 18.

Tabela 18 - Valores de fluxo de calor sensível - H (W m⁻²) extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe

| Pontos | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P11 | P12 |
|-------------------------------------|-------|------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 29/ago | 0,0 | 51,9 | 1,5 | 0,0 | 0,0 | 119,7 | 5,9 | 127,1 | 75,2 | 49,7 | 1,8 | 29,2 |
| 1/nov. | -27,1 | 28,4 | -16,4 | 92,3 | 262,8 | 295,4 | 196,0 | 282,5 | 323,3 | 319,7 | 199,4 | 254,7 |
| $\frac{H_{ago} - H_{nov}}{H_{ago}}$ | - | -3,1 | -34 | - | - | -1,5 | -32 | -1,2 | -3,3 | -5,4 | -110 | -7,7 |

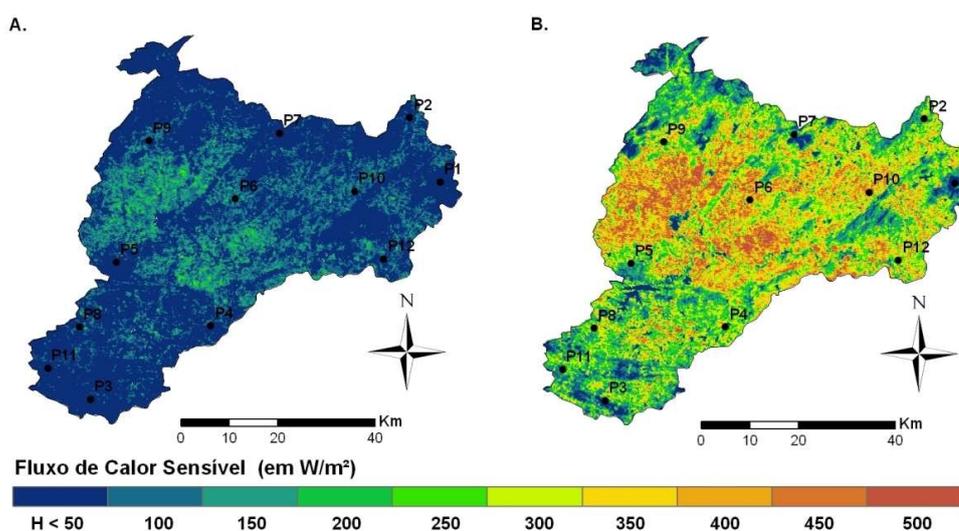


Figura 57 – Mapa de fluxo de calor sensível - H (W m⁻²) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008

O fluxo de calor latente (λE) é utilizado para a estimativa da evaporação e ou evapotranspiração, e este é apresentado na Figura 58, onde se podem comparar os

mapas de fluxo de calor latente. Através desta análise, percebe-se uma grande área com valores baixos para a imagem obtida em novembro, o que ocorre devido aos baixos níveis de vegetação encontrados neste período, conforme pode ser visto nas Tabelas 13 e 19.

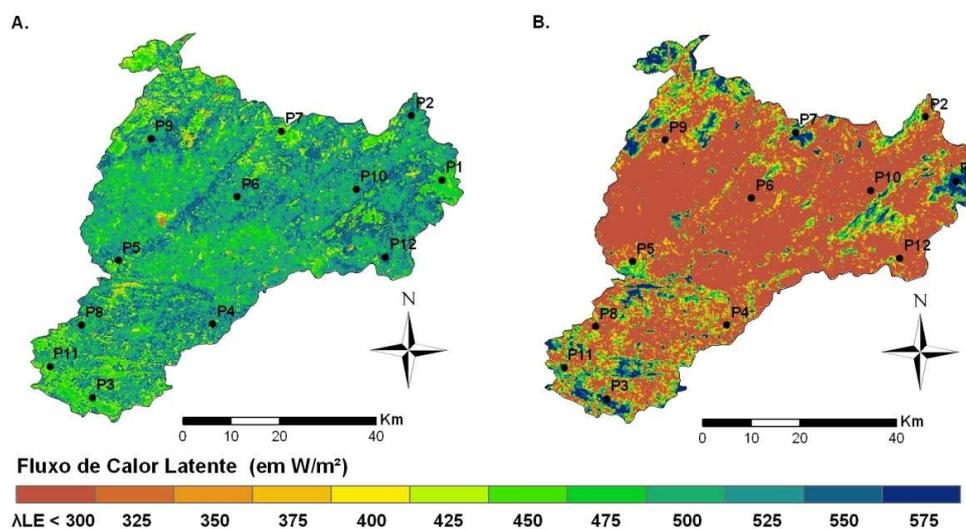


Figura 58 – Mapa de fluxo de calor Latente - λET ($W m^{-2}$) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008

Tabela 19 – Valores de fluxo de calor Latente - λET ($W m^{-2}$) extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe

| Pontos | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P11 | P12 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 29/ago | 474,1 | 537,2 | 529,1 | 436,5 | 412,9 | 474,0 | 537,1 | 437,3 | 513,5 | 473,5 | 515,5 | 529,9 |
| 1/nov | 633,3 | 322,2 | 542,9 | 495,3 | 265,3 | 139,6 | 339,0 | 94,2 | 195,6 | 131,1 | 305,9 | 272,5 |
| $\frac{LE_{ago} - LE_{nov}}{LE_{ago}}$ | -0,34 | 0,40 | -0,03 | -0,13 | 0,36 | 0,71 | 0,37 | 0,78 | 0,62 | 0,72 | 0,41 | 0,49 |

A Figura 59 mostra os mapas com a distribuição espacial da evapotranspiração real para a bacia do rio do Peixe, nos quais se pode notar uma variação considerável deste componente. Esta diferença pode ser também analisada através da Tabela 20.

Observa-se no mapa de novembro, que as maiores taxas evapotranspirativas são encontradas nas áreas mais altas (Figura 32 e Tabela 20). Este fato ocorre devido à maior densidade de cobertura vegetal (Figura 51) e maior saldo de radiação, isto também foi verificado por Giacomoni & Mendes (2008) em uma aplicação do SEBAL no estado do Rio Grande do Sul.

Por outro lado, as áreas que apresentaram as menores taxas de ET são as centrais da bacia e as de menor altitude (Figura 32 e Tabela 20) que estão entre as linhas de cumeeira das serras, tendo em vista que estas áreas estão menos suscetíveis

à ação dos ventos, possuem menor cobertura vegetal (Figura 51), e têm menor quantidade de energia disponível (Figura 55).

