



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA**

LÉA MORAES NUNES TEIXEIRA

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM VEGETAÇÃO NATURAL DO BIOMA CAATINGA
OBTIDA POR BALANÇO HÍDRICO NO SOLO E POR SENSORIAMENTO
REMOTO**

FORTALEZA

2018

LÉA MORAES NUNES TEIXEIRA

EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM VEGETAÇÃO NATURAL DO BIOMA CAATINGA
OBTIDA POR BALANÇO HÍDRICO NO SOLO E POR SENSORIAMENTO REMOTO

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido

Orientador: Prof. Carlos Alexandre Gomes Costa

FORTALEZA

2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- T267e Teixeira, Léa Moraes Nunes.
Evapotranspiração em vegetação natural do bioma Caatinga obtida por balanço hídrico no solo e por sensoriamento remoto / Léa Moraes Nunes Teixeira. – 2018.
124 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2018.
Orientação: Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa.
1. Evapotranspiração. 2. Sensoriamento remoto. 3. SEBAL. 4. SAFER. 5. Floresta tropical seca. I. Título.
CDD 630
-

LÉA MORAES NUNES TEIXEIRA

EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM VEGETAÇÃO NATURAL DO BIOMA CAATINGA
OBTIDA POR BALANÇO HÍDRICO NO SOLO E POR SENSORIAMENTO REMOTO

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola do Departamento de Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Aprovada em: ____ / ____ / ____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Alexandre Gomes Costa (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Adunias dos Santos Teixeira
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. José Carlos de Araújo
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. José Wellington Batista Lopes
Universidade Federal do Piauí (UFPI)

A Deus.

Aos meus pais, Pedro e Francisca.

À minha irmã, Lia.

À minha avó Maria Luiza e ao meu avô Antônio (*in memoriam*).

Ao meu namorado, Jelger.

Ao meu orientador, Carlos Alexandre Gomes Costa.

À minha família, ao grupo Hidrosed e a todos desbravadores da Caatinga e do sertão.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por nunca ter me abandonado, nem sequer um segundo, durante o meu caminho. Por ter me ensinado o que é o Amor. Por ter me tornado filha do Deus vivo.

Aos meus pais, por ter me ajudado a caminhar ao longo desses anos em todos os âmbitos da formação da vida. Pela representação do que é família.

À minha irmã Lia, à minha prima Carol e ao César, obrigada por me ajudar na construção desse trabalho mesmo nem sendo da área.

Ao meu orientador Alexandre, o meu muito obrigado. Se eu acho essa labuta uma das mais admiráveis, o senhor definitivamente conseguiu torná-la ainda por demais bela. Obrigada por sua participação na minha formação acadêmica e ética. Foi uma honra.

Aos integrantes da banca avaliadora, professor Adunias, professor José Wellington e professor José Carlos. Obrigada pelo apoio e instrução dada não apenas no momento de avaliação, mas no decorrer desse estudo.

Ao professor Antônio Heriberto Teixeira por todo o apoio prestado, por ceder o script do SAFER e pelo suporte.

Ao grupo de pesquisa GFZ (The Helmholtz Centre Potsdam – GFZ), em especial pelas contribuições dada pela Saskia e Arlena, assim como pelas imagens RapidEye cedidas.

Ao Jelger, esse trabalho simplesmente não teria sido possível sem você. Espero retribuir sempre à altura tudo o que você faz por mim. Obrigada pela paciência e pelo amor.

Ao Jairo, pela irmandade nesse período de mestrado, pelas críticas, pelo apoio no desenvolvimento desse trabalho e pela maravilhosa companhia.

Aos que me ajudaram no desenvolvimento desse trabalho, Pedro, Chris, Camila e Daniel, Jorgiana, Paulilo, Vidal e David Bruno. Cada participação de vocês contribuiu de alguma forma, seja no balanço hídrico, ou no método de “rodar” o SEBAL, na ajuda em campo ou com os dados meteorológicos, funcionando ou não, foi importante cada tentativa.

Ao grupo do WaR-Caatinga, aos que tem participação na melhor salinha azul do DENA: Valéria, David, Jairo, Adão, Vidal, Esmayle, Gabi, Karine e a nova geração: Glauber, Juliana e Suzi, muito obrigada pelo convívio e ajuda.

Aos amigos do mestrado e da vida, Carlos Eduardo, pelas melhores conversas do cafezinho, Thayslan, obrigada pela alegria de sempre e pela amizade construída, Samara e Aline, obrigada pela vida compartilhada, é muito melhor com vocês. Kamila e Thomas, obrigada pelos conselhos e pelas conversas sobre vida acadêmica.

À FUNCAP e às agências de fomento pelo financiamento da pesquisa e ensino.

“O temor do SENHOR é o princípio da ciência;
os loucos desprezam a sabedoria e a
instrução.” (BÍBLIA, provérbios, 1, 7, ARC)

RESUMO

A evapotranspiração é um dos processos hidrológicos mais complexos, seu entendimento contribui consideravelmente na análise do ciclo hidrológico. Entretanto, em condições naturais há ainda muito o que ser estudado, principalmente em regiões com escassez hídrica, como no semiárido do nordeste brasileiro, no bioma caatinga. Portanto, objetivou-se avaliar a evapotranspiração em vegetação natural e preservada no bioma caatinga através de balanço hídrico no solo e de imagens de satélite. A área de estudo foi a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), 12 km², inserida na Estação Ecológica de Aiuaba, no nordeste brasileiro. Na BEA, a precipitação concentra-se entre fevereiro e maio com média anual de 560 mm e a evapotranspiração potencial anual de 2.600 mm. Nessa pesquisa foram utilizados dados obtidos em campo e dados obtidos por sensoriamento remoto. A partir de dados de campo de precipitação e umidade do solo horária, e dados de estações meteorológicas automáticas PCD da Funceme em Aiuaba, Tauá e Campos Sales, foi possível calcular: i) coeficiente de estresse hídrico, ii) evapotranspiração potencial por Penman-Monteith, iii) evapotranspiração real (ETr) através do balanço hídrico no solo. O escoamento e a infiltração do balanço hídrico no solo foram estimados por método Green-Ampt e o método de Horton. A evapotranspiração real por balanço hídrico de 2004 a 2016 foi relacionada com a evapotranspiração obtida por imagem de satélite de 2006 a 2016. Foram obtidas 10 imagens por Landsat 5 TM e 18 por RapidEye processadas pelo modelo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e SAFER (*Simple Algorithm For Retrieving Evapotranspiration*), respectivamente, com auxílio do *software* ERDAS IMAGINE 14.1. Os valores médios de coeficiente de estresse hídrico (Ks) foram de 0,27 ($\pm 0,04$) e 0,53 ($\pm 0,19$), para o período seco e chuvoso, respectivamente. A evapotranspiração potencial diária foi de 5,5 ($\pm 0,5$) mm. A evapotranspiração real diária por balanço hídrico no solo apresentou valores médios em torno de 2,5 mm para o período seco e de 7,2 mm para o período chuvoso com maiores variações de ETr. Segundo a FAO-56, os valores de ETr diária para florestas decíduas variam de 6,0 a 8,0 mm, porém não são há dados de ETr para o período seco em plantas que apresentam caducifolia. Os valores de ETr no período seco são menores em decorrência da baixíssima disponibilidade hídrica no solo nesse período. Em 40% do período encontram-se valores menores que 2,0 mm.dia⁻¹ e em 30% variam de 2,0 a 8,0 mm.dia⁻¹. Além disso, 13% dos dados apresentaram valores maiores que 8,0 mm.dia⁻¹ e 15% apresentaram falhas na série de dados. Devido à alta presença de nuvens no período chuvoso, não foi possível utilizar nenhuma imagem Landsat 5 entre 2006 a 2010. No entanto, para o RapidEye, devido à alta resolução temporal, foi possível utilizar quatro

imagens no período chuvoso entre 2011 e 2016. O coeficiente de determinação (R^2) entre o coeficiente de cultura (K_c) obtido por imagens foi igual a 0,57 e 0,41 para as imagens Landsat e RapidEye, respectivamente. Conclui-se que o incremento do coeficiente de estresse hídrico do solo pode implicar em uma redução pela metade da evapotranspiração real. Ambos, Landsat 5 e RapidEye apresentaram desempenho razoáveis, porém as imagens RapidEye obtiveram resultados mais satisfatório para a evapotranspiração no período seco. Essas imagens apresentam-se promissoras no cálculo da evapotranspiração devido a alta resolução espacial e temporal.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto. Processos hidrológicos. Semiárido. SAFER. SEBAL. Bacia Experimental de Aiuaba.

ABSTRACT

Evapotranspiration is one of the most complex hydrological processes, and its understanding contributes to the analysis of the hydrological cycle. However, under natural conditions, there is still much to know, especially in regions with water scarcity, such as in the Brazilian Northeast semi-arid, in the Caatinga biome. Therefore, the objective of this research was to evaluate the evapotranspiration in natural and preserved vegetation in the caatinga biome through soil water balance and satellite images. The study area was the Aiuaba Experimental Basin (AEB), 12 km², located in the Aiuaba Ecological Station in northeastern Brazil. At AEB, precipitation is concentrated between February and May with an annual mean of 560 mm and potential annual evapotranspiration of 2600 mm. In this research were used field data and data obtained by remote sensing. From data on rainfall and soil moisture, and data from automatic meteorological stations at Funceme PCD in Aiuaba, Tauá and Campos Sales, it was possible to calculate: i) water stress coefficient, ii) potential evapotranspiration by Penman-Monteith, iii) real evapotranspiration (ET_r) through the soil water balance. The runoff and the infiltration of the water balance in the soil were estimated by the Green-Ampt method and the Horton method. The actual evapotranspiration by water balance from 2004 to 2016 was related to the evapotranspiration obtained by satellite image from 2006 to 2016. Ten images were obtained by Landsat 5 TM and 18 by RapidEye processed by the SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) model and SAFER (Simple Algorithm For Retrieving Evapotranspiration), respectively, using ERDAS IMAGINE software 14.1. The mean values of water stress coefficient (K_s) were 0.27 (± 0.04) and 0.53 (± 0.19) for the dry and rainy periods, respectively. Potential daily evapotranspiration was 5.5 (± 0.5) mm. The daily real evapotranspiration by water balance in the soil presented average values around 2.5 mm for the dry period and 7.2 mm for the rainy season with the highest variations of ET_r. According to FAO-56, daily ET_r values for deciduous forests range from 6.0 to 8.0 mm, but there is no ET_r data for deciduous plants in the dry season. The ET_r values in the dry period are lower due to the very low water availability in the soil in this period. In 40% of the period there are values smaller than 2.0 mm.day⁻¹ and in 30% the values vary from 2.0 to 8.0 mm.day⁻¹. Also, 13% of the data presented values greater than 8.0 mm.day⁻¹, and 15% presented faults in the data series. Due to the high cloud presence in the rainy season, no Landsat 5 image could be used between 2006 and 2010. However, for RapidEye, due to the high temporal resolution, it was possible to use four images during the rainy season between 2011 and 2016. The coefficient of determination (R²) between the crop coefficient (K_c) obtained by images was

0.57 and 0.41 for the Landsat and RapidEye images, respectively. It is concluded that the increase of soil water stress coefficient may imply a reduction in half of the actual evapotranspiration. Both Landsat 5 and RapidEye presented reasonable performance, but RapidEye images obtained more satisfactory results for evapotranspiration in the dry period. These images are promising in the calculation of evapotranspiration due to high spatial and temporal resolution.

Keywords: Remote sensing. Hydrological processes. Semi-arid. SAFER. SEBAL. Aiuaba Experimental Basin.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1 – Desenho esquemático da evapotranspiração sob condições não padrão | 28 |
| Figura 2 – Comprimento de onda e bandas espectrais de imagens RapidEye e Landsat 5..... | 34 |
| Figura 3 – Mapa de localização da região de estudo e instrumentação da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) | 36 |
| Figura 4 – Estações climatológicas da Funceme (A) na BEA e na Estação Ecológica (B) | 39 |
| Figura 5 – Fluxograma da metodologia utilizada na obtenção de dados de campo para a evapotranspiração por balanço hídrico e por sensoriamento remoto | 40 |
| Figura 6 – Linha do tempo das imagens coletadas pelo satélite Landsat e RapidEye para o período analisado na pesquisa | 41 |
| Figura 7 – Estrutura de funcionamento do modelo 6S..... | 45 |
| Figura 8 – Fluxograma metodológico para o cálculo de saldo de radiação | 49 |
| Figura 9 – Representação das coordenadas horizontais do sol | 51 |
| Figura 10 – Fluxograma do processo iterativo e obtenção do fluxo de calor sensível | 59 |
| Figura 11 – Fluxograma da sequência de equações do algoritmo SAFER (dados de entrada, processos e subprodutos) | 67 |
| Figura 12 – Fluxograma da sequência de equações do algoritmo SAFER (dados de entrada, processos e dados de saída) | 69 |
| Figura 13 – Distribuição temporal da evapotranspiração real e da evapotranspiração de referência estimada por balanço hídrico no solo para a Bacia Experimental de Aiuaba entre 2004 e 2013 | 77 |
| Figura 14 – Gráfico tipo box-plot da distribuição por mês da evapotranspiração de referência (ETo) diária para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013 | 79 |
| Figura 15 – Gráfico tipo box-plot da distribuição por mês da evapotranspiração real (ETr) diária para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013 | 79 |
| Figura 16 – Relação entre evapotranspiração potencial (ETo) e evapotranspiração real (ETr) para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013 | 80 |
| Figura 17 – Relação entre evapotranspiração potencial (ETo) e evapotranspiração real (ETr) para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013 | 81 |
| Figura 18 – Permanência da evapotranspiração de referência (ETo) e evapotranspiração real (ETr) para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013 | 82 |

| | |
|---|----|
| Figura 19 – Razão entre evapotranspiração potencial (ET _o) e evapotranspiração real (ET _r) obtida por balanço hídrico para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013..... | 84 |
| Figura 20 – Coeficiente de estresse hídrico (K _s) estimado por balanço hídrico para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013..... | 86 |
| Figura 21 – Coeficiente de cultura (K _c) estimado por balanço hídrico para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013..... | 87 |
| Figura 22 – Permanência dos componentes da relação da evapotranspiração, coeficiente de cultura (K _c) e coeficiente de estresse hídrico (K _s) e fração evapotranspirativa (ET _r /ET _o) para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013 | 88 |
| Figura 23 – Coeficiente de cultura (K _c) e coeficiente de estresse hídrico (K _s) ao longo dos meses dos anos de 2004 a 2013 | 89 |
| Figura 24 – Fração evapotranspirativa (ET _{frac}) dada pelo imageamento da área por Landsat 5 (algoritmo SEBAL) e RapidEye (algoritmo SAFER) no período de 2006 a 2016 | 90 |
| Figura 25 – Fração evapotranspirativa (ET _{frac}) obtidas por imagens Landsat e RapidEye no período de 2006 a 2016 | 92 |
| Figura 26 – Evapotranspiração real (ET _r) obtidas por imagens Landsat (algoritmo SEBAL) e RapidEye (algoritmo SAFER) no período de 2006 a 2016..... | 92 |
| Figura 27 – Relação entre evapotranspiração real por sensoriamento remoto – Landsat e RapidEye e evapotranspiração real por balanço hídrico para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2006 e 2016..... | 94 |
| Figura 28 – Evapotranspiração real (ET _r) por Landsat 5 para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) de 2006 a 2010 | 95 |
| Figura 29 – Evapotranspiração real (ET _r) por RapidEye para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) de 2011 a 2015 | 96 |
| Figura 30 – Evapotranspiração real (ET _r) por RapidEye para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) de 2015 a 2016 | 97 |
| Figura 31 – Evapotranspiração potencial (ET _o) e evapotranspiração real (ET _r) obtida por balanço hídrico, pelo algoritmo SEBAL e SAFER para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2006 e 2016..... | 98 |

| | |
|---|-----|
| Figura 32 – Coeficiente de estresse hídrico (K_s), coeficiente de cultura (K_c) e umidade do solo para as datas da imagem obtidas pelos satélites Landsat 5 e RapidEye | 99 |
| Figura 33 – Coeficiente de cultura (K_c) obtidas por sensoriamento remoto (imagens do satélite RapidEye e satélite Landsat 5), para condições ideais - considerando K_s igual a 1 (A1 e A2) e condições de estresse hídrico (B1 e B2) | 101 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|----|
| Tabela 1 – Características técnicas gerais dos satélites RapidEye..... | 33 |
| Tabela 2 – Resolução espectral das bandas das imagens RapidEye e Landsat 5..... | 34 |
| Tabela 3 – Níveis de processamento dos produtos dos satélites RapidEye | 35 |
| Tabela 4 – Ocupação das SVAs na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA)..... | 37 |
| Tabela 5 – Dados da imagem capturadas pelo satélite Landsat 5 TM | 43 |
| Tabela 6 – Dados da imagem capturadas pelo satélite RapidEye | 44 |
| Tabela 7 – Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat, coeficientes de calibração e irradiância solar espectral no topo da atmosfera | 50 |
| Tabela 8 – Dia Juliano, valor de d_r e de $\cos Z$ | 52 |
| Tabela 9 – Descrição das bandas do RapidEye e irradiância solar espectral no topo da atmosfera | 66 |

LISTA DE EQUAÇÕES

| | |
|--|----|
| Equação 1 – Coeficiente de cultura (K_c) | 42 |
| Equação 2 – Evapotranspiração de referência por Penman-Monteith (ET_o) | 42 |
| Equação 3 – Evapotranspiração diária (ET)..... | 46 |
| Equação 4 – Evapotranspiração horária (ET_{oh}) por Penman-Monteith (FAO-56)..... | 46 |
| Equação 5 – Fração evaporativa de referência horária (ET_{fract}) | 47 |
| Equação 6 – Evapotranspiração instantânea (ET_{inst})..... | 47 |
| Equação 7 – Densidade do fluxo de calor latente (LE)..... | 48 |
| Equação 8 – A densidade de fluxo de calor no solo (G)..... | 48 |
| Equação 9 – Saldo de radiação ou radiação líquida (R_n)..... | 49 |
| Equação 10 – Calibração radiométrica (L_λ) | 50 |
| Equação 11 – Reflectância ($\rho_{\lambda i}$) | 51 |
| Equação 12 – Ângulo zenital do sol (Z)..... | 51 |
| Equação 13 – Inverso do quadrado da distância Terra-Sol (d_r) | 52 |
| Equação 14 – Albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera (α_{toa})..... | 52 |
| Equação 15 – Coeficiente de ponderação para cada banda..... | 53 |
| Equação 16 – Albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera (α_{toa}) ponderado | 53 |
| Equação 17 – Albedo de superfície (α)..... | 53 |
| Equação 18 – Transmissividade atmosférica (τ_{sw}) | 54 |
| Equação 19 – Radiação de onda curta incidente ($R_{sol,inc}$)..... | 54 |
| Equação 20 – NDVI | 55 |
| Equação 21 – SAVI..... | 55 |
| Equação 22 – IAF..... | 55 |
| Equação 23 – Emissividade ϵ_{NB} | 56 |
| Equação 24 – Emissividade ϵ_0 | 56 |
| Equação 25 – Temperatura da superfície (T_s) | 56 |
| Equação 26 – Radiação de onda longa emitida ($R_{ol,emi}$)..... | 57 |
| Equação 27 – Radiação de onda longa incidente ($R_{ol,atm}$) | 57 |
| Equação 28 – Emissividade atmosférica (ϵ_a) | 57 |
| Equação 29 – Densidade de fluxo de calor sensível (H)..... | 58 |
| Equação 30 – Resistência aerodinâmica ao transporte do calor (rah)..... | 59 |
| Equação 31 – Velocidade de fricção ($u^*_{pontual}$) | 60 |
| Equação 32 – Velocidade do vento na altura z_x (u_x)..... | 60 |

| | |
|--|----|
| Equação 33 – Comprimento de rugosidade local (z_{om}) | 60 |
| Equação 34 – Velocidade do vento à altura <i>blending height</i> | 61 |
| Equação 35 – Comprimento de rugosidade local (z_{om}) | 61 |
| Equação 36 – Velocidade de fricção (u^*) | 61 |
| Equação 37 – Coeficientes de correlação da diferença de temperatura na superfície..... | 61 |
| Equação 38 – Densidade de fluxo de calor sensível (H)..... | 62 |
| Equação 39 – Velocidade de fricção corrigida (u^*)..... | 64 |
| Equação 40 – Resistência aerodinâmica ao transporte de calor corrigida (r_{ah})..... | 64 |
| Equação 41 – Fração evapotranspirativa (E_{Tr}/E_{T_o}) | 65 |
| Equação 42 – Evapotranspiração real diária (E_{Tr}) | 65 |
| Equação 43 – Radiância espectral ($L\lambda_i$) | 65 |
| Equação 44 – Reflectância ($\rho\lambda_i$) | 66 |
| Equação 45 – Albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera (α_{toa}) para RapidEye | 68 |
| Equação 46 – Balanço hídrico no solo | 70 |
| Equação 47 – Evapotranspiração por balanço hídrico | 70 |
| Equação 48 – Capacidade de infiltração instantânea por Green-Ampt, derivada de $F(t)$ | 71 |
| Equação 49 – Lâmina escoada (R)..... | 71 |
| Equação 50 – Lâmina acumulada de água infiltrada no solo (F)..... | 71 |
| Equação 51 – Variação do armazenamento de água no solo (ΔA) | 72 |
| Equação 52 – Equação de calibração do sensor de umidade do solo..... | 72 |
| Equação 53 – Equação de calibração da umidade para a zona das raízes..... | 72 |
| Equação 54 – Coeficiente de estresse hídrico (K_s)..... | 73 |
| Equação 55 – Coeficiente de determinação (R^2)..... | 74 |
| Equação 56 – Erro médio absoluto (EMA)..... | 74 |
| Equação 57 – Raiz do erro médio quadrático (REMQ) | 75 |
| Equação 58 – Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) | 75 |

SUMÁRIO

| | | |
|--------------|--|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 20 |
| 2 | REVISÃO DE LITERATURA | 22 |
| 2.1 | Monitoramento de parâmetros hidrológicos em bacias hidrográficas | 22 |
| 2.2 | Balço hídrico no solo | 22 |
| 2.3 | Evapotranspiração | 24 |
| 2.3.1 | <i>Evapotranspiração potencial por Penman-Monteith (FAO)</i> | 29 |
| 2.3.2 | <i>Evapotranspiração da cultura</i> | 30 |
| 2.3.3 | <i>Evapotranspiração através de sensoriamento remoto</i> | 31 |
| 3 | MATERIAL E MÉTODOS | 36 |
| 3.1 | Área de estudo | 36 |
| 3.1.1 | <i>Localização</i> | 36 |
| 3.1.2 | <i>Caracterização hidrológica</i> | 37 |
| 3.1.3 | <i>Solo e vegetação</i> | 37 |
| 3.2 | Monitoramento e instrumentação de campo | 38 |
| 3.2.1 | <i>Estações pluviométricas</i> | 38 |
| 3.2.2 | <i>Sensores de umidade do solo</i> | 38 |
| 3.2.3 | <i>Estações meteorológicas</i> | 39 |
| 3.3 | Etapas metodológicas | 39 |
| 3.4 | Estimativa do coeficiente de cultura (Kc) sob condições naturais | 42 |
| 3.5 | Cálculo da evapotranspiração de referência (ET_o) | 42 |
| 3.6 | Estimativa da evapotranspiração real (ET_r) através de sensoriamento remoto com diferentes resoluções espaciais | 43 |
| 3.6.1 | <i>Dados radiométricos</i> | 43 |
| 3.6.2 | <i>Processamento das imagens</i> | 44 |
| 3.6.3 | <i>O algoritmo SEBAL</i> | 46 |
| 3.6.4 | <i>O algoritmo SAFER</i> | 64 |
| 3.7 | Cálculo da evapotranspiração real (ET_r) na zona das raízes na vegetação de caatinga através de balanço hídrico | 70 |
| 3.8 | Cálculo do coeficiente de estresse hídrico (Ks) | 73 |
| 3.9 | Análise estatística dos métodos de evapotranspiração real (ET_r) | 73 |
| 4 | RESULTADOS | 76 |
| 4.1 | Distribuição temporal da evapotranspiração por balanço hídrico no solo | 76 |

| | | |
|------------|--|------------|
| 4.2 | Distribuição temporal da evapotranspiração por imagens de satélite RapidEye e Landsat | 90 |
| 4.3 | Análise do coeficiente de cultura estimado por sensoriamento remoto e por balanço hídrico | 101 |
| 5 | CONCLUSÃO | 103 |
| | REFERÊNCIAS | 105 |
| | APÊNDICE A – DESIGN DO MODELO SEBAL EM AMBIENTE DO PROGRAMA ERDAS IMAGINE | 116 |
| | APÊNDICE B – TABELA DE DADOS DE ENTRADA DO MODELO SAFER EM AMBIENTE DO PROGRAMA EXCEL | 118 |
| | APÊNDICE C – DESIGN DO MODELO SAFER EM AMBIENTE DO PROGRAMA ERDAS IMAGINE | 120 |
| | APÊNDICE D – TABELA DE DADOS DE ENTRADA DO MODELO SAFER EM AMBIENTE DO PROGRAMA EXCEL | 121 |
| | APÊNDICE E – RESULTADOS DOS SUBPRODUTOS DO ALGORITMO SEBAL | 122 |
| | APÊNDICE F – RESULTADOS DOS SUBPRODUTOS DO ALGORITMO SAFER..... | 124 |

1 INTRODUÇÃO

A evapotranspiração é um dos processos hidrológicos mais complexos e mais estudados, seu entendimento contribui consideravelmente na análise dos demais. Entretanto, em condições naturais há ainda muito o que ser estudado, principalmente em regiões com escassez hídrica, como a região semiárida do nordeste brasileiro, no bioma caatinga. Além disso, os estudos são direcionados para culturas agrícolas irrigadas e raramente estuda-se a evapotranspiração das culturas sob condições não convencionais (FAO-56) ou condições naturais, em que se utiliza o coeficiente de estresse hídrico e a disponibilidade hídrica na zona das raízes. Modelos de estimativa vêm sendo aperfeiçoados e têm sido mais eficientes em condições com pouca ou nenhuma restrição hídrica, e raras são as pesquisas validadas com dados obtidos em medições no campo.

A região semiárida do estado do Ceará está situada prioritariamente sobre embasamento cristalino, o que dificulta a ação de drenagem profunda, e o armazenamento de água no solo. Esta região do nordeste brasileiro se depara, também, com regime pluviométrico irregular e alto poder evaporante. Diante dessas circunstâncias, ressalta-se a importância da coleta de dados hidrológicos e da implantação de bacias experimentais, como a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA). A BEA tem um dos mais relevantes bancos de dados de regiões semiáridas do planeta. Vem sendo monitorada desde 2003 pela Grupo de pesquisa Hidrosedimentológica do Semiárido – Hidrosed – da Universidade Federal do Ceará. A vegetação da BEA é composta por vegetação de caatinga preservada há mais de 40 anos, caracteriza-se como um importante bioma para estudos de processos hidrológicos, como a evapotranspiração.

A estimativa da evapotranspiração de referência pode ser realizada através diversas equações, porém o método recomendado pela Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO) é o de Penman-Monteith, o que é considerado o mais preciso. Quanto à vegetação sob condições naturais e adversidades ambientais, a evapotranspiração representada é chamada de evapotranspiração real que pode ser estimada por ferramentas do sensoriamento remoto, como os algoritmos SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e SAFER (*Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving*), ou pela relação das entradas e saídas num volume de controle do solo por meio do balanço hídrico do solo. Poucas pesquisas têm sido realizadas em biomas de florestas que tem papel ec hidrológico importante na compreensão da ec hidrologia no bioma.

A evapotranspiração da cultura e coeficiente de cultivo são estudados amplamente para culturas de interesse agrícola, principalmente em cultivos irrigados. Estudos com esta abordagem para condições naturais de vegetação, incluindo a caatinga, quase sempre se limitam às estimativas sem comprovação de dados no campo. Estudos realizados na Bacia Experimental de Aiuaba indicam comportamento intrigante no que se refere a distribuição temporal do balanço de água no solo sob vegetação de caatinga em condições naturais, com indícios de novidades nos estudos de estresse hídrico na relação solo-água-planta-atmosfera. Algumas questões científicas podem ser levantadas neste aspecto, considerando associações de solo e vegetação (ASV), entre elas: i) Qual a distribuição temporal da evapotranspiração de ASVs na caatinga? ii) Qual o coeficiente de cultura de ASVs na caatinga? iii) Qual o coeficiente de estresse hídrico de ASVs na caatinga? iv) Como se dá a distribuição espacial da evapotranspiração real na vegetação de caatinga preservada através de imagens de satélite? Portanto, pretende-se testar a seguinte hipótese: a relação entre a evapotranspiração real e a evapotranspiração de referência em associações de solo e vegetação na caatinga é constante ao longo do ano?; as imagens dos satélites Landsat 5 e RapidEye podem ser utilizadas com eficiência em estudos de evapotranspiração?

O objetivo geral da presente dissertação é avaliar a evapotranspiração em vegetação natural e preservada no bioma caatinga através de balanço hídrico no solo e imagens de satélite. Os objetivos específicos dessa pesquisa são: i) Avaliar a distribuição temporal da evapotranspiração de ASV na caatinga; ii) Avaliar o coeficiente de cultivo e coeficiente de estresse hídrico de ASV na caatinga; iii) Avaliar a evapotranspiração obtida por sensoriamento remoto através de imagens Landsat (30m) e RapidEye (5m).

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Monitoramento de parâmetros hidrológicos em bacias hidrográficas

Em histórico relatado por Mosca (2003), a primeira bacia hidrográfica experimental foi implantada na Suíça, em 1899, a fim de avaliar o regime hidrológico da bacia. Em 1909, foi implantada uma bacia experimental, no Colorado, Estados Unidos da América, objetivando avaliar a influência da vegetação de floresta no fornecimento de água (GRANDO, 2011). Mosca (2003) traz também um breve histórico das implantações das bacias experimentais ao redor do mundo que se deu no início de 1900 principalmente no hemisfério norte, e por volta de 1950, algumas bacias experimentais foram criadas na África, Indonésia e Índia, seguidos de Malásia e Austrália.

As bacias experimentais são instrumentalizadas e possuem monitoramento contínuo contribuindo para a compreensão do ciclo hidrológico e os efeitos no solo e na vegetação, no sistema água-solo-planta-atmosfera. Avaliando as ações antrópicas e os efeitos de diferentes manejos do solo. Além de servirem como laboratório para prever processos hidrológicos, auxiliando na realização de testes, calibração e validação de modelos; e englobando os processos físicos, químicos e biológicos que ali atuam.

O monitoramento dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica é de relevante importância devido a relação existente entre os recursos hídricos e a sociedade e é uma das principais ferramentas que contribui para a aquisição de dados hidrológicos que são essenciais para a melhor compreensão dos fenômenos físicos de uma bacia e ao planejamento de ações que visam o uso destes recursos, tais como a previsão de enchentes, o abastecimento público e industrial, a irrigação, o uso e ocupação do solo, a produção agrícola entre outros (GRISON, *et al.*, 2008). Costa (2007) corrobora a importância do monitoramento contínuo desses parâmetros em bacias experimentais no Semiárido.

2.2 Balanço hídrico no solo

O balanço hídrico de regiões semiáridas do Nordeste brasileiro é caracterizado por alta evaporação (MARENGO *et al.*, 2011), que supera a precipitação três a quatro vezes, tendo as chuvas alta variabilidade espaço-temporal (ARAÚJO & PIEDRA, 2009; MEDEIROS & ARAÚJO, 2014). Costa (2007) afirma que, em anos chuvosos, é comum a

metade da precipitação se concentrar em um único mês, com eventos isolados e elevada variabilidade espacial; essa característica das chuvas associada aos solos rasos da região (substrato cristalino), tornam os rios intermitentes.

Dessa forma, no caso de bacias hidrográficas do semiárido (ANTONINO *et al.*, 2006; COSTA, C. A. G *et al.*, 2010; DINIZ FILHO *et al.*, 2009; MONTENEGRO e RAGAB, 2012; NEVES *et al.*, 2010; RODRIGUES *et al.*, 2009; SILVA *et al.*, 2013), a interação das águas com solo e o regime da chuva deve ser considerado, enfocando a importância do estudo dos componentes do balanço hídrico para essas regiões adversas quanto à quantificação da disponibilidade hídrica e a avaliação do impacto de ações antrópicas sobre a mesma, contribuindo assim para a convivência com o semiárido (BRASIL, 2016; PALÁCIO *et al.*, 2013).

Os componentes do método do balanço de água num volume de controle do solo são precipitação, irrigação, escoamento, infiltração, drenagem profunda, evapotranspiração, ascensão capilar e a variação do armazenamento da água no solo (CANTÓN *et al.*, 2010; GHIBERTO *et al.*, 2011; LI *et al.*, 2012), podendo ser avaliado, inclusive, por métodos de adição de concentrações químicas (MOLLE, 1989; VALLET-COULOMB *et al.*, 2001) ou de métodos de análise isotópica (SANTIAGO, 1984; MOTZ; SOUZA; ANNABLE, 2001).

O solo desempenha importante papel no balanço hídrico funcionando como reservatório de água (LADOUCHE *et al.*, 2001) e sendo o berço de trocas hídricas. O volume de água no solo recebe contribuições por irrigação e precipitação e sofre retirada por drenagem ou evapotranspiração, sendo extremamente variável com o tempo (REICHARDT, 1987; SANTOS *et al.*, 2011). O monitoramento da umidade do solo é fundamental para o entendimento dos processos de troca entre o solo e a atmosfera (ENTIN *et al.*, 2000). Em estudo feito por Parajka *et al.* (2006) foi visto que a reserva de água presente no solo é a fonte primária para a vegetação, e controla em partes, o processo de evaporação no solo, a liberação da água por transpiração, além de regular o escoamento superficial. A perda de água por evapotranspiração é uma fração significativa do volume de água do balanço hídrico (PINHEIRO *et al.*, 2016), e deve ser considerada nos estudos de disponibilidade hídrica.

A dinâmica da água no solo caracteriza-se principalmente pelos processos de infiltração, fluxo de água sobre e sob o solo e armazenamento da água. A zona vadosa (zona de presença de raízes), apresenta maior dinâmica dos processos pela sua proximidade com a superfície, com forte atuação da evaporação da água no solo e transpiração pelas plantas, como observado por Chen *et al.* (2007) ao avaliarem a relação da umidade do solo e as

diferentes coberturas vegetais, obtendo como resultado os maiores valores médios de umidade do solo na parcela com vegetação nativa na região semiárida da China.

A influência da vegetação em processos hidrológicos tem sido estudada por alguns autores (CAMMERAAT, 2002; ARNÁEZ *et al.*, 2015), avaliando os efeitos no escoamento, infiltração e perda de solos, além do comportamento das raízes, como Pinheiro *et al.* (2013) que constatou o encolhimento sofrido pelas raízes no período seco, resultando em aumento da macroporosidade do solo, no bioma Caatinga.

Boix-Fayos *et al.* (2006) demonstraram a influência da vegetação na resposta hidrosedimentológica de bacias, e Bracken e Croke (2007) que faixas vegetadas funcionam como barreiras para o transporte de água e sedimentos, sendo mais eficientes em ambientes extremos - condições áridas e semiáridas (MUNÓZ-ROBLES *et al.*, 2011), onde a vegetação é esparsa ou em áreas onde a mesma ocorre em faixas (CAMMERAAT, 2004).

Em regiões semiáridas na Austrália, Bartley *et al.* (2006), ao analisarem o escoamento superficial em escala de microbacia, constataram que uma simples variação no arranjo da cobertura vegetal implica em uma resposta hidrológica variável.

Segundo Cammerrat (2004), as áreas vegetadas e de solo exposto possuem relação dinâmica entre si, sendo as primeiras receptoras dos recursos naturais disponibilizadas pelas áreas de solo nu, que agem como produtoras. Essa relação sugere que uma alteração do padrão das áreas vegetadas mude significativamente o comportamento hidrológico. No entanto, Boix-Fayos *et al.* (2006) perceberam que tal alteração pode provocar resposta positiva, representando a resiliência do sistema à degradação. Essas associações entre solo e vegetação (associação de paisagem) contribuem para uma maior heterogeneidade da região, influenciando na análise dos parâmetros do balanço hídrico.

2.3 Evapotranspiração

A evapotranspiração é um dos principais e mais complexos processos de transferências de água no sistema solo-planta-atmosfera. Em termos quantitativos, a evapotranspiração pode consumir mais de 90% da precipitação (FLERCHINGER; HANSON; WIGHT, 1996) dependendo bastante da disponibilidade de água e energia, além das características do local (LI *et al.*, 2007; MITCHELL *et al.*, 2009). O entendimento deste processo contribui consideravelmente na análise dos demais processos hidrológicos, sendo o segundo componente mais importante do ciclo hidrológico depois da precipitação (BRUTSAERT, 2005; LI e LYONS, 1999; WARD e TRIMBLE, 2004). No entanto, apesar

de possuir um papel significativo no contexto climático e na resolução de problemas de manejo de recursos hídricos, não existe dados disponíveis de evapotranspiração no balanço hídrico regional para a maioria das áreas em estudo (VAREJÃO-SILVA, 2006).

A evapotranspiração corresponde à água removida da superfície e lançada na atmosfera (KLOCKE *et al.*, 1996). O termo evapotranspiração foi proposto por Thornthwaite (1944) para representar ambos os processos, evaporação e transpiração; antes o termo utilizado era uso consultivo da água. Segundo Pereira, Angelocci e Sentelhas (2002) esses processos ocorrem de maneira natural e simultânea em uma superfície vegetada. Para alguns autores (COSTA M. C., 2002; FARIA *et al.*, 2000; NICÁCIO, 2008) a evapotranspiração indica o total de água perdida em forma de vapor transferido da superfície do solo para a atmosfera, ou seja, é a soma da água evaporada de superfícies livres, dos solos, da vegetação úmida e a transpiração dos vegetais. Pereira, Sentelhas e Angelocci (2002) definem a evapotranspiração como o processo de transferência de água para a atmosfera, que ocorre, simultaneamente, por evaporação da água do solo e da vegetação úmida e por transpiração das plantas.

No balanço hídrico, a evapotranspiração corresponde em torno de 60 a 65% da precipitação média em toda a superfície terrestre (BRUTSAERT, 2005; DINGMAN, 2002). No Brasil, alguns estudos mostram valores que variam de 40 a 65% do balanço hídrico anual de bacias hidrográficas (FILL *et al.*, 2005; KOBAYAMA & CHAFFE, 2008; PINEDA, 2008). Nos EUA, a evapotranspiração corresponde em cerca de 70% da precipitação anual (GAY, 1993 *apud* BROOKS *et al.*, 2003), e especificamente no Arizona, região semiárida, a evapotranspiração é superior a 95% da precipitação média anual de 300mm (BROOKS *et al.*, 2003). Em estudos de Pinheiro *et al.* (2016) na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), no bioma Caatinga, 75% ($\pm 17\%$) da precipitação anual retorna para a atmosfera, pelos fenômenos da transpiração, evaporação, e interceptação correspondendo a 41% ($\pm 7\%$), 40% ($\pm 6\%$) e 19% ($\pm 3\%$) respectivamente. Frischkorn *et al.* (2003) obtiveram valores de 78% para evapotranspiração, 13% para o escoamento superficial e 9% de abastecimento subterrâneo, também no semiárido brasileiro. Dessa forma, torna-se fundamental o conhecimento da demanda evapotranspirométrica, fator relevante nas áreas áridas e semiáridas devido a escassez hídrica nessas regiões.

Ao longo dos anos, alguns modelos de evapotranspiração vêm sendo aperfeiçoados. Entretanto, sua aplicação é mais direcionada para culturas agrícolas (BARBOSA; OLIVEIRA; FIGUEIREDO, 2015; BASTOS *et al.*, 2008; BEZERRA; SILVA;

FERREIRA, 2008; BEZERRA *et al.*, 2010; ESTEVES *et al.*, 2014; SILVA & BEZERRA, 2009; MENDONÇA *et al.*, 2007) em detrimento a vegetação natural (MOREIRA *et al.*, 2010; PINHEIRO *et al.*, 2016; UDA *et al.*, 2013), que não menos importante, dado à conexão que o ambiente natural desempenha em uma análise holística do meio ambiente.

Os métodos para estimar a evapotranspiração se baseiam em métodos diretos e indiretos. O método direto se dá pelo uso dos lisímetro e os métodos indiretos podem ser classificados em empíricos, balanço hídrico, aerodinâmico, balanço de energia (método de Covariância de Vórtices Turbulentos, chamado também de *eddy covariance*; e o método de Razão de Bowen), além do método combinado (DANTAS, 2013; SILVA, 2014)

A evapotranspiração, desta feita, sofre influências das condições ambientais, manejo do solo e de características de vegetação, parâmetros como radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e a velocidade do vento (ALLEN *et al.*, 1998; PEREIRA; SENTELHAS; ANGELOCCI, 2002).

Evaporação

A evaporação é o processo de conversão da água em estado líquido para vapor. Para a realização dessa mudança de estado físico da água, é necessária a entrada de energia no sistema que se dá, principalmente, por radiação solar direta, e também pela temperatura do ambiente, em menor grau de influência.

A força motriz para remover vapor de água a partir da superfície de evaporação é a diferença entre a pressão de vapor de água na superfície de evaporação e a da atmosfera circundante. Toda a área ao em torno da superfície que está sofrendo evaporação, com o decorrer do tempo, torna-se com o ar mais saturado ao perder água para o ambiente, podendo até mesmo cessar a evaporação. No entanto, o vento é capaz de deslocar essa camada de ar saturado por ar seco, dando continuidade ao processo de evaporação. Assim, alguns fatores são importantes para o processo de evaporação, tais como, radiação solar, temperatura do ar, umidade do ar e velocidade do vento.

Transpiração

A transpiração é um dos processos do balanço hídrico no qual há a transferência da água na planta para a atmosfera. De acordo com Allen (2000), a transpiração se dá pelo processo de vaporização da água contida nas camadas de tecido da planta que é removida para a atmosfera em forma de vapor d'água. O ciclo da água dentro da planta é realizado pela captura da água e nutrientes pelas raízes, o transporte pelo xilema até as folhas onde ocorre a

vaporização da água e a sua perda para atmosfera por meio da abertura dos estômatos nos espaços intercelulares. A transpiração usufrui de grande parte da água da planta e uma parte menor é usada na própria planta. Apenas de 5 a 10% da água absorvida permanecem nos tecidos vegetais, os 90-95% restantes sofrem o processo de transpiração (KELLING, 2014). O processo de transpiração é diretamente influenciado pela umidade do solo. Segundo o manual da FAO, encontra-se as definições de evapotranspiração da seguinte maneira:

- Evapotranspiração da cultura de referência (ET_o)

A ET_o, chamada também de evapotranspiração potencial, se refere ao poder de evaporação da atmosfera em determinada área, baseado no mesmo tipo de vegetação, no caso, uma grama hipotética que deve atender condições pré-determinadas pelo método de Penman-Monteith. A ET_o avalia o efeito do clima nas necessidades hídricas das plantas.

- Evapotranspiração da cultura sob condição padrão (ET_c)

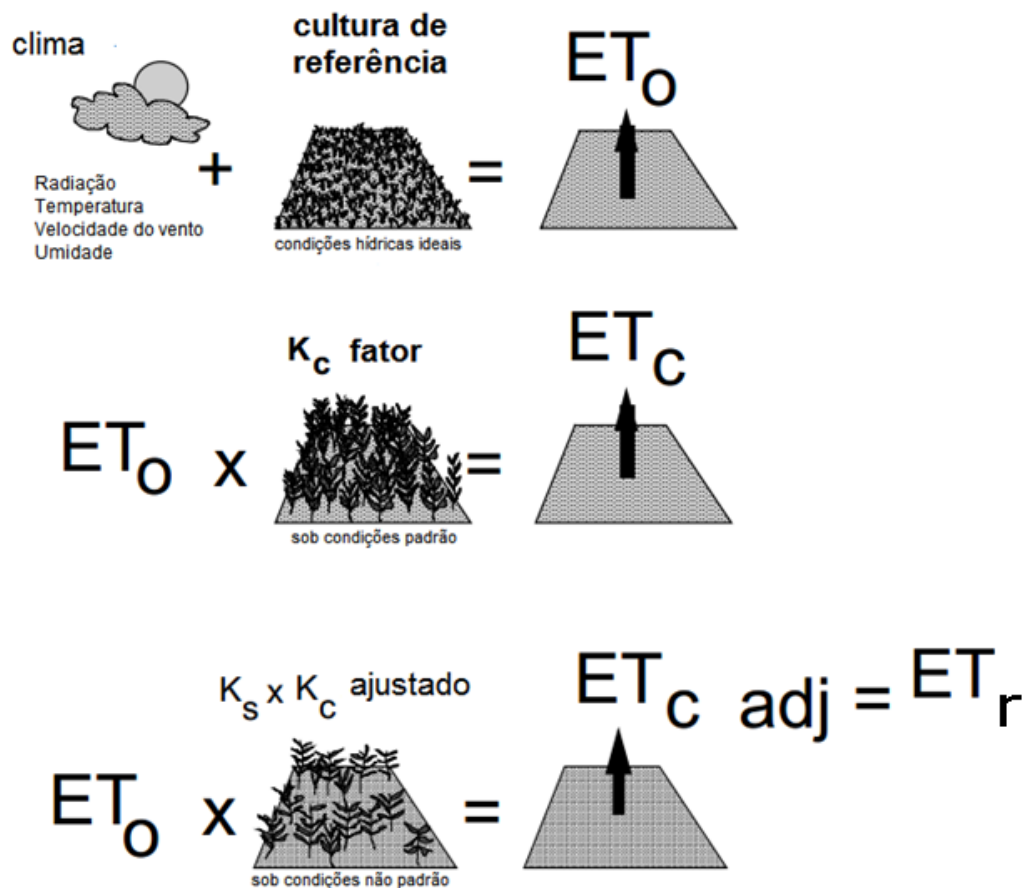
A ET_c se refere à evapotranspiração de determinada cultura sob condições padrão; condições excelentes no controle da evapotranspiração, livre de doença, bem fertilizada, que abrange vasta área, sob condições de umidade de solo ótimas, e alcançando a produção máxima da cultura. A ET_c difere-se da ET_o pois representa a evapotranspiração para determinada cultura que possui características intrínsecas. As culturas se diferenciam em valores de albedo e características morfológicas (anatomia da folha, comportamento dos estômatos e propriedades aerodinâmicas). Para relacionar ET_c e ET_o, há o coeficiente de cultura que representa essas diferenças, sendo $ET_c = K_c \cdot ET_o$. O coeficiente K_c varia ao longo do crescimento de uma cultura, do plantio até a colheita, no caso das culturas anuais o $K_{c\text{inicial}}$ varia de 0,3 a 0,5, $K_{c\text{intermediário}}$ de 0,8 a 1,2, e o $K_{c\text{final}}$ de 0,4 a 0,7 (ALLEN *et al.*, 1998).

- Evapotranspiração da cultura sob condição não padrão (ET_{cadj})

ET_{cadj} se refere à evapotranspiração da cultura em condições de adversidades, comuns da realidade do campo, como em caso de presença de pragas e doenças, salinidade do solo, baixa fertilidade do solo, baixa densidade, além de outros fatores que podem impedir a cultura de obter sua produção máxima, o que já não representa a evapotranspiração da cultura sob condições padrão – ET_o, que é a evapotranspiração em caso de condições excelentes para o desenvolvimento da cultura. A evapotranspiração da cultura sob condições não padrão inclui fatores que representam a influência do estresse hídrico e a influência dos outros estresses e limitações ambientais que são o coeficiente de ajuste K_s e o coeficiente K_c , respectivamente.

Uma vez que a disponibilidade de água para planta é reduzida e a vegetação está sob estresse hídrico, a evapotranspiração da cultura será controlada pela planta e pelas propriedades hidráulicas do solo, ou seja, a capacidade do solo para transmitir água para a superfície. Nessa situação, a evapotranspiração representa as condições reais, sendo assim, a evapotranspiração ajustada é a evapotranspiração real na Figura 1 pode ser observada a resolução espectral das imagens provenientes dos satélites RapidEye em comparação com a resolução espectral das imagens dos satélites Landsat 5.

Figura 1 – Desenho esquemático da evapotranspiração sob condições não padrão



Fonte: Allen (1998) adaptado por autor

Evapotranspiração real envolve o uso dos coeficientes K_s e K_c , estando a vegetação sob condições climáticas naturais da área e adversidades do ambiente (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Para o bioma cerrado, pelo método do balanço hídrico no solo Lima, Silva e Oliveira (2001) obtiveram as taxas de evapotranspiração real, por dados de umidade do solo, avaliando as trocas hídricas do solo pela variação entre a lâmina de água do dia e a lâmina d'água do dia antecedente. Há estudo de evapotranspiração também para a Mata Atlântica (PEREIRA, 2014).

Shuttleworth (1988) obteve evapotranspiração de 3,5 mm/dia por Penman-Monteith para a Floresta Amazônica (bioma floresta tropical úmida), que teve taxa de evapotranspiração mais elevada na estação seca, período de aumento do saldo de radiação na área. Esse fenômeno foi corroborado por Negrón-Juárez *et al.* (2007), que atribuíram ao saldo de radiação a justificativa de tal comportamento da evapotranspiração e afirmaram, também, que a ET na estação seca sofreu maior influência pelo volume de água armazenada no solo (umidade do solo) durante a estação chuvosa antecedente do que pelos eventos ocorridos durante a estação seca. Além de Rocha *et al.* (2004) e Souza-Filho *et al.* (2005), que associaram o fenômeno a um maior saldo de radiação e déficit de pressão de vapor em estudos realizados em diferentes regiões do Estado do Pará, além da influência de outros fatores provenientes das condições ambientais e da vegetação (COSTA, M. *et al.*, 2010).

Para a bacia do aquífero Guaraní, foi feita a avaliação da evapotranspiração real baseando-se em medidas hidrogeológicas: nível da água subterrânea, da precipitação e do escoamento. O balanço hídrico mostrou-se apropriado para estimar a evapotranspiração real na bacia hidrográfica (BARRETO; WENDLAND; MARCUZZO, 2009).