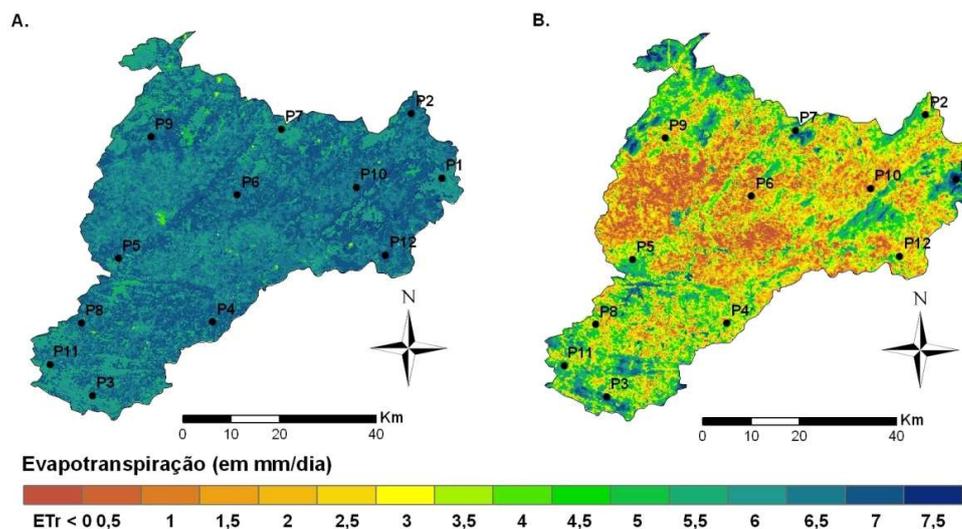


Figura 59 – Mapa de evapotranspiração real – Etr (mm) em (A) em 29 de agosto de 2008 e (B) em 01 de novembro de 2008

O processo descrito acima não ocorre na mesma intensidade no mapa de agosto, neste período a quantidade de vegetação verde (Figura 51) é maior e mais uniforme e a disponibilidade de energia (Figura 55) é menor. Um fato que chama a atenção é que neste período as áreas que permanecem vegetadas no mês de novembro encontram-se com valores menores de evapotranspiração do que as áreas vizinhas, e estas mesma áreas estão com valores de evapotranspiração maior no período de novembro.

Tabela 20 - Valores de evapotranspiração (mm/dia) extraídos de 12 pontos situados na Bacia do Rio do Peixe

| Pontos | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 | P10 | P11 | P12 |
|--|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Elevação (m) | 709 | 350 | 477 | 284 | 319 | 327 | 420 | 310 | 350 | 288 | 358 | 228 |
| $\lambda ET_{29/ago}$ | 6,1 | 6,9 | 6,8 | 5,6 | 5,3 | 6,1 | 6,9 | 5,6 | 6,6 | 6,1 | 6,6 | 6,8 |
| $\lambda ET_{1/nov}$ | 7,0 | 3,6 | 6,0 | 5,5 | 2,9 | 1,6 | 3,8 | 1,0 | 2,2 | 1,5 | 3,4 | 3,0 |
| $\frac{ET_{ago} - ET_{nov}}{ET_{ago}}$ | -0,16 | 0,48 | 0,11 | 0,01 | 0,44 | 0,74 | 0,45 | 0,81 | 0,67 | 0,76 | 0,48 | 0,55 |

4.3.2. Análise multi-temporal plurianual

Tendo em vista a influência da precipitação sobre a vegetação (Figura 44), foi escolhido o período de sua menor ocorrência para que as análises não sejam influenciadas pelas modificações da paisagem causadas por chuvas ocorridas antes da passagem do satélite sobre a região de estudo.

A Figura 60 mostra a média espacial da precipitação acumulada para cada mês dos anos estudados, onde se pode observar a variação da precipitação ao longo dos anos. O período compreendido entre a última semana de setembro e a primeira semana de outubro foi escolhido por apresentar em comum para todos os anos, um período de baixa precipitação antecedente a obtenção das imagens.

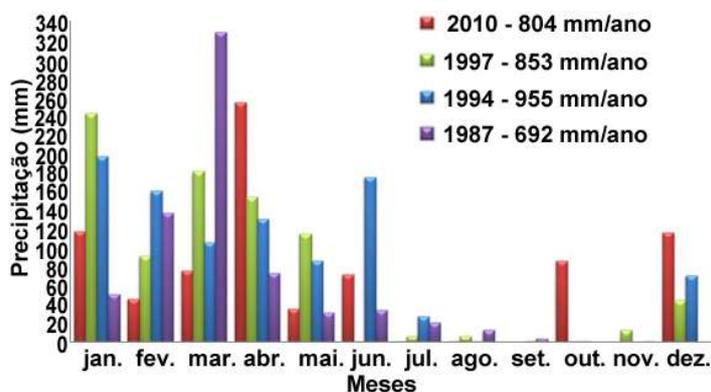


Figura 60 – Média espacial da precipitação acumulada para cada mês.

Tabela 21 mostra a média espacial da precipitação acumulada para cada intervalo de tempo antecedente as passagens do satélite na região de estudo. De maneira geral, pode-se observar que não ocorreram chuvas significativas para os primeiros trinta dias que antecedem a captura das imagens pelo sensor. Dessa forma, a vegetação apresenta baixo nível de umidade, o que pode interferir na resposta dos alvos nos canais de refletividade.

Tabela 21 – Média espacial da precipitação acumulada para cada intervalo.

| Ano | Dias antecedentes a aquisição das imagens | | | | | | | | | |
|------|---|---------|---------|---------|---------|---------|----------|-----------|--------|---------|
| | 0 a 15 | 15 a 30 | 30 a 45 | 45 a 60 | 60 a 75 | 75 a 90 | 90 a 105 | 105 a 120 | 0 a 90 | 0 a 120 |
| 2010 | 0,0 | 0,0 | 0,7 | 0,0 | 0,0 | 0,2 | 22,4 | 41,3 | 0,9 | 41,3 |
| 1997 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 5,8 | 2,0 | 3,9 | 0,2 | 0,0 | 11,7 | 11,9 |
| 1994 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 4,3 | 7,6 | 62,6 | 74,4 | 69,5 | 75,4 | 219,3 |
| 1987 | 0,0 | 3,0 | 14,0 | 0,2 | 4,8 | 12,8 | 12 | 21,9 | 34,8 | 68,7 |

Para outros períodos que antecederam aquisição das imagens pelo TM - Landsat 5, pode-se observar que a chuva acontece de forma variada. Ordenando-se os anos mais chuvosos para o período de noventa dias antecedentes a passagem do sensor, têm-se os anos de 1994, 1987, 1997 e 2010, e para o período de cento e vinte dias da passagem do sensor tem-se a seguinte ordem: 1994, 1987, 2010 e 1997.

A precipitação é a principal força motriz para aumento de biomassa em regiões semiáridas. Por este motivo, é de se esperar que os anos que apresentaram maior índice pluviométrico antes da passagem do sensor, sejam exatamente os que

apresentem maior aumento da cobertura vegetal. No entanto, alguns processos antrópicos, como a extração de madeira sem manejo sustentável, pode se sobrepor a resposta da vegetação ao regime pluvial.

Os índices de vegetação dentre outras coisas, ressaltam o comportamento espectral da vegetação em relação ao solo e a outros alvos da superfície terrestre. Os Índices de vegetação NDVI, IAF e EVI foram assim utilizados para demonstrar o comportamento das mudanças temporal e espacial da vegetação na bacia de estudo.

Na Figura 61 estão apresentados os mapas de NDVI para os anos estudados. Confrontando os resultados obtidos para as datas estudadas, pode-se observar que as áreas com maior altitude e declividade (Figura 32), tanto ao norte como ao sul, permaneceram mais vegetadas (NDVI > 0,2), ocorrendo inclusive, um ganho em intensidade e área do recobrimento da vegetação (maior presença de valores entre 0,3 e 0,4).