2.3.1 Evapotranspiração potencial por Penman-Monteith (FAO)

Atualmente, a evapotranspiração potencial, ou evapotranspiração de referência, recomendada pela FAO através do Manual nº 56 (ALLEN *et al.*, 1998) é aquela obtida pelo modelo de Penman-Monteith. Uma das principais vantagens deste modelo é a utilização de diversos parâmetros envolvidos neste processo e engloba fatores aerodinâmicos e energéticos (ALLEN, 2000). No entanto, devido à exigência do modelo e a pouca disponibilidade de estações meteorológicas nas áreas vegetadas, há estudos empregando dados mínimos necessários para a estimativa da ETo-PM gerando resultados aceitáveis (SENTELHAS *et al.*, 2010; ROCHA *et al.*, 2011)

O manual nº 56 apresenta, também, o cálculo da evapotranspiração para condições de estresse hídrico, salinidade, baixa densidade de plantas, fatores ambientais e práticas de gestão (ALLEN *et al.*, 1998). O método do Penman-Monteith é considerado o mais completo e preciso para estimar a evapotranspiração de referência. Dehghanisani, Yamamoto e Rasiah (2004) comprovaram isto em condições semiáridas na região Karaj no Irã apresentando desempenho melhor dentre outros modelos. Por outro lado, o modelo de Penman-Monteith foi preterido em relação ao modelo de Penman (1948) em regiões úmidas.

Durante todo o crescimento das plantas, sejam arbóreas ou de cultivo, o fenômeno da evapotranspiração ocorre durante toda a vida da planta. Conhecer a evapotranspiração real da planta permite que seja obtido uma maior compreensão dos requisitos necessários para o desenvolvimento ideal da planta ou da cultura, além de tornar possível avaliar o comportamento da mesma na relação água-solo-planta-atmosfera quanto à perda de água e os níveis de evapotranspiração nas fases de desenvolvimento da planta, incluindo senescência e caducifolia. O que remete a abordagem de padrões de retirada de água do solo pelas plantas representando a evapotranspiração da cultura.

A evapotranspiração da cultura é difícil de ser medida. Esse processo depende do desenvolvimento das plantas, desde a fase inicial até a final em suas diversas interações com o solo e o ambiente. Para englobar todas as fontes de variação, utiliza-se o coeficiente de cultura (K_c). O coeficiente K_c relaciona a evapotranspiração da cultura (ET_c) com a evapotranspiração potencial (ET_o), conhecida também como evapotranspiração de referência para uma cultura hipotética (ALLEN *et al.*, 1998). O coeficiente de cultura (K_c) funciona como um coeficiente de ajuste no qual é representado as diferenças no dossel da cultura e da resistência aerodinâmica em relação à cultura de referência. O coeficiente K_c serve como uma agregação das diferenças físicas e fisiológicas entre culturas considerando uma distribuição temporal.

O coeficiente K_c varia de acordo com a cultura – tipo de planta – e com o seu estágio de desenvolvimento. Os coeficientes de cultivo de algumas culturas já são conhecidos e estudados (BARBOSA; TEIXEIRA; GONDIM, 2005), no entanto para plantas lenhosas da Caatinga há ainda lacunas para estudos e investigação.

2.3.2 Evapotranspiração da cultura

A avaliação da evapotranspiração da cultura pode ser realizada, também, por método de balanço da água no solo (quando os componentes são conhecidos, medidos), ou por meio de lisímetro de drenagem (BARBOSA; OLIVEIRA; FIGUEIREDO, 2015) ou por lisímetro de pesagem (BASTOS *et al.*, 2008; CUNHA *et al.*, 1994; MENDONÇA *et al.*, 2007; SILVA; FOLEGATTI; VILLA NOVA, 2005), chamado também de lisímetro de precisão. Pode ser realizado também pelo método de balanço de energia - métodos micrometeorológicos – como o método de razão de Bowen (PEREIRA e RODRIGUES, 2013; SILVA *et al.*, 2013; SILVA; FOLEGATTI; VILLA NOVA, 2005) e o método

covariância de vórtices turbulentos, chamado também de *Eddy-covariance* (FERREIRA JÚNIOR *et al.*, 2012).

O lisímetro é o método direto de melhor precisão (SILVA *et al.*, 2013) porém para a representação da evapotranspiração de uma bacia hidrográfica, a alocação do lisímetro se torna inviável, por ser um equipamento de alto custo de implantação (PEREIRA; NOVA; SEDIYAMA, 1997) para abrangência de extensas áreas, além de possuir dificuldades técnicas para adequada utilização do equipamento. Dessa forma, o lisímetro, geralmente, representa a evapotranspiração real de uma determinada cultura, tomando-se como base uma amostra da mesma. O que não representaria uma área de diferentes espécies e coberturas vegetais.

2.3.3 Evapotranspiração através de sensoriamento remoto

O uso do sensoriamento remoto desempenha importante papel quanto à obtenção de dados e informações de boa distribuição espacial. Os dados obtidos por lisímetros e pelo balanço de água no solo são pontuais. Para a estimativa da evapotranspiração espacialmente distribuída, modelos baseados em técnicas de sensoriamento remoto foram desenvolvidos nas últimas décadas. O SEBAL é um modelo semi-empírico, proposto por Bastiaanssen (1995), que teve sua metodologia validada em diversos países e usado por muitos autores (BEZERRA; SILVA; FERREIRA, 2008; DANTAS, *et al.*, 2015; RODRIGUES *et al.*, 2009; SILVA, 2015; UDA *et al.*, 2013) . O algoritmo SEBAL utiliza imagens de satélites que propiciem informações da radiação eletromagnética na região do visível, na região do infravermelho próximo e do infravermelho termal e, requer dados que são comumente medidos em estações meteorológicas – velocidade do vento e a temperatura do ar – para o cômputo do balanço de energia obtendo, assim, a estimativa da evapotranspiração nas escalas horária e diária (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998; ALLEN *et al.*, 2000; ALLEN *et al.*, 2002).

O SEBAL calcula a evapotranspiração pixel a pixel para o momento da aquisição da imagem. A resolução da espacial da imagem do satélite utilizado contribui para a riqueza de informações do estudo. A utilização de imagens de um satélite de melhor resolução espacial, como o RapidEye, pode contribuir para uma estimativa mais apurada da evapotranspiração. No entanto, satélites de média e baixa resolução, como Landsat 5 e Landsat 8, possuem maior acervo histórico de imagens com imagens para a Bacia Experimental de Aiuaba desde 1984 (INPE), além de resolução temporal de 16 dias e resolução espacial de 30m.

O SEBAL vem sendo muito utilizado em estudos na caatinga para alguns parâmetros (BEZERRA, 2013; RODRIGUES *et al.* 2009) e também em diversas regiões do planeta (BASTIAANSSEN, 2000; BASTIAANSSEN & ALI, 2003; SUN *et al.*, 2011). Os parâmetros do SEBAL foram revisados quanto à calibração e validação para culturas irrigadas de Petrolina-PE, por Teixeira *et al.* (2009). Trezza (2002) deu uma contribuição para reduzir os erros de superestimação comumente gerados na obtenção da evapotranspiração real pelo método do SEBAL.

O desempenho do SEBAL foi avaliado por Bastiaanssen (2000) com as medições feitas em campo e obteve erro relativo de evapotranspiração de 20%, 10% e 1% nas escalas de 1 km, 5 km e 100 km, respectivamente (MOREIRA *et al.*, 2010), considerado com bons resultados em escalas regionais e em áreas com superfícies heterogêneas. Em trabalhos desenvolvidos para os biomas do Brasil, Moreira *et al.* (2010) obteve para o bioma caatinga e áreas irrigadas no Estado do Ceará, valores de evapotranspiração horária superiores a 0,60 mm h⁻¹ nas áreas irrigadas ou de vegetação nativa densa, taxas entre de 0,35 a 0,60 mm h⁻¹ para as áreas de vegetação nativa menos adensada e valores quase nulos em áreas degradadas.

A taxa de evapotranspiração em larga escala pode ser medida através da quantificação dos fluxos de energia na superfície terrestre via sensoriamento remoto em conjunto com dados agrometeorológicos. Um dos algoritmos utilizados para esse fim é o SAFER (*Simple Algorithm for Retrieving Evapotranspiration*) que estima a Evapotranspiração (ET) por meio de parâmetros biofísicos selecionados a partir dos dados do sensoriamento remoto obtidos através dos dados diários das estações agrometeorológicas (FRANCO; HERNANDEZ; TEIXEIRA, 2015).

O SAFER possui como benefício a não-utilização de informações de classificações das culturas nem de condições extremas de seca (pixel quente e pixel frio), o que possibilita sua aplicação mesmo na época chuvosa, período este em que não se pode assumir valor nulo para o fluxo de calor latente do pixel quente, sendo assim, permite ao pesquisador realizar análises de tendência históricas (TEIXEIRA, 2012a). Quando comparado a outros modelos, possui uma parametrização mais simples, onde se faz necessário apenas dados remotos de albedo, NVDI e temperatura (SOUZA, 2016).

Esse algoritmo é fundamentado na equação de Penman-Monteith, numa relação entre a taxa de evapotranspiração (ET) e a taxa de evapotranspiração de referência (ET₀) estimada através das estações meteorológicas para suplantando dados instantâneos de evapotranspiração em escalas temporais maiores, podendo ser utilizada para auxiliar no manejo da irrigação em diferentes culturas (TEIXEIRA, 2012b).

Quanto aos satélites, no ano de 2008 foi lançado o sistema RapidEye, uma constelação de cinco satélites que tem como principal diferencial uma combinação única de cobertura de grandes áreas e sensores com alta resolução espacial (Tabela 1), resolução espacial de 5 m (após ortorretificação), resolução temporal de 5 dias e sensor multiespectral. Os produtos do RapidEye podem ser entregues em três níveis de especificações (geocorrigidos ou ortorretificados e ortorretificadas e com correção atmosférica – através do modelo ATCOR3), consideradas boas e com erro de (ANTUNES *et al.*, 2013), com banda espectrais: azul, verde, vermelho, red-edge e infravermelho próximo. A banda red-edge capta variações na vegetação, permitindo a separação de espécies e monitoramento da saúde da vegetação; é uma banda específica para o monitoramento da atividade fotossintética da vegetação, característica essa importante para o presente estudo (FELIX; KAZMIERCZAK; ESPINDOLA, 2009). As imagens obtidas pelo RapidEye têm sido usadas em pesquisas agrícolas, como por Abuzar *et al* (2014) que verificou o NDVI para diferentes satélites (ASTER, SPOT-5 XS, RapidEye, QuickBird-2 e WorldView-2) relacionado ao NDVI obtido pelo Landsat-7 ETM+ por regressão linear, e em associação com bandas termais de outros satélites como Landsat e MODIS (TEIXEIRA *et al.*, 2015).

Tabela 1 – Características técnicas gerais dos satélites RapidEye

| Característica | Informação |
|--|---|
| Número de satélites | 5 |
| Órbita | Heliossíncrona com 630 km de altitude |
| Passagem pelo Equador | +/- 11:00 h em hora local |
| Tipo de sensor | Imageador multiespectral <i>pushbroom</i> |
| Bandas espectrais | Blue, Green, Red, Red-Edge, Near-red |
| Espaçamento de pixel | 6,5 m no nadir |
| Tamanho do pixel (ortorretificada) | 5,0 metros |
| Tamanho da imagem | Aproximadamente 77 km de largura com comprimento entre 50 e 300 km, 462 Mbytes/25 km ao longo da órbita para 5 bandas |
| Expectativa do tempo de vida do satélite | 7 anos |
| Tempo de revisita | Diariamente fora do nadir/5,5 dias (no nadir) |
| Datum horizontal | WGS84 |
| Bits de quantização | 12 bits |

Fonte: Adaptado de RapidEye, 2017.

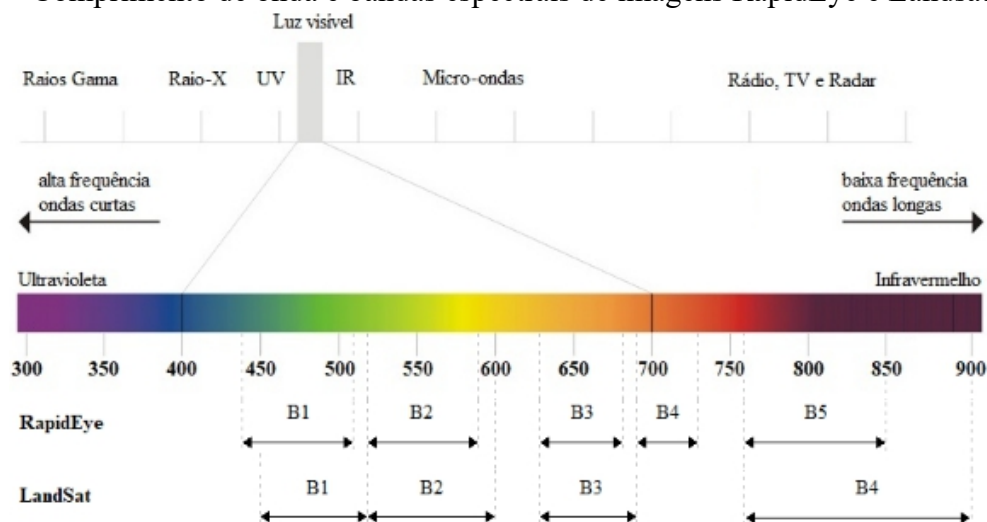
As imagens RapidEye são resultados do primeiro satélite comercial a prover informações espectrais na banda da borda do vermelho (690 - 730 nm), considerada adequada para análises e monitoramento de vegetação. Na Tabela 2 e na Figura 2 pode ser observada a resolução espectral das imagens provenientes dos satélites RapidEye em comparação com a resolução espectral das imagens dos satélites Landsat 5. A componente espacial do sistema RapidEye encontra-se posicionada em órbita síncrona com o sol, com igual espaçamento entre cada satélite. Esta configuração permite estabelecer novos padrões de eficiência relacionados à repetitividade de coleta e a exatidão das informações geradas sobre a superfície da Terra.

Tabela 2 – Resolução espectral das bandas das imagens RapidEye e Landsat 5

| Banda | Resolução espectral (μm) | | Faixa espectral |
|-----------|---------------------------------------|-------------|------------------------|
| | Satélite | | |
| | RapidEye | Landsat | |
| B1 | 0,44 – 0,51 | 0,45 – 0,52 | Azul |
| B2 | 0,52 – 0,59 | 0,52 – 0,60 | Verde |
| B3 | 0,63 – 0,68 | 0,63 – 0,69 | Vermelho |
| B4 | 0,69 – 0,73 | – | Borda do vermelho |
| B5 | 0,76 – 0,85 | – | Infravermelho próximo |
| B6 | – | 1,55 – 1,75 | Infravermelho médio |
| B7 | – | 10,4 – 12,5 | Infravermelho termal |
| B7 | – | 2,08 – 2,35 | Infravermelho distante |

Fonte: Adaptado de RapidEye, 2017

Figura 2 – Comprimento de onda e bandas espectrais de imagens RapidEye e Landsat 5



Fonte: Adaptado pelo autor

A componente espacial do sistema RapidEye encontra-se posicionada em órbita síncrona com o sol, com igual espaçamento entre cada satélite. Esta configuração permite estabelecer novos padrões de eficiência relacionados à repetitividade de coleta e a exatidão das informações geradas sobre a superfície da Terra. Cada um dos cinco satélites da RapidEye efetua 15 voltas por dia em torno do planeta e os sensores a bordo dos satélites podem coletar imagens sobre a superfície da Terra ao longo de uma faixa de 77 km de largura por até 1500 km de extensão. O sistema é capaz de produzir imagens de qualquer ponto do globo, em qualquer dia, todos os dias, e permite assumir uma postura proativa ao capturar imagens de regiões relevantes e torná-las disponíveis mais rapidamente e com maior eficácia. A resolução espacial original de cada banda é de 6,5 metros, e após a ortorretificação as bandas são reamostradas para uma resolução de 5 m, resultando em imagens corrigidas com precisão de detalhes compatível com escala 1:25.000 (Tabela 3).

Tabela 3 – Níveis de processamento dos produtos dos satélites RapidEye

| Nível de processamento | Características |
|------------------------|--|
| Nível 0 | Imagens brutas, metadados e dados de calibração (efemérides). Somente para uso interno. |
| Nível 1 | Produto Nível Sensor - Imagens com correção radiométrica a partir dos dados de efemérides e altitude dos satélites. |
| Nível 2 | Produto Geocorrigido - Imagens com correção radiométrica e geométrica a partir de dados de efemérides e altitude dos satélites, sem uso de pontos de controle. |
| Nível 3 | Produto Ortorretificado - Imagens com correção radiométrica e geométrica a partir de MDE SRTM (Nível 1 DTED) ou melhor, com uso de pontos de controle. Podem atingir exatidão de 6 m (12,7 m CE90), compatível com escala 1:25.000. |

Fonte: Adaptado de Rapideye, 2017.

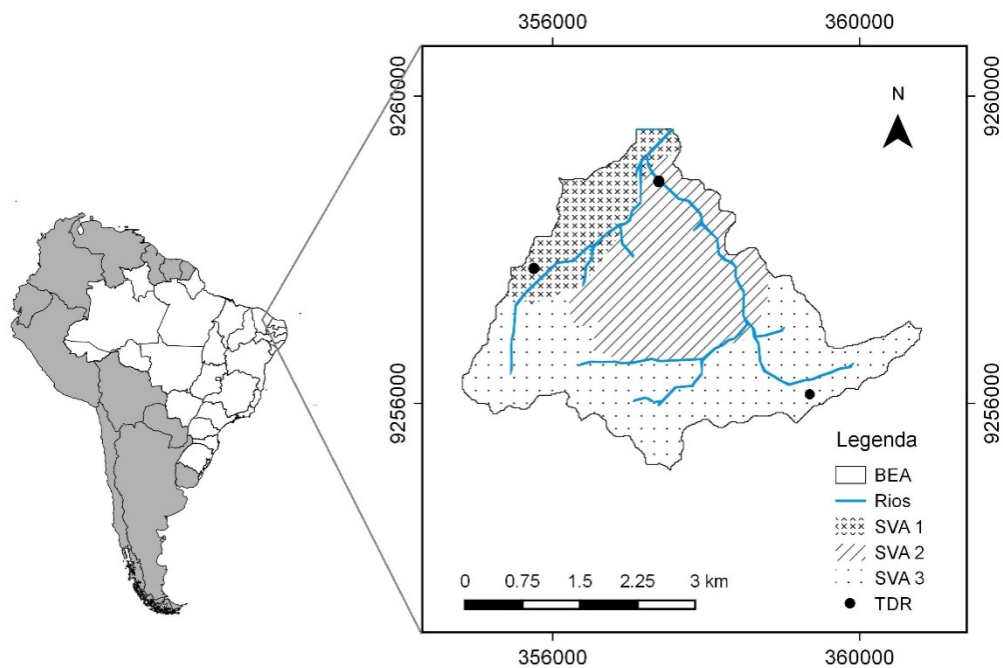
3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

3.1.1 Localização

A Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) (Figura 3), com área de 12 km², está localizada no sertão dos *Inhamus* em uma área de conservação ambiental do IBAMA composto pelo bioma caatinga na Estação Ecológica (ESEC) de Aiuaba, Ceará, pertencente à Bacia do Alto Jaguaribe (BAJ). A BEA é uma sub-bacia da Bacia Representativa do Benguê (BRB) responsável pelo principal reservatório da cidade de Aiuaba e monitorada pelo Grupo de Pesquisa Hidrossedimentológica do Semiárido – Hidrosed (ver em: www.hidrosed.ufc.br).

Figura 3 – Mapa de localização da região de estudo e instrumentação da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA)



Fonte: produzida pelo autor

Das características fisiográficas da BEA, ressalta-se que a bacia possui rede de drenagem composta por riachos intermitentes, com dois riachos principais (COSTA, 2007). O exutório é controlado por um pequeno reservatório ou açude, chamado de Boqueirão, com capacidade máxima de 59.700 m³, área da bacia hidráulica máxima de 7,12 ha e nível d'água máximo de 4,536 m, sendo o uso d'água basicamente para dessedentação de animais com o valor estimado de 1,0 m³ por dia (ARAÚJO e PIEDRA, 2009).

3.1.2 Caracterização hidrológica

Por ser uma bacia localizada no semiárido, o regime de chuvas se estende de dezembro/janeiro a maio, com coeficiente de variação interanual de 0,40 e a maior proporção da precipitação anual sendo concentrada em eventos chuvosos isolados com valores máximos acima de 160 mm (CREUTZFELDT, 2006).

Para a Bacia Experimental de Aiuaba, apenas 9% dos dias chuvosos escoam, sendo 80% desses eventos de escoamento em anos considerados chuvosos e apenas 20% em anos considerados secos. O comportamento do escoamento foi objeto de estudo por Hoeksma (2015) e também por Figueiredo *et al.* (2016) que analisaram a inter-relação entre as forças motrizes hidrológicas e a iniciação do escoamento indicando que a dinâmica do sistema radicular pode ser a responsável pela determinação da iniciação do fluxo, pela variação da macro-porosidade e, portanto, da abstração inicial.

3.1.3 Solo e vegetação

A BEA é composta por vegetação nativa da Caatinga, que no estudo feito de uso e ocupação do solo por Creutzfeldt (2006) foi considerada floresta seca preservada; a Bacia Experimental de Aiuaba encontra-se dentro da área da Estação Ecológica (ESEC) de Aiuaba, estabelecida em 1978 e desempenha um importante papel para o ciclo hidrológico da região, pois por ser uma área de preservação, possui biodiversidade da fauna e da flora da caatinga, tornando-se uma amostra do comportamento de uma área de densa cobertura florestal de caatinga. Entre as plantas arbóreas presentes na BEA, utilizadas como plantas de referência nesta pesquisa, três espécies identificadas por Costa (2012) se destacam por sua frequência associada a uma determinada classe de solo, associação chamada neste trabalho de SVA (*Soil and Vegetation Association* – Associação entre Solo e Vegetação) (Tabela 4).

Tabela 4 – Ocupação das SVAs na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA)

| SVA | Espécie representativa da vegetação | Classe de solo |
|------|---|----------------------------|
| SVA1 | Catingueira (<i>Caesalpinia pyramidalis</i> Tul) | Argissolo Vermelho-Amarelo |
| SVA2 | Angelim (<i>Piptadenia obliqua</i>) | Luvissole Hipocrômico |
| SVA3 | Jurema-preta (<i>Mimosa tenuiflora</i> (Willd.) Poir) | Neossole Litólico |

Fonte: Costa (2012) adaptado

3.2 Monitoramento e instrumentação de campo

A Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) tem sido monitorada desde 2003 e é equipada por diversos aparelhos, dentre eles: sensores de umidade do solo do tipo TDR, estações meteorológicas (instaladas em 2005 e 2006) e pluviométricas (ARAÚJO *et al.*, 2004; COSTA, 2006; COSTA, 2012), além de um tanque classe A e um sítio experimental com a medição da interceptação da vegetação - para maiores detalhes desta estação (MEDEIROS, 2005; MEDEIROS, ARAÚJO E BRONSTERT, 2009).

3.2.1 Estações pluviométricas

A BEA foi equipada com três estações pluviométricas automáticas instaladas em janeiro de 2003, denominadas de EP1, EP2 e EP3 (Figura 3), as mesmas possuem as seguintes especificações: pluviômetro de báscula com resolução de 0,254 mm e sensores de umidade; módulo de memória CR800 da Campbell; painel solar de 10 Watts (MSX 10) e kit de aterramento do sistema de coleta de dados. As estações realizam medidas de: chuva acumulada e intensidade de chuva a cada 5 min quando há evento chuvoso; chuva acumulada a cada 6 h continuamente; e umidade do solo instantânea a cada hora. As coletas são realizadas por meio de computador, utilizando-se o programa PC208W (COSTA, 2007). Todavia, as estações de monitoramento já sofreram ao longo do seu período de coleta de dados alguns eventos de depredação dos materiais, ocasionando falhas na sequência de dados e gerando a desativação da EP3.

3.2.2 Sensores de umidade do solo

A Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) é equipada por sensores de umidade do tipo TDR (*Time Domain Reflectometry*) desde janeiro de 2003 pelo grupo Hidrosed o que permite calcular a disponibilidade hídrica do solo por meio de dados de umidade do solo medidos a cada hora. Os equipamentos utilizados neste monitoramento são três sensores TDR, modelo *CS616 Water Content Reflectometer* fabricados pela *Campbell Scientific*. Cada aparelho é composto por uma sonda com duas hastes de aço inoxidável com 30 cm de comprimento cada, interligadas, via cabo, a um equipamento *data logger* CR800 do mesmo fabricante. A calibração deste modelo de sensor TDR pois podem não ser adequadamente calibrado para alguns solos, sendo necessário a calibração individual e *in loco*, para cada tipo

de solo. Dessa forma, os sensores TDR da BEA foram calibrados *in loco* no período da sua instalação (LOPES *et al.*, 2010; COSTA, 2012; COSTA *et al.*, 2013; COSTA *et al.*, 2016).

3.2.3 Estações meteorológicas

A BEA possui uma estação climatológica pertencente à FUNCEME, produzida pela Campbell, instalada em dezembro de 2006 e localizada a menos de 2 km do exutório da bacia. Anteriormente, nas redondezas da Bacia Experimental havia uma estação climatológica sob administração da UFC, chamada de EC1, produzida pela *DELTA-T*, instalada em agosto de 2005 e localizada na sede administrativa da Estação Ecológica de Aiuaba, a 22 km do exutório da BEA. No entanto, devido a problemas técnicos nos equipamentos da estação EC1, a mesma foi desativada, porém há a série de dados já medidos no período de funcionamento. Ambas estações climatológicas (Figura 4A e 4B) possuem medidas automáticas horárias de variáveis climatológicas, tais como: precipitação, temperatura e umidade relativa do ar, radiação de onda curta ou incidente, pressão atmosférica, velocidade e direção do vento, sendo a medição na EC1 realizada a 3,5m de altura e na estação da FUNCEME a 10 m que mede, também, a velocidade e direção da rajada máxima do vento.

Figura 4 – Estações climatológicas da Funceme (A) na BEA e na Estação Ecológica (B)

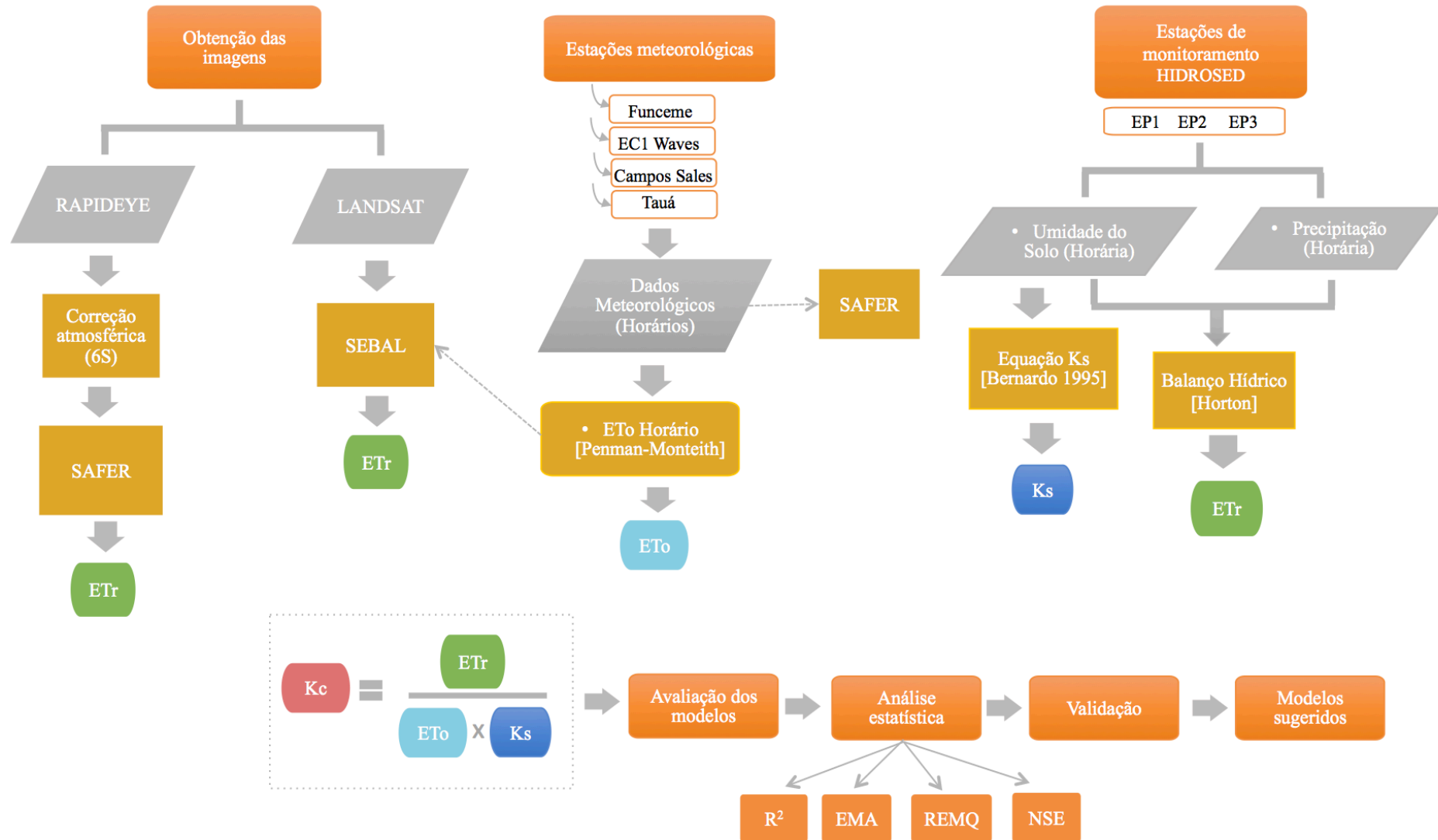


Fonte: Costa (2007)

3.3 Etapas metodológicas

A metodologia utilizada nesta pesquisa foi dividida em duas distintas etapas que se inter-relacionam, são elas: 1) obtenção e análise de dados obtidos em campo; e, 2) obtenção e análise de dados obtidos por sensoriamento remoto (Figura 5).

Figura 5 – Fluxograma da metodologia utilizada na obtenção de dados de campo para a evapotranspiração por balanço hídrico e por sensoriamento remoto



Fonte: Elaborada pelo autor

A partir do banco de dados meteorológicos monitorado pelo grupo Hidrosed desde 2003, foi possível calcular:

- i) coeficiente de estresse hídrico (K_s);
- ii) evapotranspiração potencial por Penman-Monteith
- iii) evapotranspiração real (ET_r) através do balanço hídrico no solo.

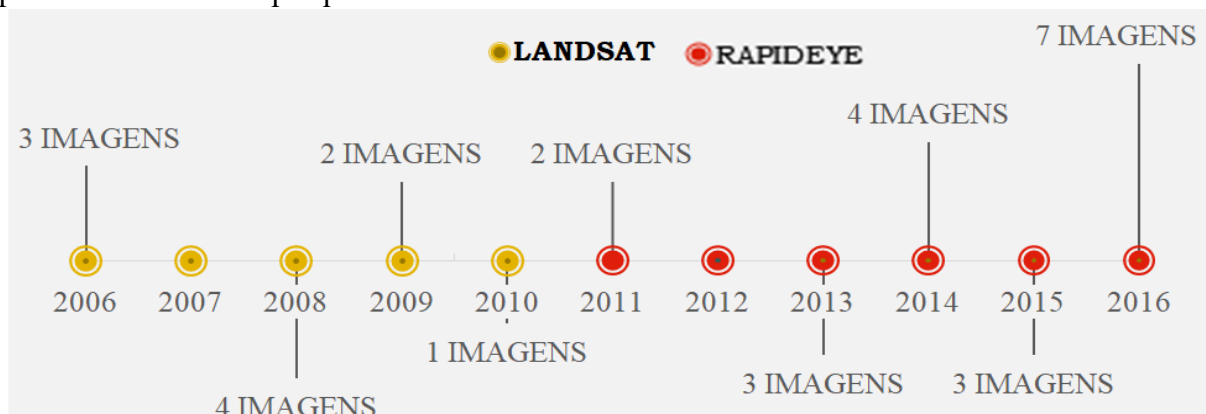
O coeficiente de estresse hídrico (K_s) foi estimado pelos dados horários de umidade do solo coletados pela estação de monitoramento do grupo de pesquisa HIDROSED.

A evapotranspiração potencial horária (ET_{0h}) foi estimada por meio dos dados meteorológicos coletados pela estação automática PCD da Funceme em Aiuaba, Tauá e Campos Sales disponíveis no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e contidos no banco de dados do Hidrosed. Os dados foram utilizados no método de Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998).

A evapotranspiração real (ET_r) foi obtida por balanço hídrico para o período de 2004 a 2016. O balanço hídrico utilizou-se de dados horários de precipitação e de umidade do solo, relacionando-os com dados estimados de escoamento e infiltração pelo método de Horton. Tal resultado permitiu a análise comparativa com a evapotranspiração real obtida por sensoriamento remoto.

A distribuição espacial da evapotranspiração real na Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) foi obtida através de imagens dos satélites Landsat e RapidEye, com resoluções espaciais de 30,0 m e 5,0 m, respectivamente. Foram obtidas 10 imagens dos satélites Landsat 5 TM de 2006 a 2010 e 19 imagens do satélite RapidEye no período de 2011 a 2016 (Figura 6). Tanto as imagens Landsat como RapidEye foram processadas com auxílio do *software* ERDAS IMAGINE 14.1 para a aplicação dos algoritmos SEBAL e SAFER.

Figura 6 – Linha do tempo das imagens coletadas pelo satélite Landsat e RapidEye para o período analisado na pesquisa



Fonte: Elaborada pelo autor

3.4 Estimativa do coeficiente de cultura (Kc) sob condições naturais

O coeficiente de cultura foi obtido a partir da análise de dados de evapotranspiração real da cultura ou vegetação (ETr), o coeficiente de estresse hídrico (Ks), e a evapotranspiração de referência (ETo) representada pela seguinte Equação 1:

Equação 1 – Coeficiente de cultura (Kc)

$$Kc = \frac{ETr}{ETo \times Ks} \quad (1)$$

Ainda foram utilizadas nesta análise, a evapotranspiração real (ETr) obtida pelos três métodos utilizados nesta pesquisa (balanço hídrico no solo, SEBAL - Landsat 30 m, e SAFER - RapidEye 5 m). Além disso, foi obtido o coeficiente de estresse hídrico (Ks) pela série de dados de umidade do solo horária medida na área de estudo e a evapotranspiração de referência (ETo) por Penman-Monteith.

3.5 Cálculo da evapotranspiração de referência (ETo)

A evapotranspiração de referência (ETo) foi realizada pelo método de Penman-Monteith seguindo a FAO-56 (ALLEN *et al.*, 1998). O cálculo da evapotranspiração de referência horária é apresentado pela Equação 2.

Equação 2 – Evapotranspiração de referência por Penman-Monteith (ETo)

$$ETo_h = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T_{ar} + 273} \cdot U_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot U_2)} \quad (2)$$

Em que: ETo_h é a evapotranspiração de referência horária ($mm \cdot h^{-1}$); Δ é a tangente à curva de pressão de vapor saturado a T_{ar} ($kPa \cdot ^\circ C^{-1}$); R_n é o saldo de radiação ou radiação líquida ($MJ \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($MJ \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($kPa \cdot ^\circ C^{-1}$); U_2 é a velocidade do vento a 2m de altura ($m \cdot s^{-1}$); e_s é a pressão de saturação do vapor do ar (kPa); e_a é a pressão atual de vapor do ar (kPa), e; T_h é a temperatura média do ar a cada hora ($^\circ C$).

3.6 Estimativa da evapotranspiração real (ET_r) através de sensoriamento remoto com diferentes resoluções espaciais

3.6.1 Dados radiométricos

À princípio, na etapa de pré-processamento das imagens, foram coletadas 102 imagens de 2003 a 2011, correspondente ao período de imageamento do satélite Landsat 5 e de dados obtidos em campo. Das imagens advindas do satélite RapidEye, foram cedidas 41 imagens pelo grupo de pesquisa do GFZ no período de 2009 a 2016. Dessas imagens, foram selecionados as que apresentaram pouca ou nenhuma cobertura de nuvens sobre a região de estudo durante a passagem dos satélites, restando 10 imagens do Landsat 5 e 18 imagens do RapidEye, pois algumas do RapidEye foram danificadas no processo de correção atmosférica.

- LANDSAT 5 – TM

As componentes dos balanços de radiação e de energia, subsequentemente usadas na determinação da evapotranspiração diária pelo SEBAL, foram feitas a partir de imagens geradas pelo Thematic Mapper – TM, a bordo do satélite Landsat 5. As imagens usadas no estudo foram adquiridas junto à DGI (Divisão de Geração de Imagens) do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e compreendem a órbita 210 e ponto 065, obtidas aproximadamente às 9h30min (horário local), no período de 2006 a 2010, ver Tabela 5.

Tabela 5 – Dados da imagem capturadas pelo satélite Landsat 5 TM

| Data da imagem | ano | DJ | Horário de captura |
|----------------|------|-----|--------------------|
| 31/08/2006 | 2006 | 243 | 9:41:14 |
| 19/11/2006 | 2006 | 323 | 9:42:04 |
| 21/12/2006 | 2006 | 355 | 9:42:19 |
| 20/08/2008 | 2008 | 233 | 9:33:23 |
| 05/09/2008 | 2008 | 249 | 9:32:56 |
| 07/10/2008 | 2008 | 281 | 9:31:57 |
| 23/10/2008 | 2008 | 297 | 9:31:24 |
| 24/09/2009 | 2009 | 267 | 9:37:29 |
| 27/11/2009 | 2009 | 331 | 9:38:02 |
| 13/10/2010 | 2010 | 286 | 9:37:34 |

Fonte: Elaborada pelo autor

- RAPIDEYE

As componentes dos balanços de radiação e de energia, subsequentemente usadas na determinação da evapotranspiração diária pelo SAFER, foram feitas a partir de imagens geradas pelo RapidEye cedidas pelo grupo de pesquisa do GFZ em parceria ao grupo de pesquisa do Hidrosed. As imagens foram todas coletadas em torno de 11h (horário local), abrangendo o período de 2011 a 2016 (Tabela 6).

Tabela 6 – Dados da imagem capturadas pelo satélite RapidEye

| Data da imagem | ano | DJ |
|----------------|------|-----|
| 25/06/2011 | 2011 | 176 |
| 10/09/2011 | 2011 | 253 |
| 28/07/2013 | 2013 | 209 |
| 15/08/2013 | 2013 | 227 |
| 29/08/2013 | 2013 | 241 |
| 05/06/2014 | 2014 | 156 |
| 21/09/2014 | 2014 | 264 |
| 14/11/2014 | 2014 | 318 |
| 07/06/2015 | 2015 | 158 |
| 26/06/2015 | 2015 | 177 |
| 26/07/2015 | 2015 | 207 |
| 21/02/2016 | 2016 | 52 |
| 02/03/2016 | 2016 | 62 |
| 19/04/2016 | 2016 | 110 |
| 28/04/2016 | 2016 | 119 |
| 14/06/2016 | 2016 | 166 |
| 15/06/2016 | 2016 | 167 |
| 19/06/2016 | 2016 | 171 |

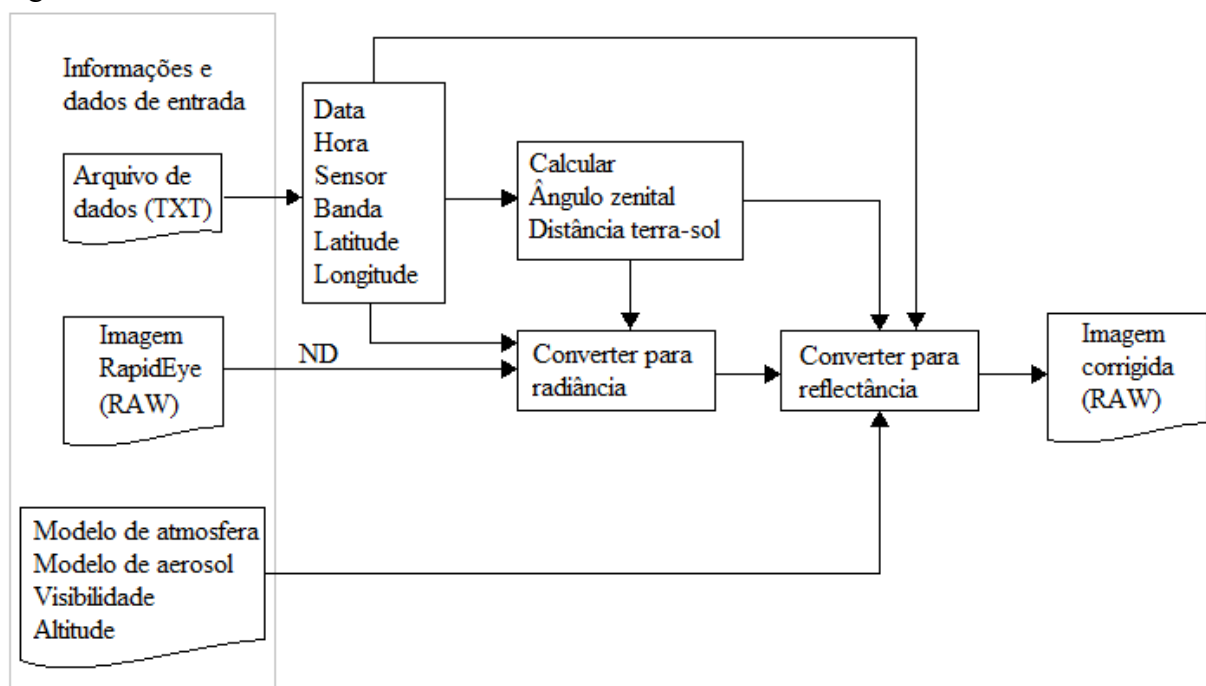
Fonte: Elaborada pelo autor

3.6.2 *Processamento das imagens*

O processamento das imagens de satélite foi executado com o software ERDAS Imagine versão 14.1 e as operações matemáticas intra e inter bandas espectrais com a sua ferramenta Model Maker. As imagens obtidas pelo Landsat 5 foram processadas pelo algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e as imagens obtidas pelo RapidEye foram processadas pelo algoritmo SAFER (*Simple Algorithm For Retrieving Evapotranspiration*) após correção atmosférica por meio do modelo 6S (*Second Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum*).

O modelo 6S (BONANSEA *et al.*, 2015) foi originalmente desenvolvido para a simulação de radiância no nível de satélite e foi adaptado para a correção atmosférica de imagens (ANTUNES *et al.*, 2012). No processo de correção atmosférica foram utilizados dados obtidos do arquivo em formato XML referente a cada imagem como data e hora de aquisição, altitude, latitude e longitude no centro da imagem, modelo de gases, modelo de aerossóis e visibilidade. Na Figura 7 pode ser observado de forma simplificada o funcionamento do modelo 6S.

Figura 7 – Estrutura de funcionamento do modelo 6S



Fonte: Adaptado de Montanher (2014)

As imagens foram processadas no software SPRING versão 5.2.7 a fim fazer a separação das cinco bandas de cada imagem, e a conversão do formato de TIFF para RAW, pois é o formato compatível com o programa 6S. Ao final do processo de correção atmosférica, cada banda foi reconvertida para o formato TIFF para posterior análise da evapotranspiração pelo software ERDAS Imagine versão 14.1.

Na aplicação do algoritmo SEBAL e SAFER, foi-se necessário utilizar dados tabulares do banco de dados do grupo Hidrosed composto por dados meteorológicos da PCD da Funceme em Aiuaba, Tauá e Campos Sales fornecidos pelo site do INMET.

3.6.3 O algoritmo SEBAL

Etapa: Evapotranspiração real (ET)

O cálculo da evapotranspiração real diária (ET_d), dado em mm/d, foi obtido segundo o manual do SEBAL (Equação 3):

Equação 3 – Evapotranspiração diária (ET)

$$ET_d = ET_{fract} \times ET_{o24h} \quad (3)$$

Em que: ET_{fract} é a fração evaporativa de referência horária e; ET_{o24h} é o cumulativo de 24 horas da evapotranspiração de referência horária (ET_{oh}) para o dia da imagem, ou seja, a soma dos 24 valores de evapotranspiração de referência horários (ET_{oh}) durante o dia da imagem.

A evapotranspiração de referência horária (ET_{oh}), em mm/h, foi calculada segundo a equação de Penman-Monteith da FAO-56 (ALLEN *et al.*, 1998, p.74, capítulo 4), Equação 4.

Equação 4 – Evapotranspiração horária (ET_{oh}) por Penman-Monteith (FAO-56)

$$ET_{oh} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{37}{T_{ar} + 273} \cdot U_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot U_2)} \quad (4)$$

Em que: Δ é a declividade da curva de pressão de vapor em função de T_{ar} (kPa/°C); R_n é o saldo de radiação (MJ/m².h); G é a densidade do fluxo de calor no solo (MJ/m².h); γ é a constante psicrométrica (kPa/°C); T_{ar} é a temperatura média horária do ar a 2 m de altura (°C); U_2 é a velocidade média horária do vento a 2 m (m/s); e_s é a pressão de saturação do vapor na temperatura do ar T_{ar} (kPa) naquela determinada hora; e_a é a pressão de saturação do vapor média horária (kPa).

A fração evaporativa de referência horária (ET_{fract}) é igual à razão entre a evapotranspiração instantânea (ET_{inst}) dada por cada pixel da imagem e a evapotranspiração

de referência horária (ET_{oh}) estimada pelos dados da estação meteorológica próxima à área, para a hora de imageamento feito pelo satélite (Equação 5).

Equação 5 – Fração evaporativa de referência horária (ET_{fract})

$$ET_{fract} = ET_{inst} / ET_{oh} \quad (5)$$

Em que: ET_{inst} é a evapotranspiração instantânea (mm/h) e; ET_{oh} é a evapotranspiração de referência horária (mm/h).

A fração evaporativa de referência (ET_{fract}), que é estabelecida para a hora de captura da imagem, é usada para extrapolar a evapotranspiração do momento da imagem para a evapotranspiração do dia. A conversão da evapotranspiração instantânea (ET_{inst}) em escala diária (ET_d) é feita utilizando-se a metodologia sugerida por Allen *et al.* (2007a, 2007b), Tasumi (2003) e Trezza (2002) na qual mostraram que essa fração é relativamente constante ao longo do dia.

A evapotranspiração instantânea (ET_{inst}), em mm/h, se dá pela razão entre a densidade do fluxo de calor latente (LE), dado em J/s.m² ou W/m² e o calor latente de vaporização da água ($\lambda = 2,256 \times 10^6$ J/kg), multiplicada por 3600 para converter de segundo para hora (Equação 6):

Equação 6 – Evapotranspiração instantânea (ET_{inst})

$$ET_{inst} = 3600 \times (LE / \lambda) \quad (6)$$

Etapas: Fluxo de calor latente (LE)

Os demais procedimentos necessários para compor o balanço de energia foram realizados de acordo com Allen *et al.* (2002), para ao final obter a densidade do fluxo de calor latente (LE) que é a taxa de perda de calor latente da superfície devido à evapotranspiração, computada para cada pixel. Pelo balanço de energia é possível obter o LE em W/m² por meio da relação mostrada na Equação 7:

Equação 7 – Densidade do fluxo de calor latente (LE)

$$LE = Rn - G - H \quad (7)$$

Em que: Rn é o saldo de radiação (W/m^2); G é a densidade de fluxo de calor no solo (W/m^2), e; H é a densidade de fluxo de calor sensível (W/m^2).

A densidade do fluxo de calor latente (LE) é estimada no momento da passagem do satélite – como resíduo da equação do balanço de energia – em W/m^2 , porém por ser a energia quantificada no instante da passagem do satélite, considerando a captura da imagem em 1 segundo, pode-se considerar essa densidade em W/m^2 por segundo, ou seja, pode ser representada em $J/s.m^2$.

Etapa: Fluxo de calor no solo (G)

A densidade de fluxo de calor no solo (G), dado em W/m^2 , foi calculada segundo a relação dada na Equação 8 (BASTIAANSEN, 2000):

Equação 8 – A densidade de fluxo de calor no solo (G)

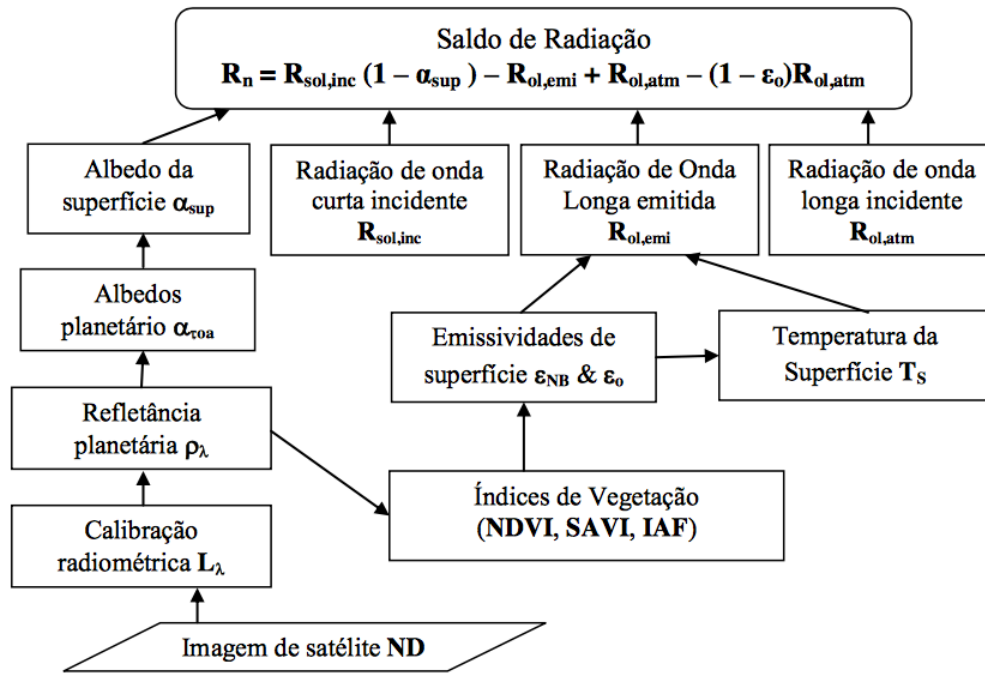
$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha_{sup}} \times (0,0038 + 0,0074 \cdot \alpha^2) \times (1 - 0,98 \cdot NDVI^4) \right] \times Rn \quad (8)$$

Em que: T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$), α_{sup} é o albedo da superfície e NDVI – Normalized Difference Vegetation Index é um índice de vegetação, e; Rn é o saldo de radiação (W/m^2), todos *rasters*.