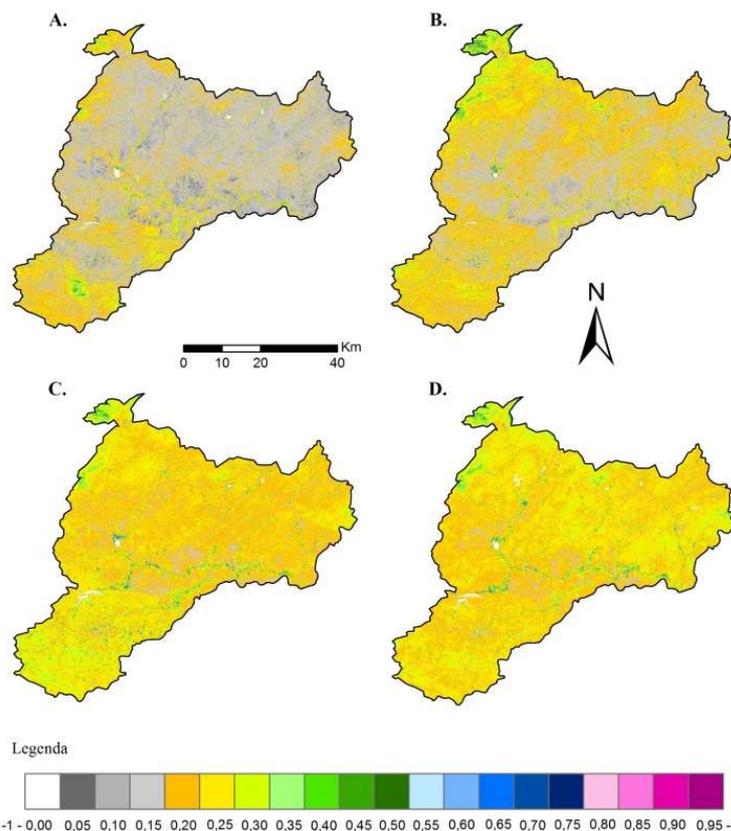


Figura 61 – Mapa de índice de vegetação NDVI (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010.

A Figura 62 apresenta o gráfico dos valores da média espacial de NDVI para cada classe de declividade, acompanhando a evolução das mudanças na cobertura do

solo na bacia. Percebe-se assim o aumento dos valores de NDVI para todos os anos e classes analisados.

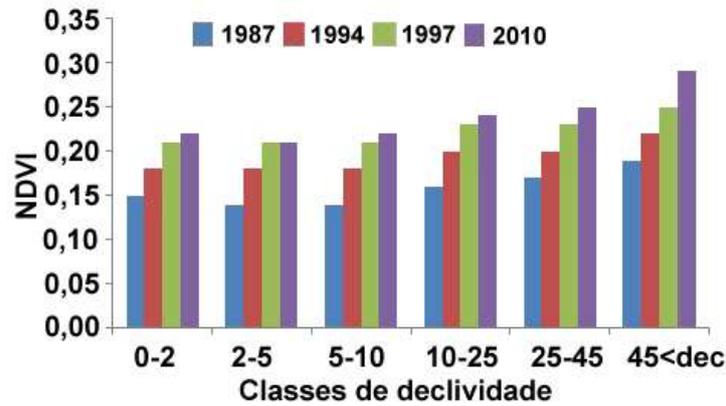


Figura 62 – Gráfico de NDVI x declividade.

O índice de vegetação LAI, apresentado na Figura 63, é um indicador de biomassa da vegetação representado em cada pixel da imagem. Com maior intensidade de contraste, as imagens deste índice de vegetação mostram as mesmas modificações na cobertura vegetal apresentadas pelo NDVI.

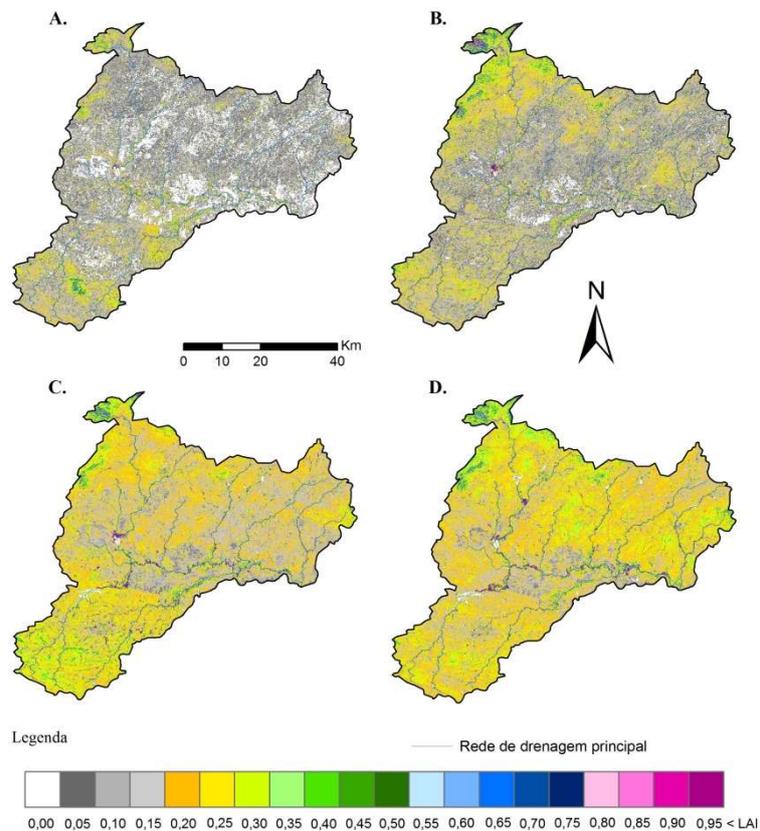


Figura 63 – Mapa de índice de vegetação LAI (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010.

Observa-se um aumento gradativo dos valores de LAI para as imagens, partindo sempre das regiões de maior declividade para as de menor declividade (Figura 64). Nas

regiões ribeirinhas e áreas próximas aos reservatórios também é perceptível o aumento dos valores deste índice (Figura 63). Este aumento ocorre devido à intensificação da atividade agrícola nesta época do ano e consequente crescimento das áreas irrigadas. Estas áreas estão mais evidentes nas imagens de 1997 (Figura 64 C) e 2010 (Figura 64 D).

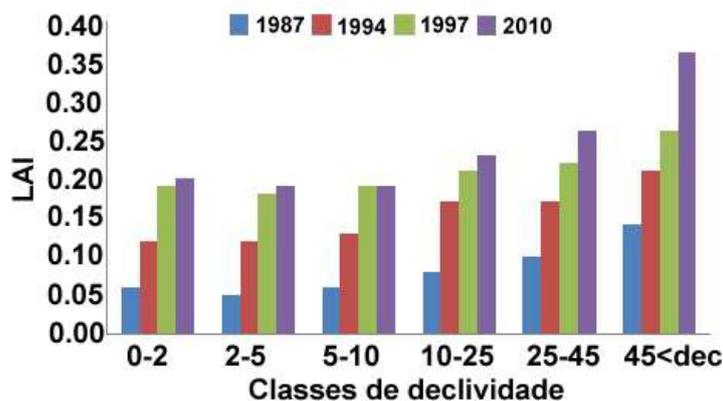


Figura 64 – Gráfico de LAI x declividade

A Figura 65 apresenta o índice de vegetação EVI, o qual ressalta o dossel vegetativo. Este índice apresenta coeficientes de correção para os efeitos atmosféricos para as bandas 1 e 3, dessa forma, as análises realizadas a partir deste índice não sofrem influência das variações atmosféricas.

Os resultados apresentados pelo índice de vegetação EVI acompanham a tendência observada para os índices de vegetação NDVI e LAI, onde se percebe o aumento da cobertura vegetal ao longo dos anos analisados. Contudo, o gráfico apresentado na Figura 66 mostra que os acréscimos encontrados na cobertura vegetal foram mais intensos no período de 1987 a 1997 e mantiveram-se praticamente constantes no período de 1997 a 2010.