Etapa: Saldo de radiação ou Radiação líquida (Rn)

O saldo de radiação (Rn), dado em W/m^2 foi obtido segundo critérios do SEBAL cujas etapas estão bem explicitadas em Silva, Lopes e Azevedo (2005) e em Bezerra (2013) e seguem a sequência demonstrada na Figura 8:

Figura 8 – Fluxograma metodológico para o cálculo de saldo de radiação



Fonte: Bezerra (2013)

O cômputo da radiação líquida (R_n) se dá após a obtenção dos componentes do balanço (Equação 9):

Equação 9 – Saldo de radiação ou radiação líquida (R_n)

$$R_n = R_{sol,inc} \cdot (1 - \alpha_{sup}) + R_{ol,atm} - R_{ol,emi} - (1 - \epsilon_o) \cdot R_{ol,atm} \quad (9)$$

Em que: $R_{sol,inc}$ é a radiação de onda curta incidente em cada *pixel* ($W.m^{-2}$) – calculada no Excel; α_{sup} é o albedo de superfície de cada *pixel* (adimensional) – computada no ERDAS; $R_{ol,atm}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção do *pixel* ($W.m^{-2}$) – calculada no Excel; $R_{ol,emi}$ é a radiação de onda longa emitida por cada *pixel* ($W.m^{-2}$) – computada no ERDAS e; ϵ_o é a emissividade de cada *pixel* da imagem (adimensional) – computada no ERDAS.

A radiação líquida é a etapa em que envolve as imagens do satélite Landsat 5, sendo necessário seguir uma série de procedimentos até a obtenção do produto final que é um raster com os dados de Radiação Líquida (R_n).

Os termos da Equação 9 estão identificados a seguir:

A. Albedo de superfície (α_{sup})

O albedo de superfície é definido como a proporção da radiação refletida da radiação de onda curta incidente. É calculado no SEBAL através das seguintes etapas:

i. Calibração radiométrica

O primeiro procedimento para o desenvolvimento do algoritmo SEBAL é a obtenção da calibração radiométrica ou radiância espectral (L_λ), dada em que é a conversão do Número Digital (ND) de cada *pixel* em radiância espectral monocromática, obtida pela seguinte expressão para o Landsat 5 (Equação 10):

Equação 10 – Calibração radiométrica (L_λ)

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times DN \quad (10)$$

Em que: $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$); a_i o coeficiente de calibração (radiância mínima) de cada banda ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$); b_i o coeficiente de calibração (radiância máxima) de cada banda ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$); i são as bandas (1, 2, ..., 7) do Landsat 5 e; ND é o número digital de cada pixel na imagem. Os coeficientes de calibração para o sensor do TM – Landsat 5 são fornecidos por Chander e Markhan (2003), ver Tabela 7.

Tabela 7 – Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat, coeficientes de calibração e irradiância solar espectral no topo da atmosfera

| Descrição dos canais | Comprimento de onda (μm) | Coeficientes de Calibração ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$) | | Irradiância solar espectral no topo da atmosfera ESUN ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$); |
|----------------------|---------------------------------------|---|-------|---|
| | | a | b | |
| Banda 1 | 0,45 – 0,52 | -1,52 | 193 | 1957 |
| Banda 2 | 0,52 – 0,60 | -2,84 | 365 | 1826 |
| Banda 3 | 0,63 – 0,69 | -1,17 | 264 | 1554 |
| Banda 4 | 0,76 – 0,79 | -1,51 | 221 | 1036 |
| Banda 5 | 1,55 – 1,75 | -0,37 | 30,2 | 215 |
| Banda 6 | 10,4 – 12,5 | 1,2378 | 15303 | - |
| Banda 7 | 2,08 – 2,35 | -0,15 | 16,5 | 80,67 |

Fonte: Chander e Markhan (2003)

ii. Reflectância

O cálculo da reflectância monocromática de cada banda $\rho_{\lambda i}$ é definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletido pela superfície e o fluxo de radiação global incidente. Representa a porção da radiação solar de cada banda que é refletida por cada pixel da imagem (Equação 11).

Equação 11 – Reflectância ($\rho_{\lambda i}$)

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times DN \quad (11)$$

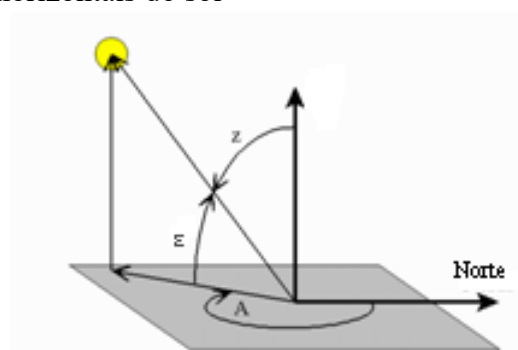
Em que: $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda; $k_{\lambda i}$ é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($W.m^{-2}.\mu m^{-1}$, Tabela 7); Z é o ângulo zenital solar (obtido por meio do cabeçalho das imagens adquiridas, variável de acordo com a órbita/ponto e da época do ano) e; d_r é o inverso do quadrado da distância Terra-Sol em unidades astronômicas.

O valor do cosseno ângulo Z , ângulo zenital do sol, é o mesmo do seno do ângulo de elevação do sol em relação ao terreno – Equação 12, como visto na Figura 9, fornecido pelo arquivo Metadata da imagem de Landsat 5, no pela USGS – Earth Explorer, ou, fornecido como dado pelo *site* do INPE no processo de escolha de imagem.

Equação 12 – Ângulo zenital do sol (Z)

$$\cos Z = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) = \sin(E) \quad (12)$$

Figura 9 – Representação das coordenadas horizontais do sol



E = ângulo de elevação do sol z = ângulo zenital, medido na vertical A = Azimute, medido no sentido horário em direção ao norte

Fonte: Elaborada pelo autor

O parâmetro d_r é calculado pela equação de Duffie and Beckman (1980), presente no manual da FAO 56 (ALLEN *et al.*, 1998) e referida no manual SEBAL (Equação 13).

Equação 13 – Inverso do quadrado da distância Terra-Sol (d_r)

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(DOY \frac{2\pi}{365}\right) \quad (13)$$

Em que: DOY é o dia Juliano da captura da imagem e; o ângulo ($DOY \cdot 2\pi/365$) é dado em radianos. Valores de d_r variam de 0,97 a 1,03 e são adimensionais (ALLEN *et al.*, 2002), ver Tabela 8.

Tabela 8 – Dia Juliano, valor de d_r e de $\cos Z$

| Data da passagem | DOY | d_r | $\cos(Z)$ |
|------------------|-----|--------|-----------|
| 31/08/2006 | 243 | 0,9833 | 0,836 |
| 19/11/2006 | 323 | 1,0247 | 0,888 |
| 21/12/2006 | 355 | 1,0325 | 0,851 |
| 20/08/2008 | 233 | 0,9787 | 0,796 |
| 05/09/2008 | 249 | 0,9863 | 0,831 |
| 07/10/2008 | 281 | 1,0041 | 0,881 |
| 23/10/2008 | 297 | 1,0128 | 0,886 |
| 24/09/2009 | 267 | 0,9961 | 0,876 |
| 27/11/2009 | 331 | 1,0275 | 0,871 |
| 13/10/2010 | 286 | 1,0069 | 0,896 |

Fonte: elaborada pelo autor

iii. Albedo planetário – no topo da atmosfera (α_{toa})

O albedo planetário é o albedo não ajustado à transmissividade atmosférica (Equação 14)

Equação 14 – Albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera (α_{toa})

$$\alpha_{toa} = \sum (\omega_\lambda \times \rho_\lambda) \quad (14)$$

Em que: ρ_λ é a reflectância planetária de cada banda e; ω_λ é o coeficiente de ponderamento para cada banda.

O coeficiente de ponderamento é calculado pela ESUN correspondente a cada banda que consta na Tabela 7, seguindo a Equação 15.

Equação 15 – Coeficiente de ponderação para cada banda

$$\omega_{\lambda} = \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}} \quad (15)$$

Os valores de ponderamento foram atualizados segundo Chander e Markhan (2003) e são discretamente diferentes dos valores constados no manual SEBAL (Equação 16).

Equação 16 – Albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera (α_{toa}) ponderado

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,155\rho_4 + 0,032\rho_5 + 0,012\rho_7 \quad (16)$$

Em que: ρ_1 ; ρ_2 ; ρ_3 ; ρ_4 ; ρ_5 e ρ_7 são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1; 2; 3; 4; 5 e 7, respectivamente.

iv. Albedo de superfície

O albedo da superfície é o coeficiente de reflexão da superfície para a radiação de onda curta, o poder refletor da superfície.

A atmosfera terrestre produz interferência na radiação solar e na radiação refletida; portanto, o albedo calculado no topo da atmosfera carece de correções devidas aos processos de absorção e espalhamento. Albedo de superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos (α) foi dado pela Equação 17.

Equação 17 – Albedo de superfície (α)

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (17)$$

Em que: α_{toa} é o albedo no topo da atmosfera; α_p é a radiação solar refletida pela atmosfera que varia de 0,025 a 0,04, mas para o SEBAL é recomendado usar 0,03 segundo Bastiaanssen (2000); τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

A transmissividade atmosférica (τ_{sw}) representa a fração da radiação solar incidente que é transmitida pela atmosfera, incluindo os efeitos de absorção e reflexão que ocorrem na atmosfera, tanto para a radiação direta como para difusa. A potência 2 encontrada na transmitância deve-se ao fato do duplo caminho percorrido pelo feixe de radiação, sendo um na direção da superfície e o outro na direção do sensor (ALLEN *et al.*, 2002).

No cálculo da transmissividade atmosférica (τ_{sw}), assumiu-se condições de céu claro e tempo relativamente seco em uma determinada elevação (z), ver Equação 18:

Equação 18 – Transmissividade atmosférica (τ_{sw})

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} z \quad (18)$$

Em que: z é a elevação acima do nível do mar (m). Essa elevação representa a altitude da área de interesse e muitas vezes representada pela altitude da estação meteorológica de referência da área, e da qual houve a coleta de dados.

Em estudos em que as áreas possuem inclinação considerável, o ângulo de incidência da radiação solar depende da inclinação da superfície e do seu aspecto, isto é, do azimute da normal da superfície. Nesses casos, se faz necessário obter, para a área de estudo, o Modelo de Elevação Digital do terreno, em geral mais conhecido como o DEM.

B. Radiação de onda curta incidente ($R_{sol,inc}$)

A radiação de onda curta incidente pela superfície ($R_{sol,inc}$), dada em $W.m^{-2}$, é a densidade do fluxo de radiação solar direta e difusa que de fato atinge a superfície da terra. É calculada considerando condições de céu claro (Equação 19).

Equação 19 – Radiação de onda curta incidente ($R_{sol,inc}$)

$$R_{sol,inc} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (19)$$

Em que: S é a constante solar ($1367 W.m^{-2}$), Z é ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

Esse cálculo é realizado em uma planilha do Excel e é um dado de entrada para aplicação do algoritmo no ERDAS IMAGINE 14.1, obtendo-se um resultado referente a cada dia de imageamento pela passagem do satélite.

C. Radiação de onda longa emitida ($R_{ol,emi}$)

A radiação de onda longa emitida é a densidade do fluxo de radiação térmica emitido pela superfície da Terra para a atmosfera ($W.m^{-2}$). Para se obter o valor de radiação de onda longa emitida é necessário realizar as seguintes etapas:

i. Índices de vegetação (NDVI, SAVI, IAF)

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada – NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) é um indicador sensível da quantidade e condição da vegetação. Seus valores variam de -1 a $+1$. Em superfícies com alguma vegetação, o NDVI varia de 0 (quase sem vegetação) a 1 (totalmente ou em sua maior parte vegetada). Para água e nuvens, o NDVI é menor que zero. O valor do NDVI é obtido por meio da razão entre a diferença da reflectância do infravermelho próximo (ρ_{IR}) e a do vermelho (ρ_R), pela soma de ambas (Equação 20).

Equação 20 – NDVI

$$NDVI = \frac{\rho_{IR} - \rho_R}{\rho_{IR} + \rho_R} \quad (20)$$

Em que: ρ_{IR} , ρ_R são, respectivamente, reflectâncias das bandas 4 e 3 do sensor TM Landsat 5.

O SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*) é um índice de vegetação que visa amenizar os efeitos do solo no NDVI, sendo obtido conforme Equação 21, por Huete (1988).

Equação 21 – SAVI

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{IR} - \rho_R)}{(L + \rho_{IR} + \rho_R)} \quad (21)$$

Em que: L é um fator de ajuste ao solo e que neste estudo, no qual foi atribuído o valor de $0,1$.

Em estudos para a região de Petrolina-PE, não houve diferenças efetivas nos fluxos de superfície com a modificação de L e o padrão espacial das variáveis de saída no SEBAL, sendo o mesmo tanto para $0,1$ como $0,5$ (NICÁCIO, 2008). A constante L varia entre 0 a 1 , o valor de 0 indica que SAVI é idêntico ao NDVI, a área é densamente coberta e não há influência do solo, sendo o valor de $0,25$ adotado para áreas muito densas, e valor de $0,5$ para cobertura ligeiramente esparsa, e o valor 1 para áreas com pouca cobertura vegetal.

O Índice de Área Foliar (IAF), definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, indicando a biomassa de cada pixel da imagem, é calculado de forma empírica obtida por Allen *et al.* (2002), Equação 22:

Equação 22 – IAF

$$LAI = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (22)$$

ii. Emissividade de superfícies (ϵ_{NB} , ϵ_0)

A emissividade da superfície é a razão entre a energia irradiada por um objeto ou superfície a uma dada temperatura e a energia irradiada por um corpo negro à mesma temperatura. No SEBAL, de acordo com Allen *et al.* (2002), as emissividades ϵ_{NB} e ϵ_0 podem ser obtidas, para $NDVI > 0$ e $IAF < 3$, segundo a Equação 23 e Equação 24:

Equação 23 – Emissividade ϵ_{NB}

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \cdot LAI \quad (23)$$

Equação 24 – Emissividade ϵ_0

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot LAI \quad (24)$$

Em que: ϵ_{NB} é a emissividade que representa o comportamento da superficial para emissão térmica na faixa relativamente estreita 6 de Landsat (10,4 a 12,5 μm), e ϵ_0 é a emissividade que representa o comportamento da superfície para emissão térmica no amplo espectro térmico (6 a 14 μm). Para pixels com $IAF \geq 3$, $\epsilon_{NB} = 0,98$ e $\epsilon_0 = 0,98$. Para corpos de água ($NDVI < 0$) tem-se $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_0 = 0,985$, conforme Allen *et al.* (2002).

iii. Temperatura da superfície (T_s)

A temperatura na superfície terrestre (T_s) é obtida com base na radiância espectral da banda termal ($L_{\lambda,6}$) e emissividade (ϵ_{NB}), por meio da Equação 25, em Kelvin ($^\circ\text{K}$):

Equação 25 – Temperatura da superfície (T_s)

$$T_s = \frac{K_2}{\ln \left(\frac{\epsilon_{NB} \cdot K_1}{L_{\lambda,6}} + 1 \right)} \quad (25)$$

Em que: K_1 e K_2 são constantes de calibração da banda termal do sensor TM Landsat 5 contidas no manual do SEBAL segundo Markhan e Barker (1987). Sendo $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1260,56 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$.

Depois de obtido esses componentes, a radiação de onda longa emitida ($R_{ol,emi}$) é a calculada pela equação de Kirchoff, baseada na Lei de Stefan-Boltzmann (Equação 26):

Equação 26 – Radiação de onda longa emitida ($R_{ol,emi}$)

$$R_{ol,emi} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_{sup}^4 \quad (26)$$

Em que: ε_0 é a emissividade para o amplo espectro e; σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e; T_{sup} é a temperatura da superfície ($^{\circ} \text{K}$).

Segundo Allen *et al.* (2002) os valores de radiação de onda longa emitida variam de 200 a 700 W/m^2 de acordo com o local e hora da captura da imagem.

D. Radiação de onda longa incidente ($R_{ol,atm}$)

A radiação de onda longa incidente ($R_{ol,atm}$) é o fluxo de radiação térmica advindo da atmosfera (Equação 27).

Equação 27 – Radiação de onda longa incidente ($R_{ol,atm}$)

$$R_{ol,atm} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (27)$$

Em que: ε_a é a emissividade atmosférica; σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_a é a temperatura do ar em Kelvin, conforme Allen *et al.* (2002)

A emissividade atmosférica (ε_a) é uma equação empírica de Bastiaanssen (1995) e se refere a dados de campos de alfafa em Idaho, local onde o SEBAL foi implementado, segundo a Equação 28.

Equação 28 – Emissividade atmosférica (ε_a)

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (28)$$

Em que: τ_{sw} é a transmissividade atmosférica

Esse cálculo é realizado em ambiente de Excel e é um dado de entrada para aplicação do algoritmo no ERDAS IMAGINE 14.1, obtendo-se um resultado referente a cada dia de imageamento pela passagem do satélite.

Etapa: Fluxo de calor sensível (H)

A densidade de fluxo de calor sensível (H), dada em $W.m^{-2}$, é a etapa mais complexa do algoritmo SEBAL, e requer uma série de suposições. O cálculo do H corresponde a Equação 29:

Equação 29 – Densidade de fluxo de calor sensível (H)

$$H = \frac{\rho \cdot C_p \cdot \partial T}{r_{ah}} \quad (29)$$

Em que: ρ é a massa específica do ar; C_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 J.kg.K^{-1}$); ∂T é a diferença da temperatura (T_1-T_2) entre duas alturas Z_1 e Z_2 , e; r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ($s.m^{-1}$).

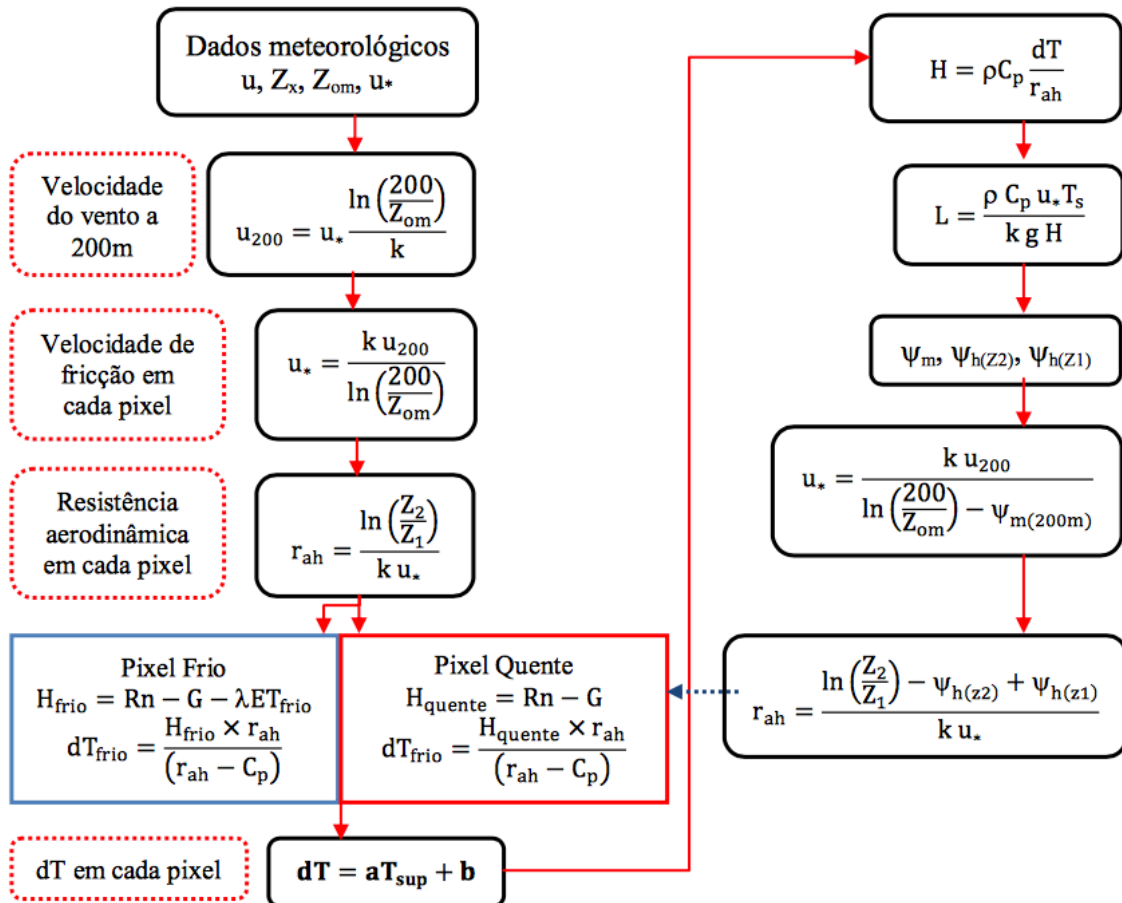
Os valores mais elevados de calor sensível encontram-se nas regiões de menor cobertura vegetativa (com baixos valores de NDVI), ou seja, áreas urbanas e solo exposto, já em áreas densamente vegetadas, os valores da densidade de fluxo de calor sensível são baixos.

A equação tende a ser difícil de resolver pois possui duas incógnitas: r_{ah} e ∂T ; a resistência aerodinâmica e a diferença de temperatura são desconhecidas, uma vez que não se dispõem de informações de velocidade do vento e de temperatura do ar em todos os pixels da imagem. Para auxiliar nos cálculos são escolhidos dois *pixels* âncora (quente e frio), em que se admite que para o pixel quente o $LE = 0$, e para o pixel frio $H = 0$. O que auxilia na determinação da variação da temperatura (∂T) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}) em todos os *pixels* da área de estudo.

Inicialmente, a densidade de fluxo de calor sensível é estimada com base na velocidade do vento e na temperatura da superfície, usando-se uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície.

O processo iterativo para a obtenção do fluxo de calor sensível (H) está demonstrado no fluxograma representado na Figura 10, e os detalhes do procedimento pode ser visto também em Bezerra (2013):

Figura 10 – Fluxograma do processo iterativo e obtenção do fluxo de calor sensível



Fonte: Bezerra (2013)

A resistência aerodinâmica ao transporte do calor (r_{ah}) é computada para cada *pixel* ainda considerando a estabilidade neutra da atmosfera pela Equação 30:

Equação 30 – Resistência aerodinâmica ao transporte do calor (r_{ah})

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (30)$$

Em que: z_1 e z_2 são as alturas, medidas em metros acima da superfície, as quais foram consideradas neste estudo como sendo, $z_1 = 0,1$ m e $z_2 = 2,0$ m, baseado em experiências de análise segundo Allen *et al.*, 2002; u^* é a velocidade de fricção na estação meteorológica; k é a constante de Von Karman (0,41).

A velocidade de fricção ($u^*_{pontual}$) pontual é computada usando o perfil logarítmico do vento para condições atmosféricas neutras pela Equação 31 (BASTIAANSEN *et al.*, 1998; ALLEN *et al.*, 2002):

Equação 31 – Velocidade de fricção ($u_{pontual}^*$)

$$u_{pontual}^* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m_{pontual}}}\right)} \quad (31)$$

Em que: u_x é a velocidade do vento à altura z_x ; z_x é a altura de medição da velocidade do vento na estação meteorológica da qual está sendo coletado o dado, porém que foi fixado para 2,0 m; z_{0m} é o coeficiente de rugosidade local.

Para converter a velocidade do vento na altura de medição, 10 m no caso da PCD, para 2 m – altura usada no manual do SEBAL (ALLEN *et al.*, 2002) – foi necessário aplicar a conversão dada por Allen *et al.*, 1998, no manual 56 da FAO (capítulo 3, equação 47), como representada na Equação 32:

Equação 32 – Velocidade do vento na altura z_x (u_x)

$$u_x = \frac{(u_h) \times 4,87}{\ln(67,8 \cdot h - 5,42)} \quad (32)$$

Em que: u_h é a velocidade do vento à altura h onde se encontra o anemômetro na estação meteorológica na qual os dados foram coletados. No caso dessa pesquisa, o valor de u_h é ao valor médio da velocidade do vento às 9 e às 10 da manhã, uma vez que a imagem foi capturada sempre em torno de 9:30h para a região de Aiuaba.

O coeficiente de rugosidade local z_{0m} (m), pode ser obtido através da equação sugerida por Allen *et al.* (2002). Esse coeficiente é uma função da altura média da vegetação (h) na estação meteorológica. O valor de z_{0m} depende fundamentalmente da natureza da superfície, quanto mais irregular e rugosa a superfície, maior será o coeficiente. O coeficiente da rugosidade no *pixel* da estação meteorológica ($z_{0m_{pontual}}$) é dado pela Equação 33.

Equação 33 – Comprimento de rugosidade local (z_{0m})

$$z_{0m_{pontual}} = 0,12h \quad (33)$$

Em que: foram admitidos valores de h a 4,0 m de altura da vegetação quando se utilizou dados da estação da FUNCEME, e valor de 0,30 m quando utilizado valores meteorológicos da PCD de Campos Sales.

De posse dos valores de $z_{OM_{pontual}}$ e $u^*_{pontual}$, é possível estimar a velocidade do vento a uma altura (z) de 200 m (u_{200}), na Equação 34, chamada de “*blending height*” (altura de mistura), onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis:

Equação 34 – Velocidade do vento à altura *blending height*

$$u_{200} = u^*_{pontual} \cdot \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om_{pontual}}}\right)}{k} \quad (34)$$

Restando apenas, o cômputo do componente z_{om} que é o comprimento da rugosidade no pixel da estação meteorológica, segundo a Equação 35, para poder em seguida obter a velocidade de fricção para cada *pixel*.

Equação 35 – Comprimento de rugosidade local (z_{om})

$$z_{om} = e^{(-5,809+5,62 \cdot SAVI)} \quad (35)$$

Assim, pode-se obter a velocidade de fricção u^* , usado na Equação 30 da estimativa resistência aerodinâmica ao transporte do calor (r_{ah}), por meio da Equação 36:

Equação 36 – Velocidade de fricção (u^*)

$$u_* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)} \quad (36)$$

Uma série de interações é requerida para a obtenção da resistência aerodinâmica ao transporte do calor (r_{ah}) para o período que se considera os impactos da instabilidade em r_{ah} e H (o fluxo de calor sensível).

A outra incógnita da equação do calor sensível é a diferença de temperatura (∂T), em °C, para cada *pixel* foi dada pelo SEBAL, através de uma relação linear entre dT e T_s (temperatura da superfície), dada pela Equação 37:

Equação 37 – Coeficientes de correlação da diferença de temperatura na superfície

$$\partial T = a + bT_{sup} \quad (37)$$

Em que: a , b são constantes de calibração da diferença de temperatura; T_{sup} é a temperatura do *pixel*.

A linearidade da função é uma premissa do SEBAL. No entanto, essa suposição tem considerada adequada e enquadra-se em uma grande variedade de condições, segundo Bastiaansen e pesquisadores. Considerando-se então que no cálculo da temperatura do *pixel* frio (*pixel* úmido), considera-se $H_{\text{cold}} = 0$, podendo escolher um *pixel* num corpo d'água; ou considerar o $H_{\text{cold}} = R_n - G - 1,05 \cdot ET_r \cdot dt_{\text{cold}}$. Para o *pixel* quente (*pixel* seco), assume-se que a evapotranspiração real do *pixel* quente é zero ($ET_{\text{hot}} = 0$). Segundo o manual SEBAL, em caso de precipitação de 1 a 4 dias antes da data da imagem, a ET_{hot} deveria ser estimada por balanço hídrico.

Para avaliar os efeitos turbulentos (*bouyancy*) gerados pelo aquecimento da camada de superfície do solo, afetando as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica (r_{ah}), o modelo SEBAL aplica a teoria de Monin-Obukhov em um processo iterativo, corrigindo os efeitos turbulentos até o valor de resistência aerodinâmica (r_{ah}) se estabilizar. A obtenção do comprimento Monin-Obukhov (L) em metros, utilizado para identificar a condição de estabilidade da atmosfera foi computado por meio da seguinte expressão (Equação 38):

Equação 38 – Densidade de fluxo de calor sensível (H)

$$L = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{g \cdot k \cdot H} \quad (38)$$

Em que: ρ é a massa específica do ar úmido ($1,15 \text{ kg/m}^3$), c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J.kg}^{-1}\text{K}^{-1}$), u_* é a velocidade de fricção de cada *pixel* da imagem (m/s), T_s é a temperatura da superfície em Kelvin, g é a constante gravitacional ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível (W.m^{-2}).

Dependendo das condições de estabilidade, então, calculam-se os coeficientes de correção de estabilidade atmosférica para o transporte de calor e *momentum*, que são ψ_h e ψ_m , respectivamente. Estas variáveis irão auxiliar a correção da velocidade de fricção (u^*) e da resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}), após o processo iterativo. Para isto, utilizam-se das seguintes fórmulas (BASTIAANSEN, 1995; ALLEN *et al.*, 2002):

- I – Se $L < 0 \rightarrow$ Atmosfera instável;
- II – Se $L > 0 \rightarrow$ Atmosfera estável;
- III – Se $L = 0 \rightarrow$ Atmosfera neutra.

I – Se $L < 0 \rightarrow$ Atmosfera instável;

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \cdot \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \operatorname{arctg} (x_{(200m)}) + 0,5\pi$$

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

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

Em que:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \cdot \frac{200}{L} \right)^{0,25}$$

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

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

II – Se $L > 0 \rightarrow$ Atmosfera estável;

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \cdot \left(\frac{200}{L} \right)$$

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

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

III – Se $L = 0 \rightarrow$ Condições neutras; $\Psi_m = 0$ e $\Psi_h = 0$

Dessa forma, obteve-se o valor corrigido de velocidade de fricção (Equação 39):

Equação 39 – Velocidade de fricção corrigida (u_*)

$$u_* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln \left(\frac{200}{z_{0m}} \right) - \Psi_{m(200m)}} \quad (39)$$

Em que: u_{200} é a velocidade do vento a 200 m (m/s), k é a constante de Von Karman, z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\Psi_{m(200m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 200 m.

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor corrigida (r_{ah}), após o processo iterativo, é computado pela Equação 40:

Equação 40 – Resistência aerodinâmica ao transporte de calor corrigida (r_{ah})

$$r_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{k \cdot u_*} \quad (40)$$

Em que: z_2 e z_1 valem 2 m e 0,1 m respectivamente e $\Psi_{h(z_2)}$ e $\Psi_{h(z_1)}$ são as correções devido às condições de estabilidade para o transporte de calor sensível a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Assim, novos valores de ∂T e para o pixel frio e pixel quente são gerados com o r_{ah} corrigido, obtendo-se novos valores de coeficientes a e b na Equação 37.

O design do modelo SEBAL em ambiente ERDAS IMAGINE 14.1 e parte dos dados citados nas equações citadas anteriormente obtidos em ambiente Excel, constam no Apêndice A e Apêndice B, respectivamente.

3.6.4 O algoritmo SAFER

O SAFER envolve parâmetros obtidos por sensoriamento remoto como albedo de superfície (α_0), a temperatura da superfície (T_s) e o NDVI, assim como dados meteorológicos para cálculo da evapotranspiração de referência (ET_o) coletados estação meteorológica automática da FUNCEME a 2 km da BEA, e da estação meteorologia automática de Campos Sales contidos no Banco de Dados do grupo de pesquisa HIDROSED.

Por meio da aplicação do algoritmo SAFER, a evapotranspiração real foi obtida para a área da BEA por meio da relação entre a evapotranspiração real e a evapotranspiração potencial de forma empírica de acordo com o modelo (Equação 41), relação essa chamada de fração evapotranspirativa.

Equação 41 – Fração evapotranspirativa (ET_r/ET_o)

$$\left(\frac{ET_r}{ET_o}\right)_{safer} = \exp \left[a + b \left(\frac{T_0}{\alpha_{24} \times NDVI} \right) \right] \quad (41)$$

Em que: a e b são coeficientes de regressão, nos valores de 1,9 e -0,008 °C⁻¹ para áreas semiáridas brasileiras, como consta em Teixeira *et al.*, (2013) e; α_{24} é albedo planetário médio do dia e; T_0 é a temperatura média da superfície do dia e; NDVI é o índice de vegetação.

Em seguida, a evapotranspiração real é obtida multiplicando a fração evaporativa com evapotranspiração potencial do dia (Equação 42).

Equação 42 – Evapotranspiração real diária (ET_r)

$$ET_r = ET_o \left(\frac{ET_r}{ET_o}\right)_{safer} \quad (42)$$

No manual da FAO-56 (ALLEN *et al.*, 1998) é possível calcular a evapotranspiração potencial diária (ET_o) pelo método de Penman-Monteith a partir de dados meteorológicos. Essa equação requer a temperatura média diária, velocidade do vento, umidade relativa e radiação solar.

Para a aplicação do modelo SAFER, primeiramente, a radiância espectral foi calculada (L_{λ_i}), em W/m²srµm (Equação 43)

Equação 43 – Radiância espectral (L_{λ_i})

$$L_{\lambda_i} = ND_i * SF \quad (43)$$

Em que: ND_i é o número digital das bandas RapidEye 1-5 e; SF corresponde ao fator de escala radiométrica, que é 0,01, como especificado no RapidEye (2016).

Essa radiação é convertida em reflectância (ρ_{λ_i}), levando em consideração o aspecto direcional da radiância. Segundo a Equação 44:

Equação 44 – Reflectância ($\rho_{\lambda i}$)

$$\rho_i = \frac{\pi L_i}{k_i E_0 \cos(z)} \quad (44)$$

Em que: $\rho_{\lambda i}$ é o valor da reflectância, k_i é a irradiância exo-atmosférica (Tabela 9), E_0 é o fator de correção terra-sol e; Z é o ângulo zenith solar. Os fatores E_0 e Z são cálculos típicos da posição solar (NOAA, 2017).

Tabela 9 – Descrição das bandas do RapidEye e irradiância solar espectral no topo da atmosfera

| Descrição dos canais | Comprimento de onda (μm) | Irradiância solar espectral no topo da atmosfera - K_i ($\text{W}/\text{m}^2/\mu\text{m}$); |
|----------------------|---------------------------------------|---|
| Banda 1 | 0,44 – 0,51 | 1997,8 |
| Banda 2 | 0,52 – 0,59 | 1863,5 |
| Banda 3 | 0,63 – 0,68 | 1560,4 |
| Banda 4 | 0,69 – 0,73 | 1395,0 |
| Banda 5 | 0,76 – 0,85 | 1124,4 |

Fonte: RapidEye (2016)

Os cálculos necessários para a obtenção do E_0 e Z podem ser encontrados na Figura 11, na qual mostra a sequência da obtenção dos parâmetros astronômicos que são: ano em fração (γ); o ângulo de declividade do sol (Dec); o ângulo da hora do pôr-do-sol (w_s); o ângulo da hora (w), e; o fator de correção da distância Terra-sol (E_0), segundo as equações descritas em NOAA (2017). Além da obtenção de outros componentes do algoritmo que são: fator integral (R), radiação solar no topo da atmosfera (R_{sTOP}), fator de correção da distância terra-sol (E_0), cosseno do ângulo zenital solar ($\cos Z$), e a transmissividade atmosférica (T).

As entradas para todos os cálculos desses processos iniciais são o dia do ano, a hora do dia e a latitude da BEA, além da radiação global (R_g) e temperatura do ar (T_a) adquiridas pela estação meteorológica. Os dados de entrada foram identificados pela cor azul nas figuras.

modelo foram obtidas de forma empírica por Teixeira *et al.* (2008) para a região semiárida, tais como o coeficiente de regressão (α).

Para obter o albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera (α_{toa}), aplicou-se a Equação 45, segundo os valores de ponderamento por Teixeira *et al.* (2008):

Equação 45 – Albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera (α_{toa}) para RapidEye

$$\alpha_{toa} = 0,252\rho_1 + 0,235\rho_2 + 0,196\rho_3 + 0,176\rho_4 + 0,142\rho_5 \quad (45)$$

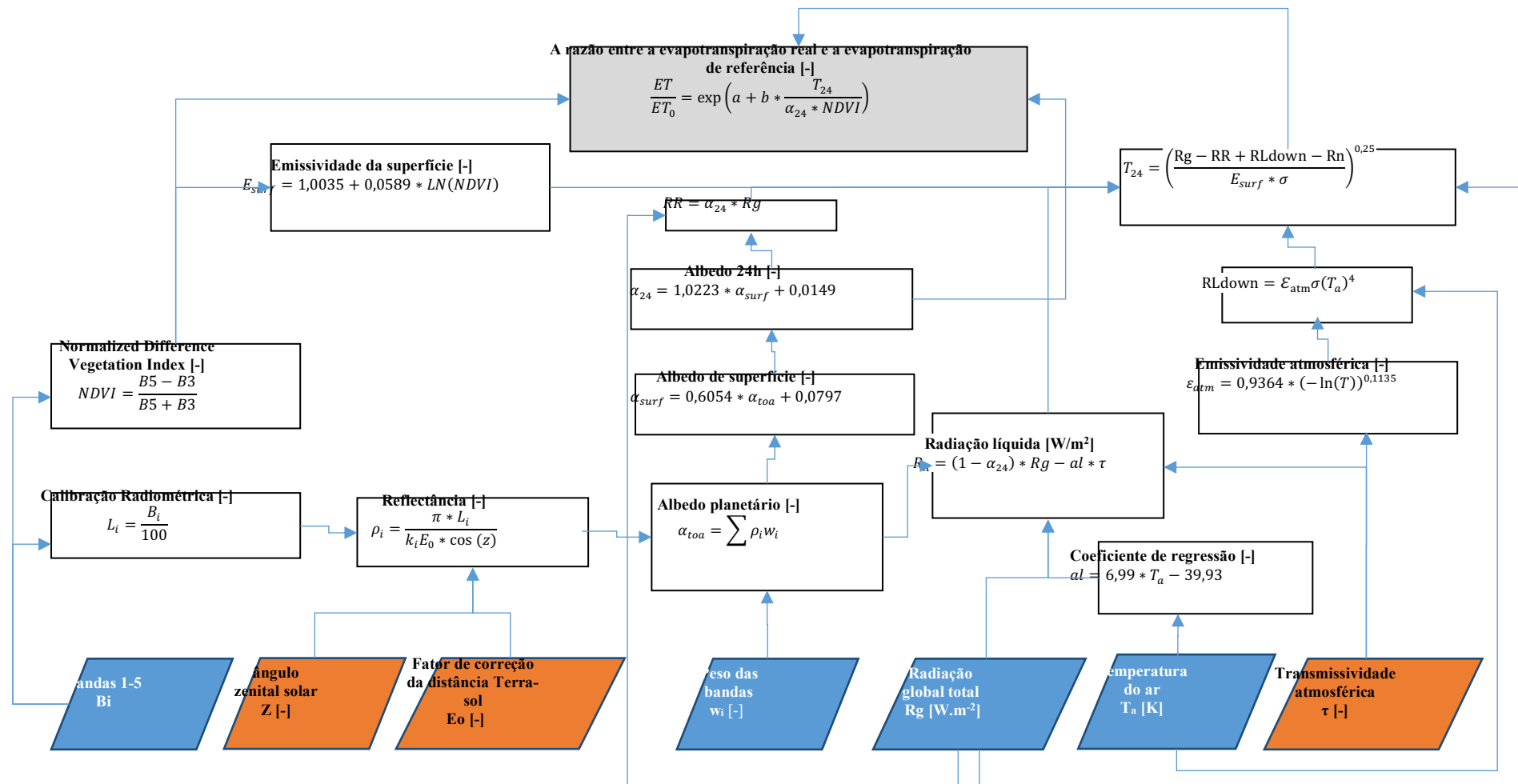
Em que: ρ_1 ; ρ_2 ; ρ_3 ; ρ_4 ; ρ_5 são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1; 2; 3; 4 e 5, respectivamente.

Em seguida foram obtidos os valores de albedo de superfície (α_{surf}), e o albedo para 24 horas (α_{24}) como apresentado na Figura 12. Outros componentes do balanço de energia também foram estimados, tais como: temperatura diária (T_{24}), emissividade da superfície (E_{surf}), emissividade atmosférica (ϵ_{atm}), radiação de ondas longas (RL_{down}), radiação líquida (R_n), radiação global (R_g). Ao final do processamento dos cálculos, obtém-se a fração evaporativa: a razão entre evapotranspiração real e evapotranspiração de referência (ET_r/ET_o) ou (ET_{fract}), que também é obtida no modelo SEBAL.

Vale ressaltar que as radiações estão em unidade de $W \cdot m^{-2}$ e que a constante de Stefan–Boltzmann (σ) foi aplicada no valor $5,670367 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$.

O design do modelo SAFER em ambiente ERDAS IMAGINE 14.1 e parte dos dados citados na Figura 11 e Figura 12 obtidos em ambiente Excel constam no Apêndice C e Apêndice D, respectivamente.

Figura 12 – Fluxograma da sequência de equações do algoritmo SAFER (dados de entrada, processos e dados de saída)



Fonte: produzida pelo autor

3.7 Cálculo da evapotranspiração real (ET_r) na zona das raízes na vegetação de caatinga através de balanço hídrico

A estimativa da evapotranspiração foi obtida através do método do balanço hídrico no solo (LIBARDI, 2005), para o período de 2004 a 2016, com a contabilização das entradas e saídas de água num dado volume de solo para um intervalo de tempo conforme Equação 46.

Equação 46 – Balanço hídrico no solo

$$\Delta A = P + I \pm Q - R - ET_r \quad (46)$$

Em que: ΔA é a variação de armazenamento de água no solo; P é a precipitação; I é a irrigação; Q é o fluxo total de drenagem ($-Q$) ou ascensão capilar ($+Q$); R é o escoamento superficial; e ET_r é a evapotranspiração, todos expressos em mm. Conhecendo-se todos os componentes do balanço hídrico, a ET é obtida como termo residual da Equação 46.

A ascensão capilar ($+Q$) foi desconsiderada porque a bacia encontra-se sobre um embasamento cristalino (COSTA *et al.*, 2016), e por estar em condições naturais, a irrigação (I) também não foi considerada.

A evapotranspiração (ET_r) foi modelada por meio do balanço hídrico do conteúdo de água no solo (A), baseada na Equação 47.

Equação 47 – Evapotranspiração por balanço hídrico

$$ET_r = P - R - Q - \Delta A \quad (47)$$

O balanço hídrico foi implementado em ambiente Excel e a resolução temporal adotada foi horária. Os dados de precipitação (P) foram obtidos a partir de série de dados de chuva de cinco minutos e a variação da armazenagem (ΔA) a partir de dados horários de umidade pelo sensor TDR, correspondente ao período de monitoramento de 2004 a 2013. A infiltração (Q) foi estimada pelo método de Green-Ampt (GREEN e AMPT, 1911 *apud* CHOW *et al.*, 1988), que permite estimar a capacidade de infiltração instantânea no solo ($f(t)$) – Equação 48) e o escoamento (R) foi considerado Hortoniano.

A estimativa da infiltração seguiu as equações 48 a 50. A Equação 48 é a capacidade de infiltração instantânea no solo (f) derivada da $F(t)$, e a Equação 49 é a lâmina escoada.

Equação 48 – Capacidade de infiltração instantânea por Green-Ampt, derivada de $F(t)$

$$f(t) = K \left(\frac{\Psi \Delta \theta}{F(t)} \right) + 1 \quad (48)$$

Equação 49 – Lâmina escoada (R)

$$\begin{cases} \text{se } P(t) \geq f(t) \rightarrow R(t) = P(t) - f(t), \text{ senão} \\ R(t) = 0 \end{cases} \quad (49)$$

Em que: Ψ é a tensão mátrica, K a condutividade hidráulica e $\Delta\theta$ a variação da umidade do solo.

O $F(t)$ é dado pela Equação 50, implícita, tendo sido solucionada pelo método das substituições sucessivas.

Equação 50 – Lâmina acumulada de água infiltrada no solo (F)

$$F(t) = Kt + \Psi \Delta \theta \cdot \ln \left(1 + \frac{F(t)}{\Psi \Delta \theta} \right) \quad (50)$$

A permeabilidade (η) e o valor de K foram obtidos por Almeida (2016), com valores iguais a 42% e 2,35 cm.h⁻¹, respectivamente. Estes valores foram resultados de experimentos de infiltração na BEA nos anos de 2014 e 2015. A tensão mátrica (Ψ) igual a 7,9 cm foi aproximada a partir de valores padrão (RAWLS *et al.*, 1983 *apud* CHOW *et al.*, 1988).

O escoamento foi considerado hortoniano, ou seja, desprezando-se a interceptação vegetal. O escoamento é dado pela fração da chuva que não é absorvida pelo solo por infiltração (HORTON, 1993 *apud* CHOW *et al.*, 1988). Mais detalhadamente, o escoamento Hortoniano ocorre quando a infiltração num dado intervalo de tempo $f(t_n-t_{n+1})$ é inferior ao total precipitado no mesmo intervalo de tempo $P(t_n-t_{n+1})$.

O armazenamento da água no solo na zona das raízes (ΔA) (PINHEIRO *et al.*, 2013), foi obtido através do monitoramento da umidade do solo através de sensores do tipo TDR (COSTA *et al.*, 2013). Sendo a variação considerada a partir da Equação 51:

Equação 51 – Variação do armazenamento de água no solo (ΔA)

$$\Delta A = LTA(i) - LTA(i - 1) \quad (51)$$

Em que: $LTA_{(i)}$ é lâmina total atual de água no solo na zona de raízes no dia i , mm; $LTA_{(i-1)}$ é lâmina total de água no solo na zona de raízes do dia anterior ao dia i , mm.

Os valores diários de lâmina de água para a zona das raízes provêm dos dados de umidade do solo calibrados para a BEA, a calibração está descrita em Costa (2012). Os valores de umidade utilizados nessa pesquisa foram obtidos a partir do TDR da EP1.

O TDR mede o tempo de viagem do sinal entre as hastes da sonda que depende da permeabilidade dielétrica do material envolto às hastes, já a permitividade dielétrica depende do teor de água. Portanto, a frequência de oscilação do multivibrador é dependente da quantidade de água no meio que está sendo feita a medição. O *output* do reflectômetro se dá em onda quadrada e o valor de saída da sonda varia em cerca de 14 μs para as hastes medindo em ambiente livre, no ar, para 42 μs no caso das hastes estarem completamente imersas em água da torneira segundo Campbell Scientific (2017), e uma equação de calibração padrão converte o período de tempo em teor de segundo, no entanto faz-se necessária a calibração no local, desse modo, o valor de umidade do solo para a camada de atuação do reflectômetro (0-0,20 m) segue a Equação 52, de acordo com Costa (2012):

Equação 52 – Equação de calibração do sensor de umidade do solo

$$\theta_{EP1} = 0,0284t - 0,4540 \quad (52)$$

Em que: t é tempo de viagem do sinal em μs .

Dessa forma, é medido o valor de umidade proveniente do reflectômetro. Para uma análise da disponibilidade hídrica no solo na zona de raízes faz-se necessário o ajuste do valor de umidade dado pela Equação 53 para a umidade na zona das raízes (θ_{RZ}) (COSTA *et al.*, 2013).

Equação 53 – Equação de calibração da umidade para a zona das raízes

$$\theta_{RZ} = -0,0595 + (0,619 \cdot \theta_{EP1}) \quad (53)$$

Em que: θ_{EP1} é a teor de umidade dada pelo reflectômetro (m^3/m^3).

Assim, foi estimado a lâmina de água no solo por meio do teor de umidade do solo na zona das raízes multiplicado pela profundidade efetiva das raízes de 0,80 m.

3.8 Cálculo do coeficiente de estresse hídrico (Ks)

Quando o potencial mátrico no solo é reduzido a um determinado valor limítrofe, a vegetação sofre estresse hídrico. Os efeitos do estresse hídrico podem ser descritos pelo coeficiente Ks (BERNARDO, 1995; LIMA, SILVA e OLIVEIRA, 2001; BROOKS *et al.*, 2003; ZHAO *et al.*, 2013). Este coeficiente foi obtido através da equação proposta por Bernardo (1995) (Equação 54).

Equação 54 – Coeficiente de estresse hídrico (Ks)

$$K_S = \frac{\ln((\theta_i - \theta_{pmp}) + 1)}{\ln((\theta_{cc} - \theta_{pmp}) + 1)} \quad (54)$$

Em que: θ_i é o teor de umidade do solo na zona das raízes no instante i (mm); θ_{pmp} é o teor de umidade do solo no ponto de murcha permanente (mm); θ_{cc} é o teor de umidade do solo na capacidade de campo.

3.9 Análise estatística dos métodos de evapotranspiração real (ETr)

A evapotranspiração real (ETr) obtida pelo método do balanço hídrico (T1) (tratamento testemunha) na BEA (Tabela 4), foi comparada aos outros dois métodos: ETr calculada através do método SEBAL para imagens Landsat com resolução de 30,0 m (T2) e ETr calculada através do método SAFER RapidEye com resolução espacial de 5,0 m (T3). Os tratamentos foram submetidos à uma análise de variância (ANOVA) utilizando-se para isso o teste F e os níveis de significância de 1 e 5%. Sempre que o valor de F encontrado for significativo ao nível de probabilidade de 1 %, foi realizada então à análise da diferença entre as médias dos tratamentos, usando-se para isso do teste de Tukey, a 5%, com auxílio do *software* SAEG (Sistema para Análise Estatística) versão 9.1.

Além disso, para avaliar estatisticamente o desempenho dos modelos de cálculo da evapotranspiração real (ETr) foram calculados indicadores estatísticos comparando-se os valores estimados e os medidos não empregados na análise de regressão. Os indicadores estatísticos utilizados nessa avaliação foram coeficiente de determinação (R^2); erro médio

absoluto (EMA); raiz do erro médio quadrático (REMQ) e coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE).

Coeficiente de determinação (R²)

É a porcentagem da variação da variável dependente explicada pela(s) variável (eis) independente(s).

Equação 55 – Coeficiente de determinação (R²)

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{(\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2) \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \right)^2 \quad (55)$$

Em que: X_i é a i-ésima observação da variável X; \bar{X} é a média das observações da variável X; Y_i é a i-ésima observação da variável Y; \bar{Y} é a média das observações da variável Y e n número de observações.

Erro médio absoluto (EMA)

É definido como sendo a diferença entre a previsão e a observação, dividida pelo número de observações.