A redução na população rural pode ocasionar uma menor pressão antrópica ao ambiente, decorrentes das atividades agrárias e pecuárias. As terras menos produtivas são abandonadas, permitindo que a vegetação nativa volte a ocupar essas áreas. A permanência e a intensificação da cobertura vegetal nas áreas mais altas e declivosas pode estar refletindo a menor pressão antrópica ao ambiente, pois são áreas mais remotas e de difícil acesso, fato semelhante foi observado por Paes-Silva *et al.* (2003) na bacia do açude Namorados, em São João do Cariri-PB.

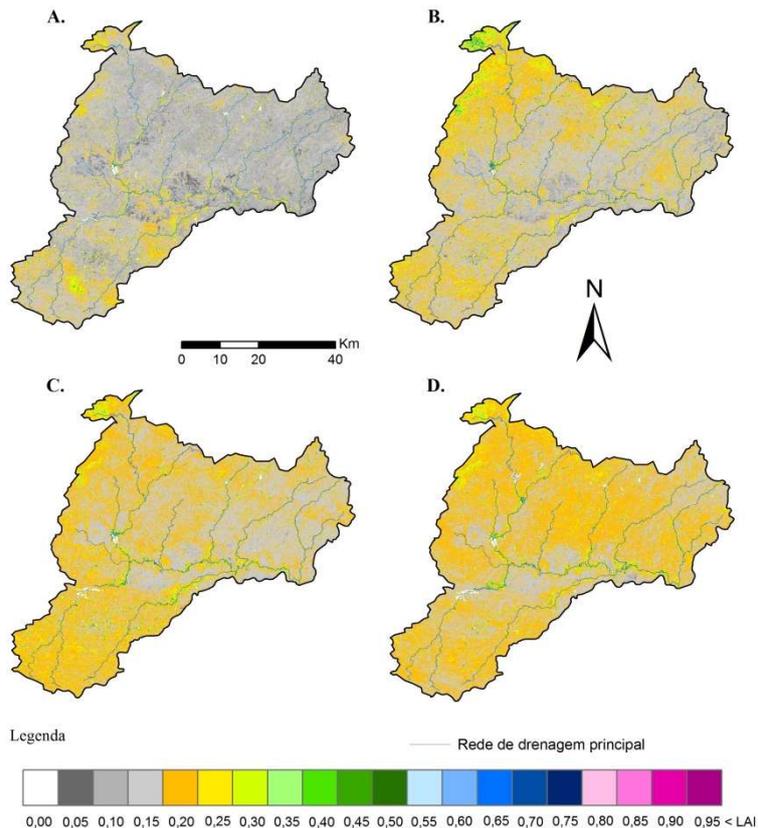


Figura 65 – Mapa de índice de vegetação EVI (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010

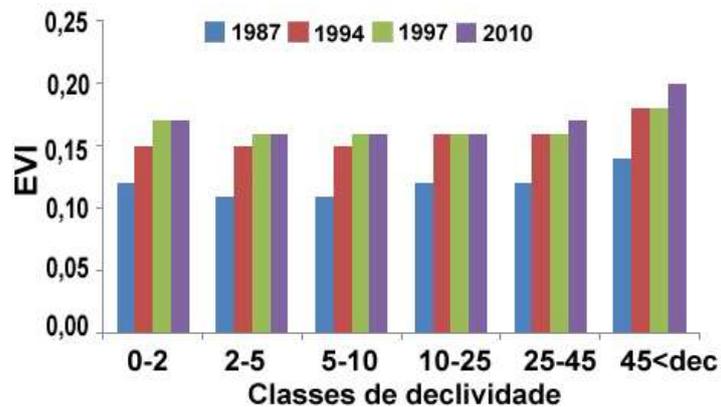


Figura 66 – Gráfico de EVI x declividade.

Apesar dos aumentos na cobertura da vegetação da bacia, percebe-se nas áreas centrais ao longo da rede de drenagem do Rio do Peixe (Figura 63 e 65) que os valores encontrados para os índices de vegetação são sempre mais baixos para todos os anos analisados.

Na Tabela 8 comparando-se os dados censitários de 1991 e 2000, pode-se constatar uma redução da população rural nesta região. Com relação aos dados dos censos de 2000 e 2010 percebe-se um pequeno crescimento populacional que pode ser considerado irrelevante neste segundo período.

A Figura 67 apresenta os dados de temperatura de superfície da bacia para os momentos estudados. Pode-se observar que, de um modo geral, a espacialização da temperatura ocorre de forma similar à distribuição da cobertura vegetal. Contudo, proporcionalmente mais baixa, para os anos de 1987 (Figura 67 A) e 1994 (Figura 67 B).

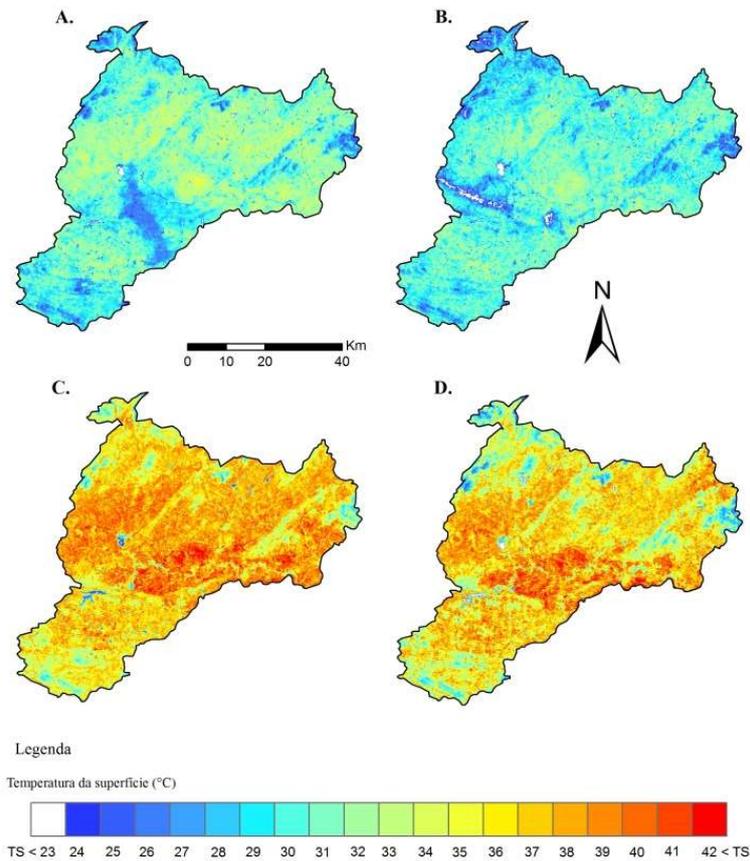


Figura 67 – Mapa de Temperatura da superfície (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010

Considerando que a incidência luminosa tenha sido a mesma, uma vez que as datas da obtenção das imagens são muito próximas, era de se esperar que os anos mais quentes fossem os de 1987 (Figura 67 A) e 1994 (Figura 67 B), por apresentar menores níveis de cobertura vegetal.

A partir da Tabela 21 pode-se perceber diferentes níveis pluviométricos para o período de cento e vinte dias antes da passagem do satélite pela região, as chuvas desse período devem ter influenciado na temperatura da superfície, pois analisando os anos em sua ordem pluviométrica (ou seja, dos anos mais chuvosos aos menos chuvosos), têm-se os anos de 1994, 1987, 2010 e 1997. Nesta ordem, estes anos apresentam respectivamente a média espacial de 219,3, 68,7, 41,3 e 11,9 mm.