Equação 56 – Erro médio absoluto (EMA)

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X'_i - X_i| \quad (56)$$

Em que: X_i são os dados medidos; X'_i são os dados estimados e N e o número de pontos observados. Quando uma previsão for perfeita o EMA será igual a zero.

Raiz do erro médio quadrático (REMQ)

Este método indica o grau de similaridade entre os dados medidos e os estimados usando modelos, sendo o valor ideal igual a zero. O REMQ é mais sensível a valores extremos.

Equação 57 – Raiz do erro médio quadrático (REMQ)

$$\text{REMQ} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [X_i' - X_i]^2} \quad (57)$$

Em que: X_i são os dados medidos; X_i' são os dados estimados e N é o número de pontos observados.

Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE)

O coeficiente (NSE) varia entre $-\infty$ a 1, sendo o valor 1 indicativo de um perfeito ajuste. Quando o valor de NSE resultar maior que 0,75, o desempenho do modelo é considerado bom. Para valores de NSE entre 0,36 e 0,75, o desempenho é considerado aceitável, enquanto valores de NSE inferiores a 0,36 é considerado inaceitável. Quando o coeficiente NSE apresentar valores menores que zero indica que o valor médio da série de dados em estudo é um melhor indicador que a estimativa usando o modelo. É um dos mais importantes critérios estatísticos para avaliar o ajuste de modelos hidrológicos.

Equação 58 – Coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE)

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\Sigma(X_c - X_m)^2}{\Sigma(X_m - X_{me})^2} \quad (58)$$

Em que: X_c - evento observado; X_m - evento simulado pelo modelo; X_{me} - a média do evento observado no período de simulação.

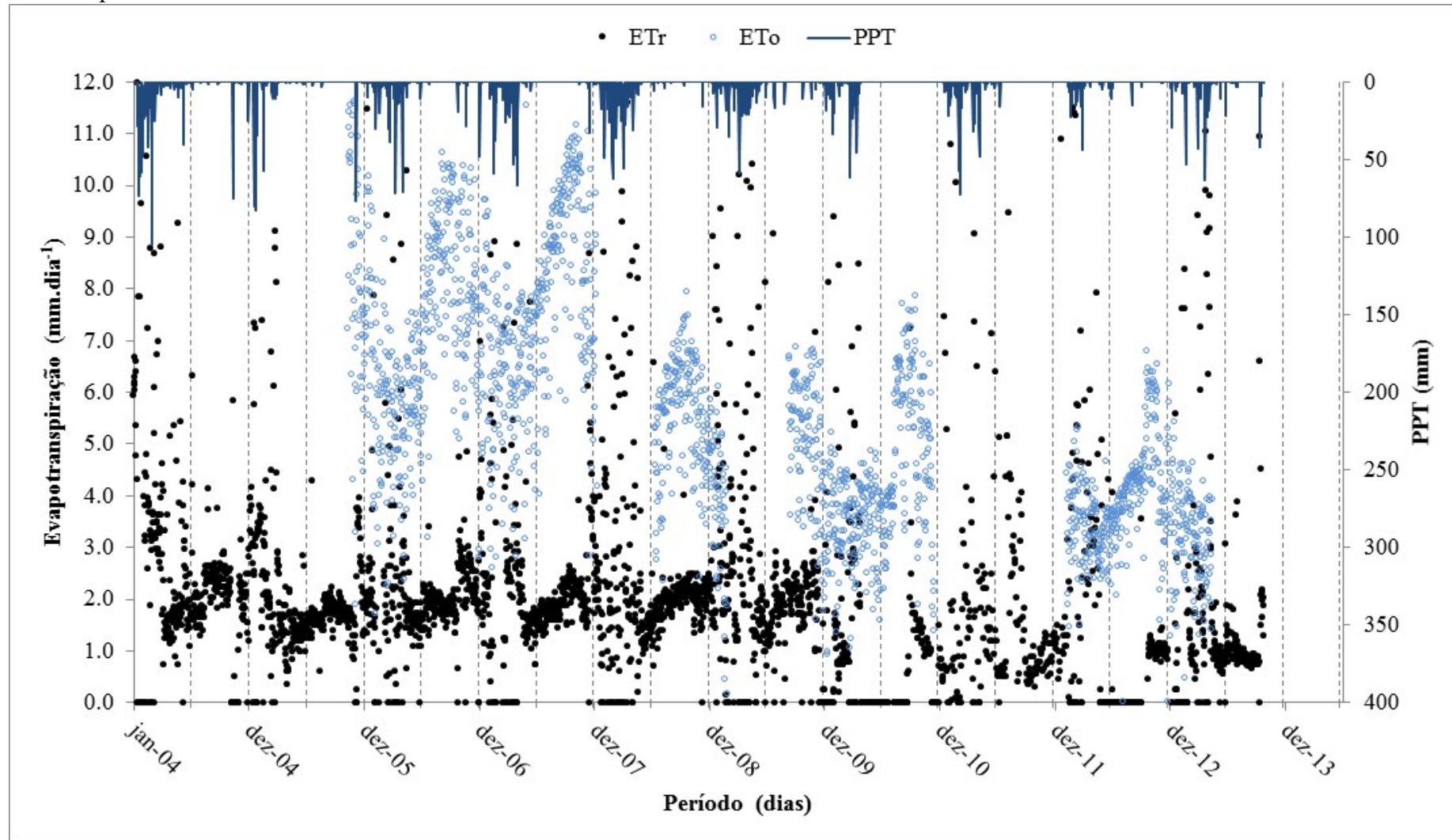
4 RESULTADOS

4.1 Distribuição temporal da evapotranspiração por balanço hídrico no solo

A partir de uma série histórica, pode-se aumentar a previsibilidade dos processos ecohidrológicos e realizar um bom planejamento para tomada de decisões. O grupo HIDROSED vem monitorando a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) desde 2003. Vários trabalhos foram publicados; este presente estudo aborda de forma mais específica a evapotranspiração na BEA a fim de contribuir com o entendimento mais aprofundado das relações solo-água-planta-atmosfera. Os resultados da distribuição espaço-temporal da evapotranspiração real (ET_r) e evapotranspiração potencial (ET_o), além da precipitação (PPT) na BEA são apresentados na Figura 13.

Observa-se ainda na Figura 13 uma série de dez anos de dados medidos no campo. Neste período foram observados algumas falhas e inconsistências, principalmente, em relação ao cálculo da ET_r pelo método do balanço hídrico no solo. Algumas distorções podem ser atribuídas ao modelo de balanço hídrico utilizado neste trabalho. O modelo utilizado não representou adequadamente para os dias com ocorrência de precipitação. No período chuvoso entre os meses de fevereiro a maio foram observados valores de ET_r muito acima dos valores normais e acima também da evapotranspiração de referência que, como o próprio nome implica, serve de referência para identificação destas inconsistências. Os valores espúrios de ET_r ocorrem, na maioria das vezes, no primeiro semestre, período em que se concentram as chuvas. No segundo semestre estas incoerências quase não ocorrem. É no segundo semestre que a análise da relação solo-água-planta-atmosfera apresenta valores com tendências mais facilmente identificadas.

Figura 13 – Distribuição temporal da evapotranspiração real e da evapotranspiração de referência estimada por balanço hídrico no solo para a Bacia Experimental de Aiuaba entre 2004 e 2013



Por falta de monitoramento climatológico em alguns períodos da série de dados (Figura 13) não foi possível calcular a evapotranspiração de referência (ET_o). As principais ausências foram observadas durante os anos de 2004 e 2010. As estações climatológicas tiveram problemas de manutenção que causaram prejuízo nesta análise. Entretanto, observou-se menor número de falhas no monitoramento da evapotranspiração real (ET_r). Isso é um bom indicativo da qualidade de monitoramento hidrológico realizado na BEA. Observa-se ainda na Figura 13 o distanciamento entre a ET_o e a ET_r, principalmente no período seco, segundo semestre. No período chuvoso existe uma maior aproximação destes valores em função da maior disponibilidade hídrica para a vegetação utilizar em seus processos fisiológicos na evapotranspiração, observando-se assim a maior proximidade entre ET_r e ET_o.

Pode-se ainda avaliar a distribuição temporal da evapotranspiração de referência (ET_o) e evapotranspiração real (ET_r) a partir da Figura 14 e Figura 15, respectivamente. Os dados de evapotranspiração diária foram organizados a cada mês, e então calculada a média e a variação daquele determinado mês no período de 10 anos (2004 a 2013), obtendo-se assim, a amplitude de variação dos valores de determinado mês.

A variabilidade mensal entre o 25º e o 75º percentil chega a mais de 4,0 mm.dia⁻¹ no mês de agosto. Considerando-se 95% dos dados, esta variação pode ser próxima a 6,0 mm. Ou seja, uma grande amplitude e variabilidade. Esta amplitude é reflexo da alta variabilidade climática, típica da região, com alta radiação solar e forte influência dos fatores aerodinâmicos envolvidos no cálculo da ET_o. Observa-se menor amplitude no mês de fevereiro entre os valores máximos e mínimos, porém ainda há alta variabilidade. Nos meses de fevereiro a maio percebe-se padrão mais uniforme em relação aos outros meses do ano. É nesse período que ocorre o período chuvoso. A ET_o média para este período fica em torno de 4,0 mm. Meses com valores intermediários de ET_o, como janeiro, junho e julho podem sinalizar como seria a transferência de água do solo para a atmosfera. Os valores máximos de ET_o, em torno de 5,7 mm são observados no período de agosto a dezembro. O comportamento da ET_r é oposto ao da ET_o. A menor variabilidade ocorre no período seco, com variação menor que 1,0 mm. Enquanto no período chuvoso observou-se amplitude de variação de até 6,0 mm. Isso indica que o modelo de balanço hídrico está bem ajustado para o período sem chuvas. Para o período chuvoso, recomenda-se que seja feito um melhor ajuste no modelo.

Figura 14 – Gráfico tipo box-plot da distribuição por mês da evapotranspiração de referência (ET_o) diária para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013

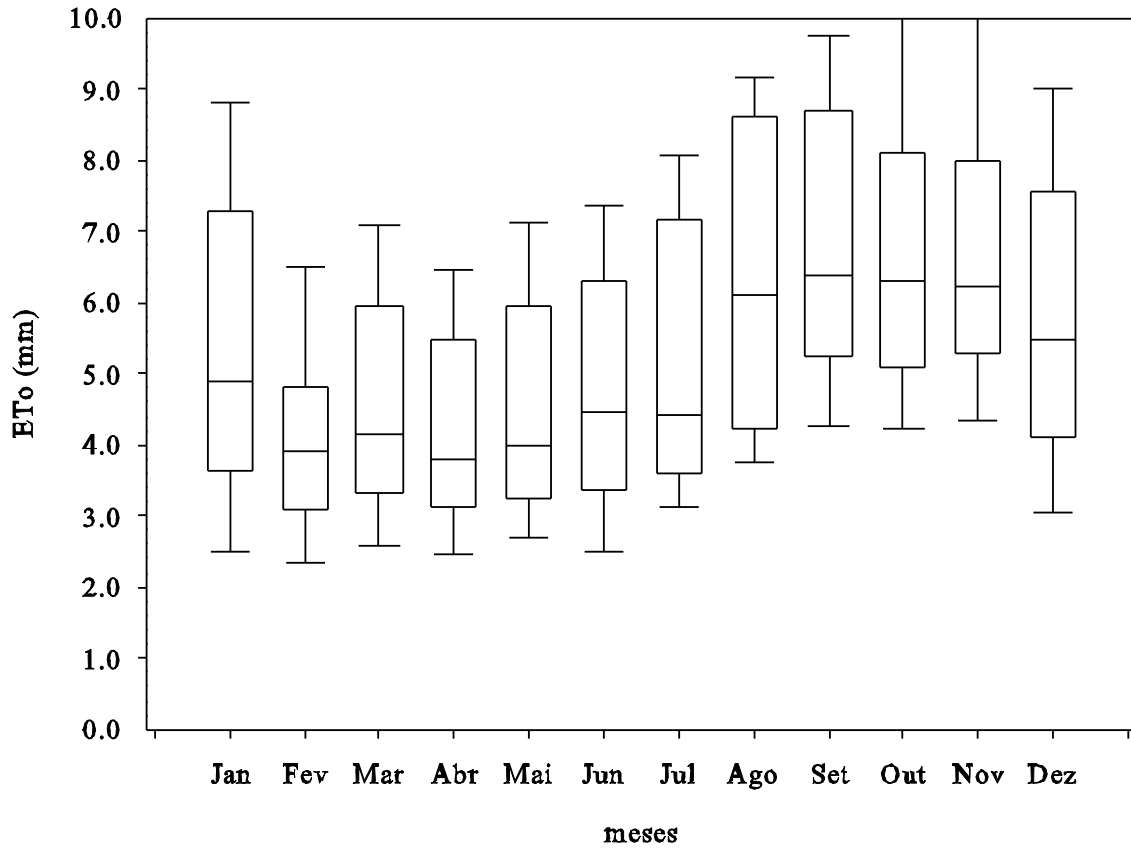
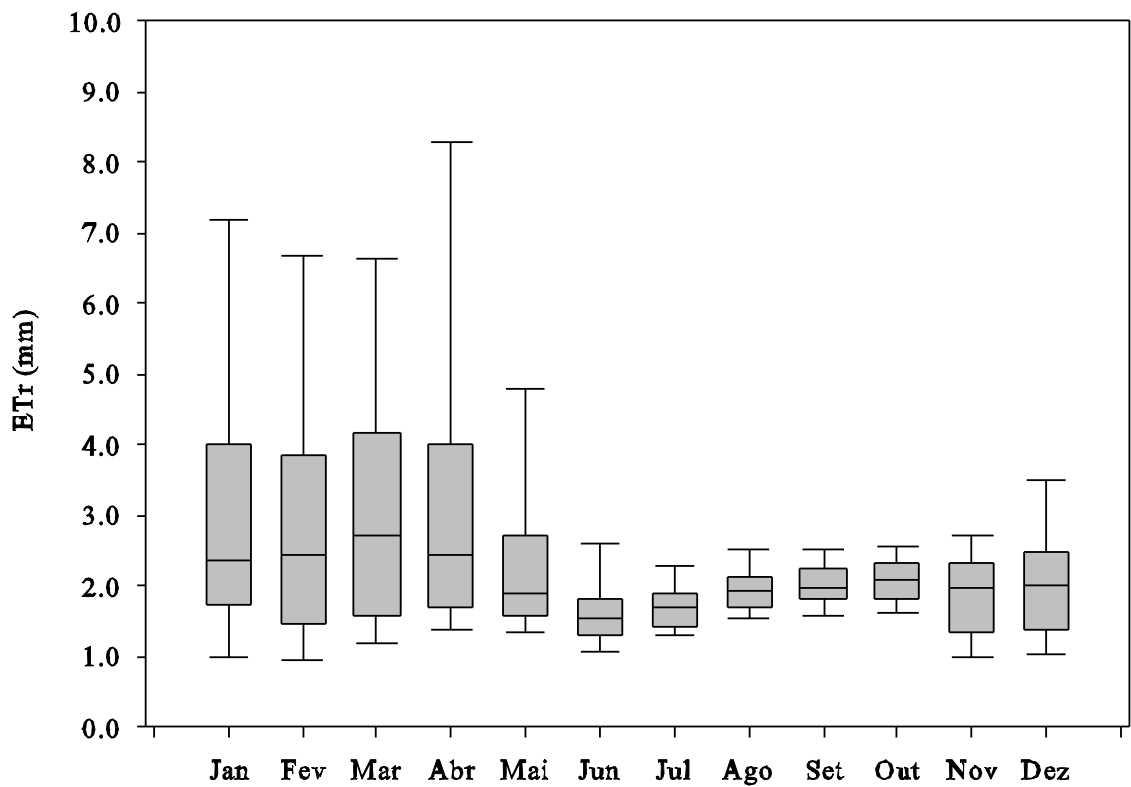
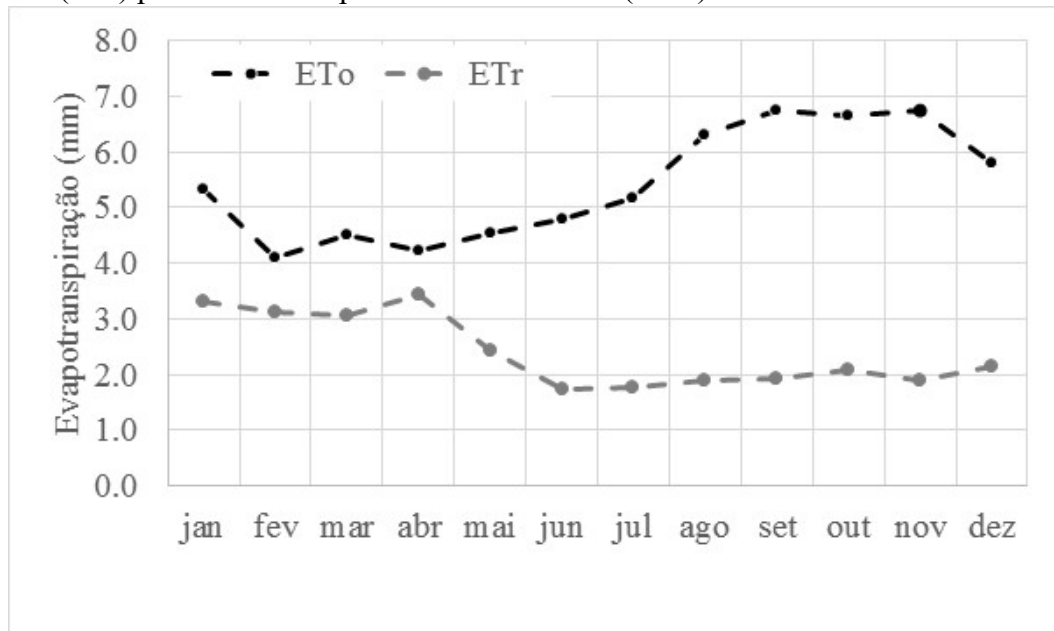


Figura 15 – Gráfico tipo box-plot da distribuição por mês da evapotranspiração real (ET_r) diária para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013



A distribuição temporal da ETr e ETo e sua relação podem ser observadas na Figura 16. Esta relação nos mostra que a ETr é cerca de 22% da ETo nos meses mais quentes e secos, segundo semestre. No mês de abril, historicamente o mês mais chuvoso na BEA, os valores de ETr e ETo estão próximos em função da disponibilidade hídrica no solo atender a demanda evapotranspirativa. Observa-se ainda um padrão de distribuição ao longo dos anos devido à proximidade dos valores de dezembro e janeiro.

Figura 16 – Relação entre evapotranspiração potencial (ETo) e evapotranspiração real (ETr) para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013

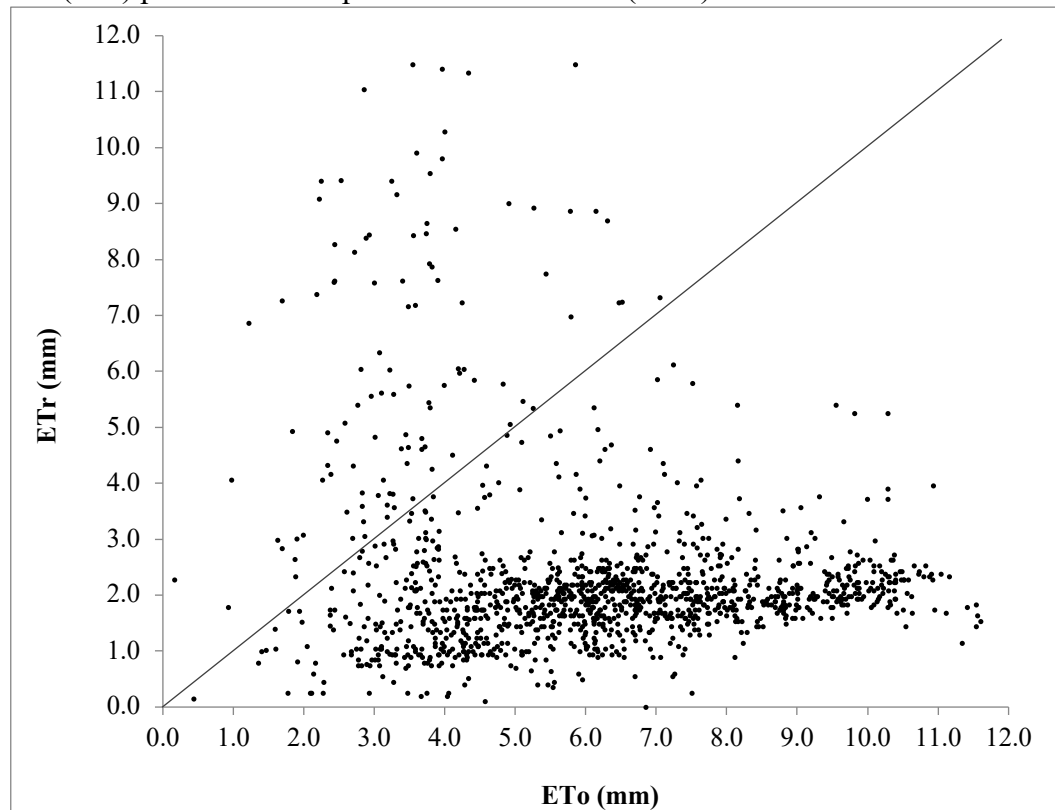


Pode-se identificar também os valores médios da evapotranspiração real (ETr) variando em torno de 3,0 a 3,5 mm para o período chuvoso, e tendo um decréscimo atingindo valores médios de 2,0 mm no período seco. Já os valores médios de evapotranspiração de referência (ETo) variaram de 4,0 a 5,5 mm no período chuvoso, atingindo valores de aproximadamente 7,0 mm no período seco.

A relação entre a ETo e a ETr pode ser observada ainda na Figura 17. A série de dados indica uma tendência de aglomeração na faixa de 3,0 a 11,0 mm nos valores de ETo. Nesta mesma faixa observam-se valores de ETr na faixa de 1,0 a 3,0 mm. Portanto, para as condições da BEA coberta por Caatinga preservada em condições semiáridas a ETr varia, em média, entre a metade e um quinto da ETo.

No entanto, na Figura 17 pode-se observar dados incomuns. Ao traçar a função identidade ($f(x) = x$), os pontos errôneos são realçados.

Figura 17 – Relação entre evapotranspiração potencial (ETo) e evapotranspiração real (ETr) para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013



Esse erro se dá devido à pequena resolução temporal: uma hora. Essa inconsistência se deu também após o evento de chuva, em que não havia mais registros de precipitação, porém o TDR ainda registrava aumento da umidade, e, no entanto, o volume de água não era retirado do sistema por escoamento ou infiltração, apresentando valores negativos de evapotranspiração.

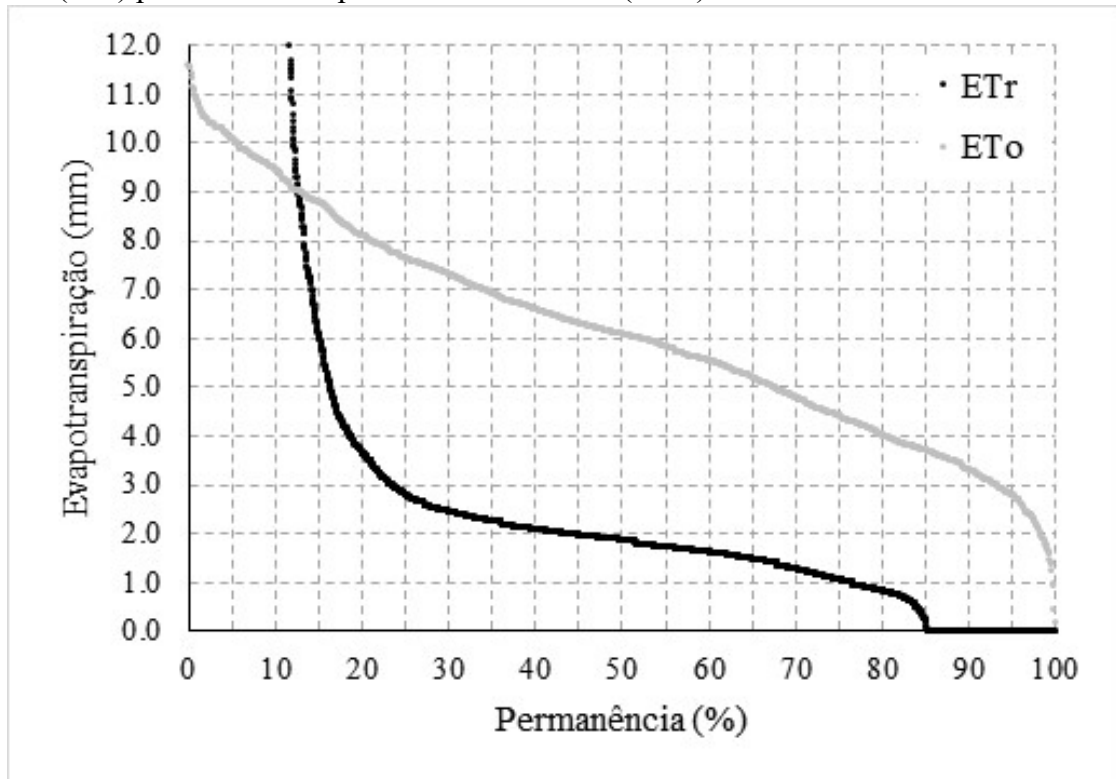
A evapotranspiração é um processo fundamental na análise da relação solo-água-planta-atmosfera. Este complexo sistema apresenta variações significativas que podem ser melhor exploradas com o traçado de curvas de permanência (COSTA *et al.*, 2013).