Examinando os histogramas das imagens de temperatura da superfície pode-se identificar a média espacial da temperatura da superfície para toda bacia. Analisando de forma similar e ordenando os anos que obtiveram a menor média espacial da temperatura de superfície para os de maiores valores de temperatura, têm-se os anos de 1994 (Figura 67 B), 1987 (Figura 67 A), 2010 (Figura 67 D) e 1997 (Figura 67 C), que tiveram respectivamente a média de 29,4°, 30,1°, 35,4° e 36,4° C.

No gráfico apresentado na Figura 68, percebe-se que as variações na cobertura vegetal influenciaram na distribuição espacial da temperatura, onde se vê que para um mesmo ano, as áreas mais declivosas, conseqüentemente mais vegetadas, estão mais frias e vice e versa.

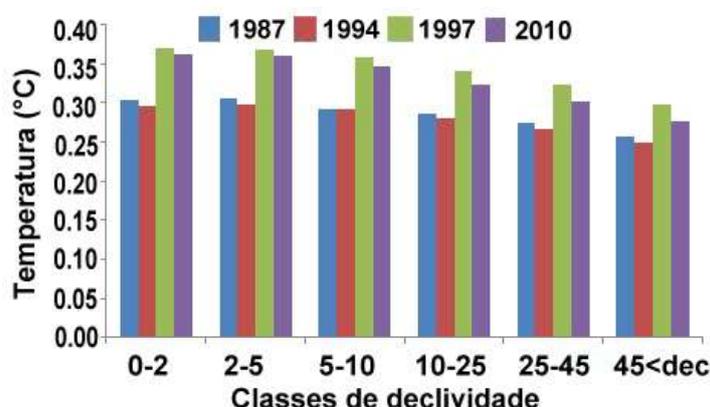


Figura 68 – Gráfico da Temperatura da superfície x declividade.

Contudo, o período de maiores precipitações antes da passagem do satélite foi determinante para que as temperaturas nos anos de 1987 (Figura 67A) e 1994 (Figura 67 B) estivessem mais frias do que os de 1997 (Figura 67 C) e 2010 (Figura 67 D). Na Figura 68 percebe-se que este padrão foi mantido para todas as classes de declividade analisadas.

O Albedo de superfície, apresentado na Figura 69, é a razão entre a radiação incidente e emitida pela superfície terrestre. Observa-se que os valores mais baixos correspondem aos corpos d'água, que apresentam pouquíssima refletividade (valores entre 0,00 e 0,03). Os valores entre 0,12 e 0,21 correspondem a áreas vegetadas e os valores acima de 0,24 correspondem a áreas com pouca cobertura vegetal ou solo exposto.

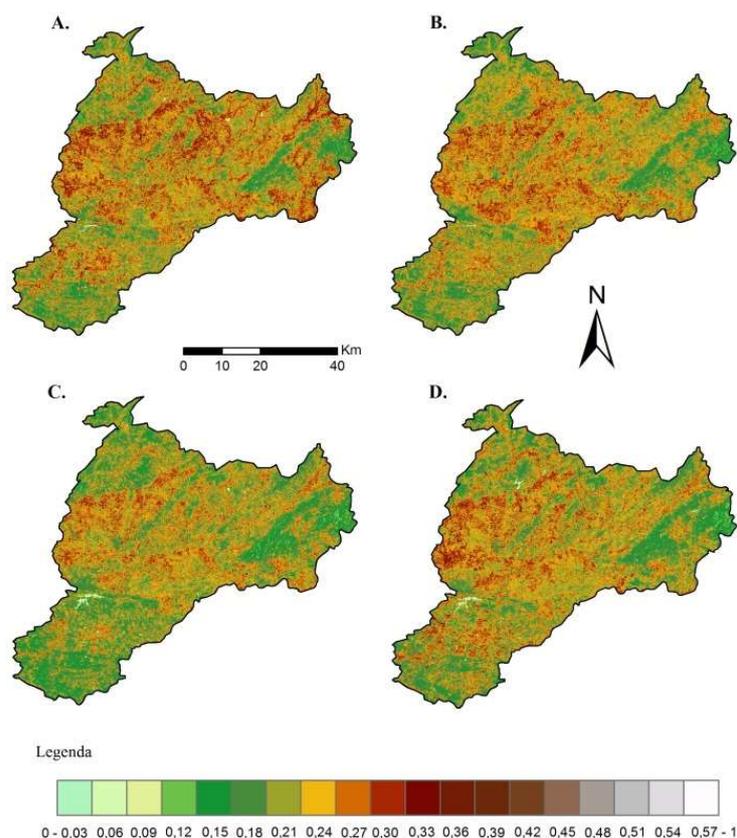


Figura 69 – Mapa de albedo da superfície (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010.

De um modo geral, percebe-se que na imagem do ano de 2010 (Figura 69 D) os valores de albedo da superfície estão mais baixos do que os encontrados no ano de 1987 (Figura 69 A), onde podem ser destacadas áreas na região norte da bacia que apresentam valores altos de albedo de superfície (0,33 – 0,39). Essas áreas estão menos intensas e em menor quantidade no ano de 2010.

Colocando a imagem de 1987 (Figura 69 A) como ponto de partida para as análises, tem-se que para todos os outros períodos estudados foram encontrados valores menores de albedo para áreas que estavam com valores altos inicialmente. A Figura 70 mostra o gráfico do albedo da superfície para cada classe de declividade, e observa-se que os valores de albedo mais baixos são apresentados no ano de 1997 para todas as classes analisadas.

O saldo de radiação (R_n), apresentado na Figura 71, corresponde a energia disponível no sistema analisado, ou seja, constitui a diferença entre os fluxos totais de radiação incidente, refletida e emitida pela superfície terrestre. As imagens obtidas correspondem praticamente ao mesmo período do ano, tendo os valores de radiação de onda curta incidentes, muito próximos.

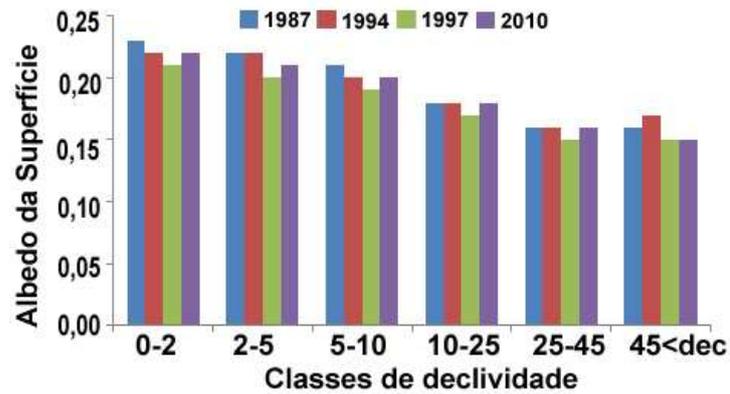


Figura 70 – Gráfico do albedo da superfície x declividade

A radiação de onda curta refletida pela superfície depende da cobertura da superfície, regiões com solo desnudo vão refletir mais do que áreas vegetadas (albedo da superfície). A radiação de onda longa depende prioritariamente da temperatura da superfície e do ar, a maior emissão de radiação de onda longa ocorre nas áreas com maior temperatura de superfície.

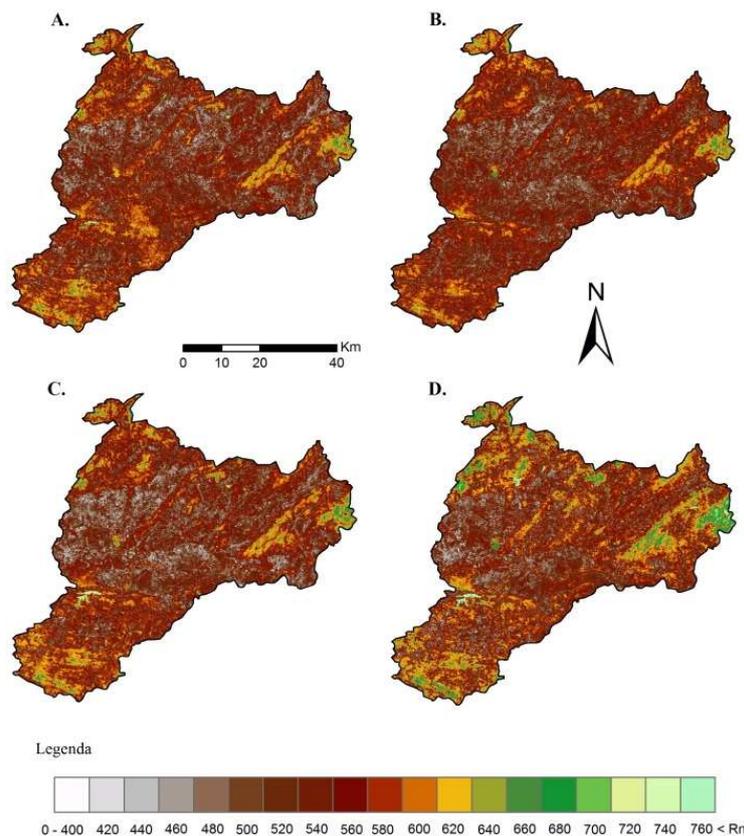


Figura 71 – Mapa de saldo de radiação (A) em 07 de outubro de 1987, (B) em 24 de setembro de 1994, (C) em 02 de outubro de 1997 e (D) em 06 de outubro de 2010

Diante dos mapas de saldo de radiação (R_n) apresentados na Figura 71 percebe-se que este componente mostra comportamento semelhante entre os anos

analisados. Este fato também é apresentado no gráfico do saldo de radiação para cada classe de declividade (Figura 72).

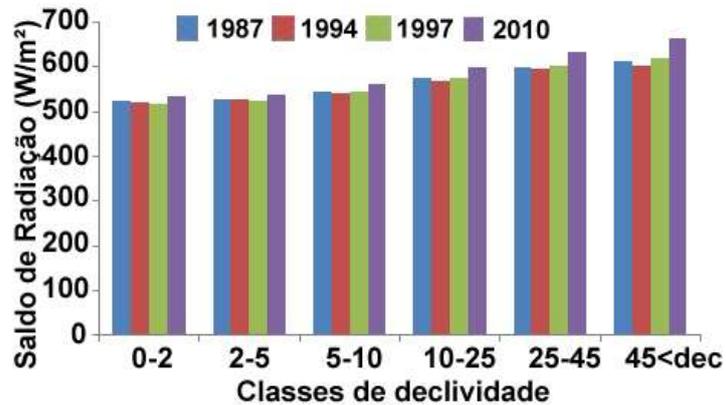


Figura 72 – Gráfico do saldo de radiação x declividade

Portanto, pode-se dizer que para o período analisado, os efeitos decorrentes do aumento da cobertura vegetal foram compensados pelos menores níveis de temperatura da superfície para os anos que estavam com valores mais baixos de cobertura vegetal, nos quais se observa que os valores de saldo de radiação estão muito próximos para uma mesma classe de declividade.

5. CONCLUSÕES

Com base nas aplicações desenvolvidas neste trabalho é possível afirmar que a metodologia atingiu o objetivo proposto, permitindo realizar análises multi-temporais dos produtos obtidos a partir de técnicas de sensoriamento remoto caracterizando e elaborando mapas dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração, os quais foram analisados de forma conjunta com os dados de campo.

Na análise entre os componentes do balanço de energia e evapotranspiração obtidos por sensoriamento remoto e informações de campo para as áreas de estudo do Brasil e Portugal foi observado uma pequena diferença entre os dados obtidos pelas diferentes técnicas, mostrando que é viável a utilização de técnicas de sensoriamento remoto na estimativa dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração. Estes tipos de análises para áreas de vegetação Caatinga são raras, devido ao pequeno número de experimentos realizados.

Os produtos obtidos por sensoriamento remoto contribuíram para compreender a dinâmica da cobertura vegetal e suas influências no balanço de energia e da água em regiões semiáridas.

As imagens dos sensores TM e ETM+ permitiram identificar a variação espacial dos produtos obtidos pelas técnicas de PDI para as diferentes áreas de estudo. A resolução espacial sensor TM e a sua longa série de dados com mais de 27 anos de imagens coletadas da superfície terrestre aponta para o fato de que estes podem ser usados para subsidiar análises ambientais.

Contudo, a resolução temporal de 16 dias dos sensores TM e ETM+ é um fator que dificulta os estudos que necessitam de um grande número de períodos para a análise. A utilização dos dados do sensor MODIS mostrou ser uma boa alternativa para suprir a carência de imagens frente a um estudo mais detalhado da dinâmica temporal sazonal.

No estudo realizado para a bacia do Taperoá observou-se a partir dos gráficos de IAF e precipitação para os diversos tipos de cobertura do solo analisados, que o IAF apresenta uma alta variabilidade sazonal, a qual, pôde ser quantificada através da metodologia apresentada. Desta forma, é imprescindível que nos processos de

modelagem hidrossedimentológica seja considerada a sazonalidade da cobertura vegetal do tipo caatinga.

Ainda no mesmo estudo identifica-se que, nas análises sobre alterações antrópicas na cobertura vegetal do semiárido, devem-se verificar as chuvas antecedentes aos períodos de análise e buscar um período de maior estabilidade da vegetação, que normalmente ocorre no período sem chuvas.

Com base neste estudo pode-se dizer que a temperatura de superfície foi influenciada pelos diferentes níveis pluviométricos verificados para os dois anos analisados nas classes que representam a vegetação. Na análise entre os diferentes tipos de cobertura do solo verificou-se pouca diferença na temperatura da superfície para um mesmo momento entre os anos estudados.

A análise multi-temporal para a bacia do rio do Peixe aponta para um aumento da cobertura vegetal na bacia. As áreas que apresentaram os maiores aumentos são as áreas mais altas e declivosas. As mudanças na distribuição espacial da cobertura vegetal influenciam na distribuição espacial da temperatura da superfície, mas não devem ser consideradas como as únicas condições determinantes para explicar as variações de temperatura da superfície ao longo do tempo, uma vez que esta componente pode receber influência de outros fatores climáticos.

No mesmo estudo observou-se que o albedo de superfície apresenta às mesmas variações encontradas para os índices de vegetação, sendo este, um importante parâmetro em estudos ambientais. O saldo de radiação manteve-se praticamente constante durante o período analisado; este parâmetro recebe influência da cobertura vegetal, incidência da radiação solar, temperatura de superfície e do ar, portanto, a incidência da radiação solar foi praticamente a mesma e os anos mais vegetados estavam com maior temperatura da superfície e vice e versa, o que resultou no equilíbrio do balanço de radiação.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; HOWELL, T. A.; JENSEN, M. E. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. **Agricultural Water Management**, v.98, p.899–920, 2011.
- ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE 133, p. 380–394, 2007.
- ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). Advance Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0, 2002.
- ANGELIS, C. F. Princípios de Sensoriamento Remoto. **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Divisão de satélites e Sistemas Ambientais – INPE-DAS**, 2011.
- ASCE-EWRI. The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. **ASCE Task Committee on Standardization of Reference Evapotranspiration**. American Soc. Civil Engineers. 2005.
- BARSI, J. A.; HOOK, S. J.; SCHOTT, J. R.; RAQUENO, N. G.; MARKHAM, B. L. Landsat-5 Thematic Mapper Thermal Band Calibration Update. **IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING LETTERS**, v. 4, p. 552 – 555, 2007
- BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL - based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v.229, p. 87-100. 2000
- BASTIAANSEN, W.G.M. CHANDRAPALA, E L. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 171-192, 2003
- BASTIAANSEN, W.G.M., MENENTI, M., FEDDES, R.A.; HOLTSLAG, A.A.M. “A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation”. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, pp. 198–212, 1998a.
- BASTIAANSEN, W.G.M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROERINK, G.J.; VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, p. 213 - 229, 1998b.
- BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. **Remote Sensing of Environment**. v.114, pp.1522–1534, 2010.
- BRADLEY, B. A.; MUSTARD, J. F. Identifying land cover variability distinct from land cover change: Cheat grass in the Great Basin. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, p. 204–213, 2005.
- BRASIL. Ministério da Agricultura. I- Levantamento Exploratório-Reconhecimento de Solos do Estado da Paraíba. II- **Interpretação para uso agrícola dos solos do Estado da Paraíba**. Boletim Técnico, 15; Série Pedologia, 8. Rio de Janeiro, 1972. p. 670.

- BRUTSAERT, W. Evaporation. **Hydrology an introduction**, Cambridge, Cap. 4, p.119-156. 2005
- CALDER, I. R. Hydrologic effects of land-use change. In: Maidment, D.R. (Ed.). **Handbook of Hydrology**. McGraw-Hill Inc., cap. 13, p.13.1 – 13.50, 1993.
- CÂMARA, G. Registro automático de imagens de satélite. **Anais IV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Gramado, p. 309, 1986.
- CANTALICE, J. R. B.; SILVA, M. D. R. O.; RODRIGUES, J. J. V.; PESSOA, L. M. Estrutura lenhosa e hidrodinâmica do escoamento superficial em uma área de caatinga. In: **Revista Caatinga**, v. 21, p. 201- 211, 2008.
- CGIAR-CSI. Consultative Group on International Agriculture Research - Consortium for Spatial Information. <http://srtm.csi.cgiar.org/>. Acesso: Março de 2010
- CHANDER, G.; HAQUE, Md. O.; MICIJEVIC, E.; BARSÍ, J. A. A Procedure for Radiometric Recalibration of Landsat 5 TM Reflective-Band Data. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 48, p. 556 – 574, 2010.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B. L. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures, and post-calibration dynamic ranges. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 41, p. 2674–2677, 2003.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; BARSÍ, J. A. Revised Landsat-5 Thematic Mapper Radiometric Calibration. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 4,p. 490 – 494, 2007.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, p. 893–903, 2009.
- CRAGO, R. D. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. **Journal of Hydrology**, v. 180, p. 173-194, 1996.
- CUNHA, J. E. B. L.; RUFINO, I. A. A.; Identificação das mudanças na cobertura vegetal da Bacia de São João do Rio do Peixe por meio de imagens do Landsat-5 TM. In: **XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Campo Grande-MS, 2009.
- DE BRUIN, H.A.R. Proceedings and information: TNO Committee on Hydrological Research. **From Penman to Makkink**. In: **Hooghart, J.C. (Ed.)**, v.39, p. 5–31, 1987.
- ELFERT, S.; BORMANN, H. Simulated impact of past and possible future land use changes on the hydrological response of the Northern German lowland ‘Hunte’ catchment. **Journal of Hydrology**, v. 383, p.245–255, 2010.
- EMBRAPA. Brasil em Relevô. <http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/download/pb/pb.htm>. Acesso: Janeiro de 2011.
- FLORENZANO, T. G. Geotecnologias na geografia aplicada: difusão e acesso. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 17, p. 24-29, 2005.
- FOLHES M. T.; SOARES J. V; RENNÓ C. D.;CORREIA A. H. Estimativa de fluxos e energia por meio do modelo METRIC em região semi-árida. Anais do **XIII Simpósio**

Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p. 3349-3356, 2007.

- GALVANI, E.; ESCOBEDO, J. F.; PEREIRA, A. B. Balanço de radiação e fluxo de calor no solo em ambiente natural e protegido cultivado com pepineiro. **Bragantia**, v.60, p. 139-147, 2001.
- GAO, Z. Q.; LIU, C. S.; GAO, W.; CHANG, N.B. A coupled remote sensing and the Surface Energy Balance with Topography Algorithm (SEBTA) to estimate actual evapotranspiration over heterogeneous terrain. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.15, pp. 119–139, 2011.
- GIACOMONI M. H.; MENDES C. A. B. Estimativa da Evapotranspiração Regional por meio de Técnicas de Sensoriamento Remoto Integradas a Modelo de Balanço de Energia. RBRH — **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, p. 33-42, 2008.
- HEILMAN, J.L., HEILMAN, W.E., MOORE, D.G. Evaluating the crop coefficient using spectral reflectance. **Journal of Agronomy**, v.74, p.967–971, 1982.
- HONG, S.; HENDRICKX, J. M.H.; BORCHERS, B. Up-scaling of SEBAL derived evapotranspiration maps from Landsat (30 m) to MODIS (250 m) scale. **Journal of Hydrology**, v. 370, p. 122–138, 2009.
- HUANG, C.; GOWARD, S. N.; MASEK, J. G.; THOMAS, N.; ZHU, Z.; VOGELMANN, J. E. An automated approach for reconstructing recent forest disturbance history using dense Landsat time series stacks. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 183–198, 2010.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística <http://www.ibge.gov.br>. Acesso: Março de 2011.
- IMMERZEEL, W. W.; GAUR, A.; ZWART, S. J. Integrating remote sensing and a process-based hydrological model to evaluate water use and productivity in a south Indian catchment. **Agricultural Water Management**, v. 95, p 11-24, 2008
- INPE. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. <http://www.inpe.br/>. Acesso: Janeiro de 2011.
- JENSEN, J. R. Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em recursos terrestre. São José dos Campos – SP, Parêntese, 2009.
- JIANG, Z.; HUETE, A. R.; DIDAN, K.; MIURA, T. Development of a two-band enhanced vegetation index without a blue band. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 3833 – 3845, 2008.
- JONG S.; KWAST H. V; ADDINK E.; SU B. “Remote sensing for hydrological studies”. **Climate and the hydrological cycle**. IAHS. Cap. 15. p. 297-320, 2008.
- JULIEN, Y; SOBRINO, J. A. The Yearly Land Cover Dynamics (YLCD) method: An analysis of global vegetation from NDVI and LST parameters. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, p. 329–334, 2009.
- JUNG, M.; REICHSTEIN, M.; CIAIS, P.; SENEVIRATNE, S. I.; SHEFFIELD, J.; GOULDEN, M. L.; BONAN, G.; CESCATTI, A.; CHEN, J.; JEU, R.; DOLMAN, A. J.; EUGSTER, W.; GERTEN, D.; GIANELLE, D.; GOBRON, N.; HEINKE, J.; KIMBALL, J.; LAW, B. E.; MONTAGNANI, L.; MU, Q.; MUELLER, B.; OLESON, K.; PAPALE, D.; RICHARDSON,

- A. D.; ROUPSARD, O.; RUNNING, S.; TOMELLERI, E.; VIOVY, N.; WEBER, U.; WILLIAMS, C.; WOOD, E.; ZAEHLE, S.; ZHANG, K. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. **Nature**, v. 467, p. 951–954, 2010.
- KWAST, J. V.; TIMMERMANS, W.; GIESKE, A.; SU, Z.; OLIOSO, A.; JIA, L.; ELBERS, J.; KARSSENBERG, D.; JONG, S. Evaluation of the Surface Energy Balance System (SEBS) applied to ASTER imagery with flux-measurements at the SPARC 2004 site (Barrax, Spain). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, p. 337–1347, 2009.
- LIANA, A. O. ; SHIMABUKURO, Y. E. Monitoramento da cobertura terrestre: fenologia e alterações antrópicas. In: Rudorff, B. F. T.; Shimabukur,o Y. E.; Ceballos, J. C..(eds) **O sensor Modis e suas aplicações ambientais no Brasil**. - São José dos Campos, SP: A. Silva Vieira. Cap. 14, p.185-205, 2007.
- LIU, S.; LU, L.; MAO, D.; JIA, L. Evaluating parameterizations of aero dynamic resistance to heat transfer using field measurements. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.11. p. 769–783, 2007.
- MAGALHÃES, A. R. As mudanças climáticas globais e a desertificação. **Mudanças climáticas e desertificação no semiárido brasileiro**. Embrapa Semiárido/Embrapa Informática Agropecuária. Editores técnicos, Francislene Angelotti, Iêdo Bezerra Sá, Eduardo Menezes e Giampaolo Queiroz Pellegrino. 2009
- MEIRELES, M. Estimativa da evaporação real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5-TM na Bacia do Acaraú – CE. **Universidade Federal do Ceará, Fortaleza**, dissertação de mestrado. 2007.
- MIRALLES,D. G.; HOLMES, T. R. H.; DE JEU, R. A. M.; GASH, J. H. MEESTERS, A. G. C. A.; Dolman, A. J. Global land-surfaceevaporationestimatedfromsatellite-basedObservations. **Hydrologyand Earth System Sciences**, v. 15, p. 453–469, 2011.
- MOREIRA, M. A. Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicações, 3ª edição, Editora UFV, 2005
- MORTON, D. C.; DeFries, R. S.; Nagol, J.; Souza Jr., C. M.; Kasischke E. S.; Hurtt, G. C.; Dubayah, R. Mapping canopy damage from understory fires in Amazon forests using annual time series of Landsat and MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, p. 1706–1720, 2011.
- NASA. National Aeronautics and Space Administration. <http://www.nasa.gov/> Acesso: Março de 2010.
- NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações**. São Paulo, Terceira Edição. Editora Edgard Blucher, 2008
- OLIVEIRA L. G. L.; PEREIRA L. M.; PEREIRA G.; MORAES E. C.; MAEDA E. E. Estudo da variabilidade de índices de vegetação através de imagens do ETM+/LANDSAT 7. **Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Florianópolis, Brasil, INPE, p. 5995-6002, 2007.

- PAÇO, T.A.; DAVID, T.S.; HENRIQUES, M.O.; PEREIRA, J.S.; VALENTE, F.; BANZA, J.; PEREIRA, F.L.; PINTO, C.; DAVID, J.S. Evapotranspiration from a Mediterranean ever green oak savannah: The role of trees and pasture. **Journal of Hydrology**, v. 369, p. 98-106, 2009.
- PAES-SILVA, A. P.; CHAVES, I. B.; SAMPAIO, E. V. S. B. Cobertura vegetal da bacia hidrográfica do açude Namorado no Cariri Oriental Paraibano. **Revista Agropecuária Técnica**, Areia - PB. v. 24, n. 1, 2003.
- REICHSTEIN, W. Z.; PAPALE, D; VALENTINI, R.; RUNNING, S.; VIOVY, N. Reduction of ecosystem productivity and respiration during the European summer 2003 climate anomaly: a joint flux tower, remote sensing and modelling analysis. **Global Change Biology**, v.13, p. 634–651, 2007.
- RÖDER, A.; HILL, J.; DUGUY, B.; ALLOZA, J. A.; VALLEJO, R. Using long time series of Landsat data to monitor fire events and post-fire dynamics and identify driving factors. A case study in the Ayora region (eastern Spain). **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 259–273, 2008.
- SÁNCHEZ, J.M.; SCAVONE, G.; CASELLES, V.; VALOR, E.; COPERTINO, V.A.; TELESCA, V. Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region. **Journal of Hydrology**, v. 351, p. 58-70, 2008.
- SANTOS, T. E. M.; SILVA, J. R. L.; ANDRADE, T. S.; MONTENEGRO, A. A. A.; SILVA JÚNIOR, V. P.; SANTOS, E. S. Índice de erosividade (EI30) das chuvas para a Bacia Experimental do Jatobá, no Semi-árido pernambucano. **Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste**, Gravatá, 2006.
- SCHROEDER, T. A.; WULDER, M. A.; HEALEY, S. P.; MOISEN, G. G. Mapping wildfire and clearcut harvest disturbances in boreal forests with Landsat time series data. **Remote Sensing of Environment**. v. 115, p. 1421–1433, 2011.
- SHUTTLEWORTH, W.J. Evaporation. In: Maidment, D.R. (Ed.), **Handbook of Hydrology**. McGraw-Hill Inc., cap. 4, p. 235–237, 1993
- SHUTTLEWORTH, W.J.; GURNEY, R. J.; HSU, A. Y.; ORMSBY, J. P. FIFE: The variation in energy partition at surface flux site. **Remote Sensing and Large-Scale Global Processes** (Proceedings of the IAHS Third Int. Assembly, Baltimore, MD, May 1989). IAHS Publ. no. 186, 1989.
- SILANS, A. M. B. P.; SILVA, F. M. Fluxo de Calor Sensível e Evapotranspiração na Caatinga: Estudo Experimental. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 12, p. 177-188, 2007.
- SOUZA, B. I.; SILANS, A.M.B.P.; SANTOS, J.B. Contribuição ao estudo da desertificação na Bacia do Taperoá. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 8, p. 292 – 298, 2004.
- SOUZA, B.I. Contribuição ao estudo da desertificação na bacia do Taperoá – PB. Dissertação de Mestrado. **Universidade Federal da Paraíba**, João Pessoa, 1999.
- STELLMES, M.; UDELHOVEN, T.; RÖDER, A.; SONNENSCHNEIN, R.; HILL, J. Dryland observation at local and regional scale — Comparison of Landsat TM/ETM+ and

NOAA AVHRR time series. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2111–2125, 2010.

VAREJÃO-SILVA M. A.; BRAGA, C. C.; AGUIAR M. J. N.; NIETZCHE M. H.; SILVA, B. B. **Atlas Climatológico do Estado da Paraíba**. UFPB, Campina Grande, Paraíba, 1984.

WARBURTON, M. L.; SCHULZE, R. E.; JEWITT, G. P.W. Hydrological impacts of land use change in three diverse South African catchments. **Journal of Hydrology**, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.10.028, 2011.

WIJESEKARA, G.N.; GUPTA, A.; VALEO, C.; HASBANI, J.-G.; QIAO, Y.; DELANEY, P.; MARCEAU, D.J. Assessing the impact of future land-use changes on hydrological processes in the Elbow River watershed in southern Alberta, Canada. **Journal of Hydrology**, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.04.018, 2011.