Neste contexto, este trabalho apresenta um traçado da curva de permanência para a evapotranspiração de espécies representativas do bioma Caatinga. Curva relevante de se avaliar para melhor entender a hidrologia e a dinâmica da vegetação de Caatinga presente nas regiões semiáridas, e utilizá-las através de um manejo racional e sustentável.

Na Figura 18, as curvas de permanência para ETr e ETo possuem comportamento da curva bem distintos. Isso ocorre devido a diferença entre a demanda evapotranspirativa alta durante todo o ano e baixa evapotranspiração real devido à baixa disponibilidade hídrica no solo na zona das raízes da vegetação tipo Caatinga. Esta vegetação retira a umidade para sua

sobrevivência das camadas mais superficiais do solo e adaptou-se ao longo dos anos a sobreviver mesmo a baixíssimas tensões de água no solo e baixa umidade do solo.

Figura 18 – Permanência da evapotranspiração de referência (ET_o) e evapotranspiração real (ET_r) para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013



Pode-se observar na Figura 18 que a curva de permanência de evapotranspiração real apresenta valores coerentes para a condição de Caatinga em aproximadamente 70 % dos dados, porém isso não ocorre em outras faixas; como pode-se notar que os 15% dos valores máximos e 15% dos valores mínimos de evapotranspiração real apresentam valores incomuns. A curva de permanência de ET_o apresenta comportamento mais uniforme, sem quedas abruptas nas extremidades. A ET_o correspondente a 6,0 mm em metade dos dados (50%), o que também representa um valor médio encontrado em diversos trabalhos. Já para valores de ET_r, em torno de 50% dos dados obtiveram valores menor que 2,0 mm.

Componentes importantes que fazem parte do cálculo da evapotranspiração real (ET_r) são o coeficiente de cultura (K_c) e coeficiente de estresse hídrico (K_s) advindos da relação entre a evapotranspiração real (ET_r) e evapotranspiração potencial (ET_o).

A razão entre evapotranspiração real (ET_r) e evapotranspiração potencial (ET_o) conta com dois fatores, K_c e K_s, que são o coeficiente de cultura e o coeficiente de estresse hídrico, respectivamente. Em condições de solo com alta disponibilidade hídrica, a relação

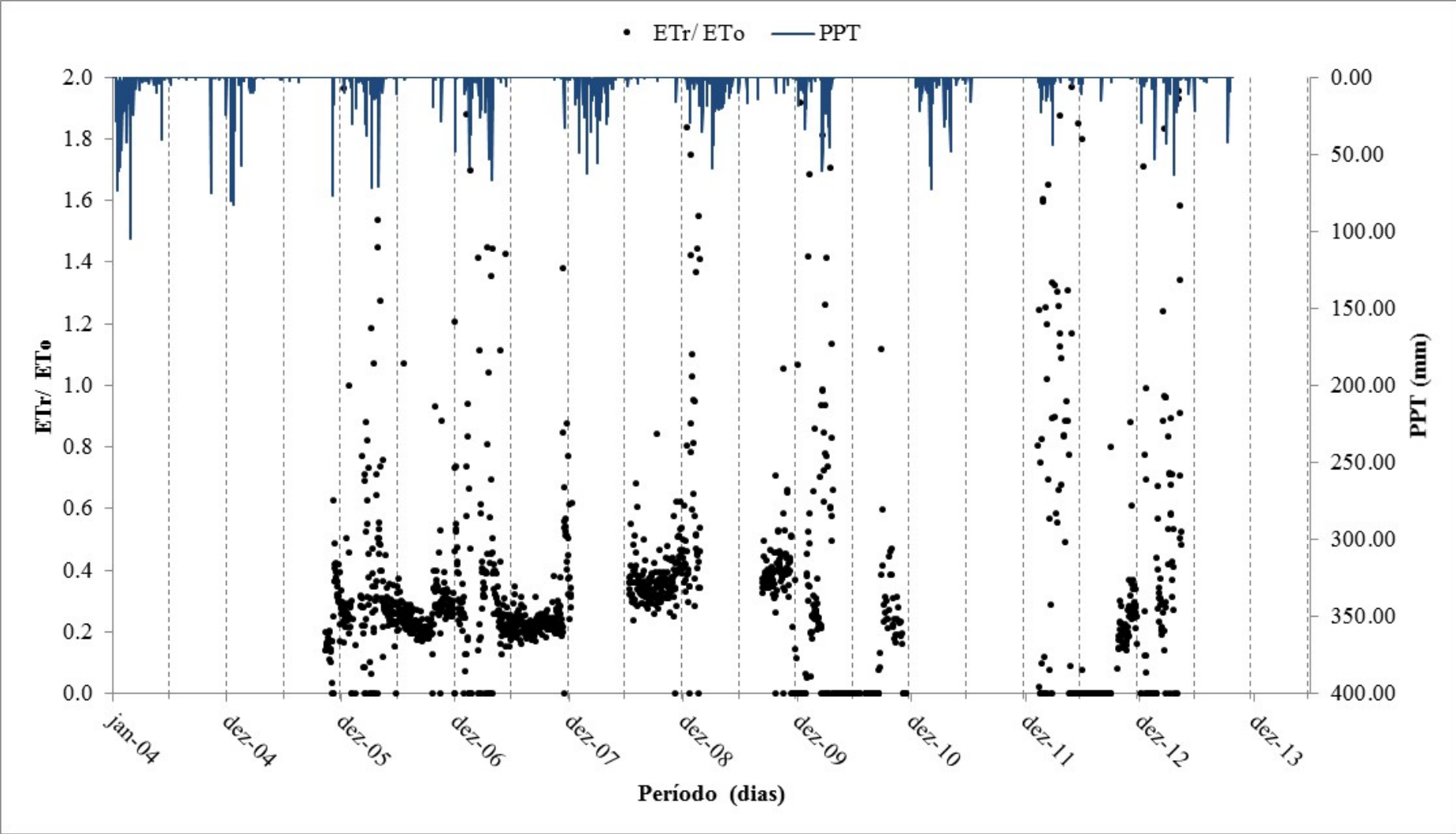
das evapotranspirações é dada apenas pelo coeficiente de cultura (K_c). No entanto, em se tratando de biomas e vegetações em condições naturais, o fator K_s , que avalia a variação de água disponível no solo, pode exercer um papel relevante na justificativa do volume de água cedida por evapotranspiração.

Baseado na Equação 1, tem-se que a razão entre E_{Tr} e E_{To} é igual a $K_s \cdot K_c$, ou seja, $E_{Tr}/E_{To} = K_s \cdot K_c$. Na Figura 19, é representada a razão entre E_{Tr} e E_{To} , baseado nos dados obtidos por balanço hídrico. Os valores dessa razão equivalem também à relação $K_s \cdot K_c$. A Figura 19 é um gráfico subtraído da Figura 13 em que representou os valores de E_{To} e E_{Tr} ao longo dos anos.

Na Figura 19, foi possível avaliar a razão entre E_{Tr} e E_{To} nos períodos em que houveram dados de umidade monitorado pelo grupo Hidrosed e dados meteorológicos advindos da PCD da FUNCEME próximo à área. Essa razão E_{Tr}/E_{To} é chamada de fração evaporativa, ela é o dado de saída também dos algoritmos SEBAL e SAFER advindo da imagem em si, após as etapas de balanço de energia e antes da influência do valor da evapotranspiração potencial do dia da imagem. A fração evaporativa se refere à porcentagem da evapotranspiração potencial que está sendo evapotranspirada efetivamente, esse valor porém estaria limitado à 1, com algumas variações de até 1,1 como já encontrado para culturas bem irrigadas e em boas condições fisiológicas em campos de alfafa e milho (ALLEN *et al*, 2002), e em casos semelhantes, a E_{Tr} pode apresentar valores rapidamente maiores que a E_{To} .

Na fração evaporativa observada por balanço hídrico (Figura 19), encontram-se valores de relação maior correntemente no primeiro semestre (período de chuvas) de cada ano em que houveram dados medidos, enquanto no segundo semestre dos anos, a fração evaporativa varia, para a maioria dos eventos, entre 0,2 e 0,4, ou seja, significando em torno de 20% a 40% do potencial evapotranspirativo.

Figura 19 – Razão entre evapotranspiração potencial (ETo) e evapotranspiração real (ETr) obtida por balanço hídrico para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013



A fração evaporativa foi analisada separadamente segundo os seus componentes K_s e K_c , sendo o componente K_s obtido pela equação de balanço hídrico na unidade do solo, e o componente K_c obtido pela relação de todos os fatores da expressão: E_{Tr} , E_{To} e K_s .

Observa-se que o coeficiente de estresse hídrico (K_s) (Figura 20) apresenta ausências de dados, isso é justificado em uma longa série de dados por eventuais transtornos quanto à manutenção dos equipamentos. Os valores de coeficiente de estresse hídrico alcançaram valor de 1,0 na maioria dos dados obtidos no período chuvoso, acompanhado por uma variação entre 0,6 a 1,0 no período chuvoso, seguido por uma queda abrupta no período de transição e continuando a depleção por todo o período seco, até chegar nos valores mais baixos antes do próximo período chuvoso. O coeficiente de estresse hídrico (K_s) acompanhou o comportamento da disponibilidade hídrica no solo em semelhante decréscimo apresentado por Costa (2012) para a mesma localidade no período de 2004 a 2008.

O coeficiente de cultivo (K_c) foi estimado por se apresentar como a variável no método utilizado, em que a E_{To} foi estimada por Penman-Monteith e a E_{Tr} e o K_s por balanço hídrico, segundo a Equação 1.

Na Figura 21, é possível avaliar a variação dos valores do coeficiente de cultura K_c . O coeficiente de cultura apresentou comportamento similar à fração evaporativa (Figura 19), enquanto o coeficiente de estresse hídrico K_s se restringia a valores entre 0 e 1. O maior número de valores do coeficiente de cultura K_c foram entre 0,3 e 0,7 e mostrou flutuações entre período seco e chuvoso, e valores rapidamente mais baixos no período chuvoso, apesar de ter maior dispersão, significando maior desvio padrão, conseqüentemente. Esse comportamento, apesar de em partes se dever ao método aplicado, vale considerar também os fatores que compõem o coeficiente de cultura (K_c), que são o coeficiente basal da cultura (K_{cb}) e do coeficiente de evaporação do solo (K_e), segundo Allen (2000), conceitos tradados também pelo Manual da FAO, 56, nomeado de K_c dual.

Figura 20 – Coeficiente de estresse hídrico (Ks) estimado por balanço hídrico para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013

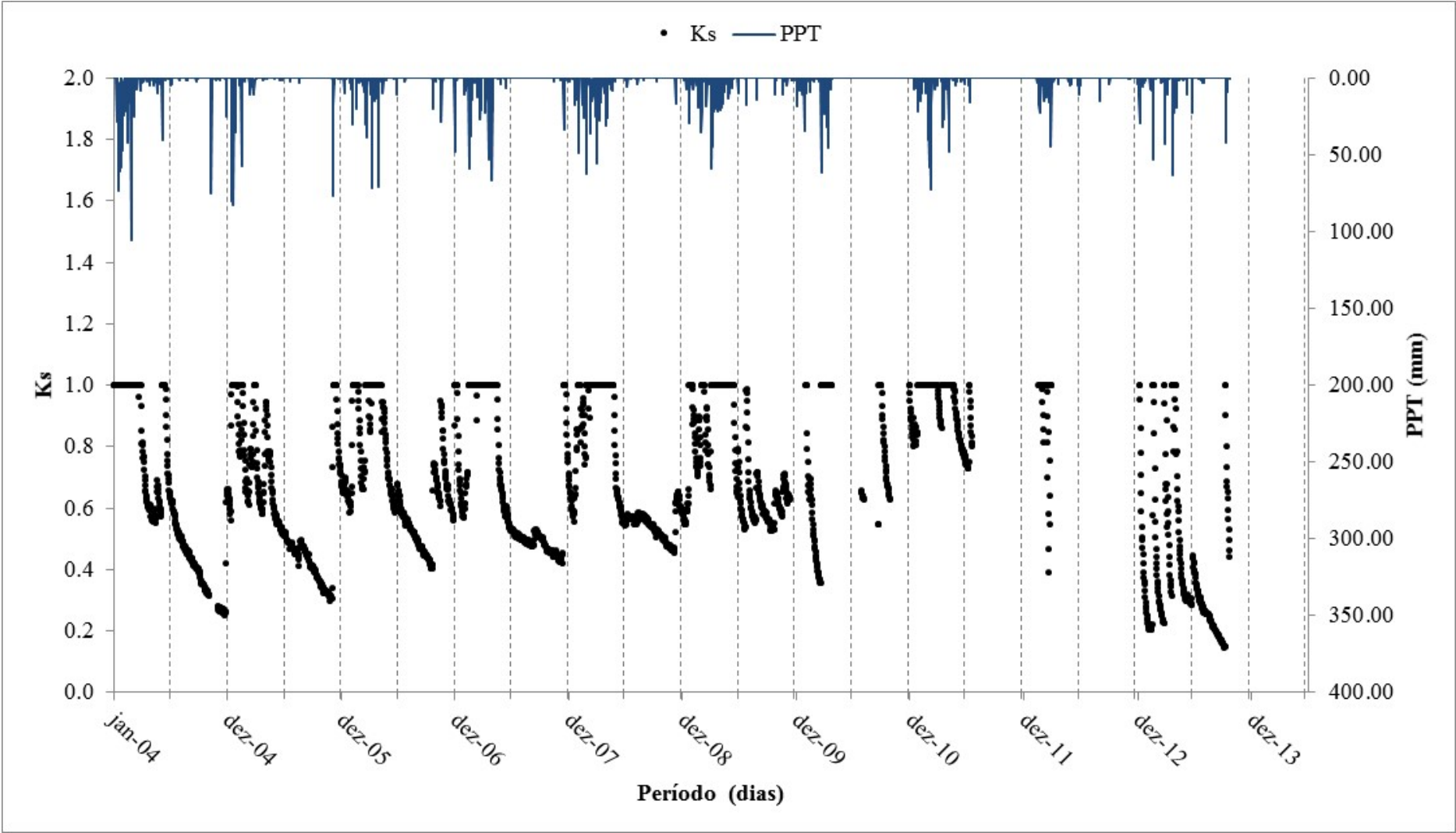
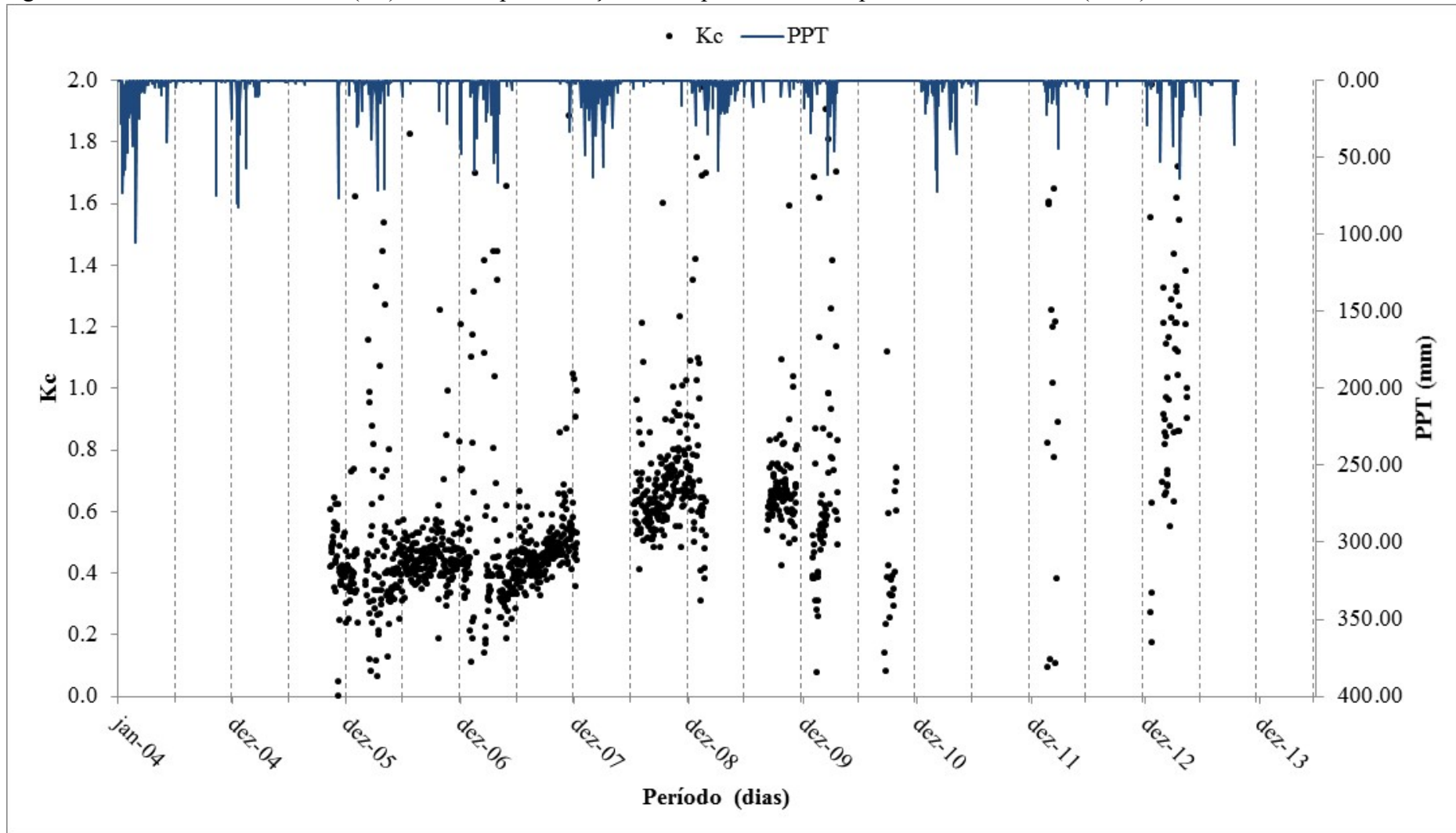
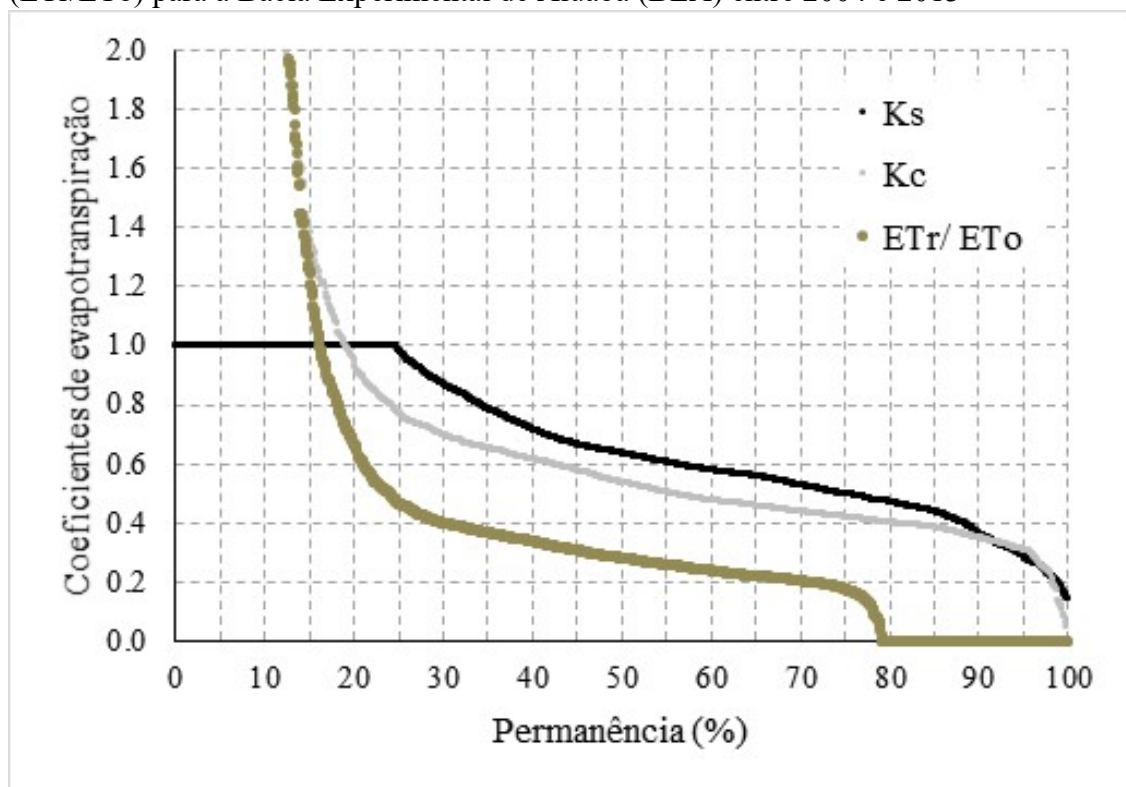


Figura 21 – Coeficiente de cultura (K_c) estimado por balanço hídrico para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013

Avaliaram-se também os valores de coeficiente de estresse hídrico (K_s) e coeficiente de cultura (K_c) por meio da curva de permanência (Figura 22), na qual 35% dos valores de coeficiente de estresse hídrico (K_s) de 2004 a 2013 se igualaram a 1, referente ao período chuvoso; já, ao longo do período seco e período de transição, o coeficiente de estresse hídrico variou de menor que 1,0 a 0,2. Na análise do coeficiente de cultura (K_c), por sua vez, 80% dos valores encontraram-se entre 1,3 a 0,3; sendo valores mais comuns encontrados em torno de 0,6. No entanto, em 12% dos dados, o coeficiente de cultura (K_c) apresentou valores fora do alcance padrão, com resultados acima de 2,0.

Figura 22 – Permanência dos componentes da relação da evapotranspiração, coeficiente de cultura (K_c) e coeficiente de estresse hídrico (K_s) e fração evapotranspirativa (ET_r/ET_o) para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2004 e 2013

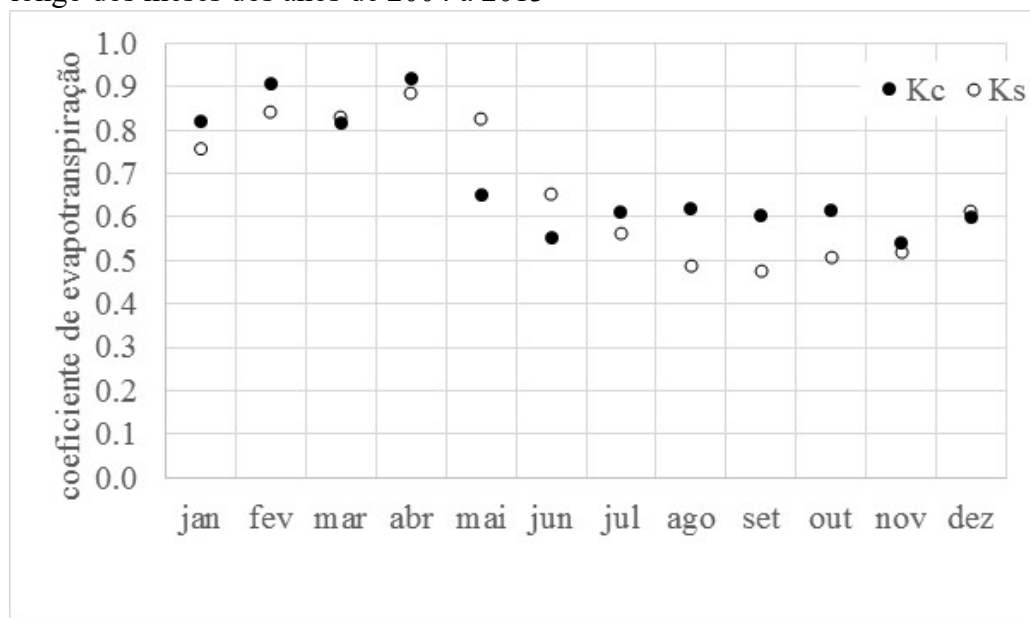


A fração evapotranspirativa apresentou valor médio de 0,3 e obteve 65% dos dados na faixa entre 0,2 a 1,0; enquanto coeficiente de estresse hídrico (K_s) e o coeficiente de cultura (K_c) apresentaram maior quantidade de dados com valor um pouco acima. A maioria dos dados do coeficiente de cultura (K_c) se mantiveram entre 0,2 e 0,9, e no caso do coeficiente de estresse hídrico (K_s), 75% dos dados variaram de 0,2 a 0,9.

Ao avaliar os coeficientes de estresse hídrico e coeficiente de cultura, K_s e K_c , ao longo dos meses de todos os anos do estudo, foram obtidas faixas de comportamento (Figura 23), como: um padrão contínuo no valor de 0,85 para os meses de fevereiro a abril, período

mais chuvoso; seguidos de uma faixa de depleção de maio a junho, podendo representar os meses de transição, e confirmando a perda de disponibilidade hídrica do solo, e; um padrão contínuo em torno do valor de 0,55 dos meses de junho a novembro. Esse comportamento assemelha-se ao comportamento do coeficiente de cultura (K_c) em outras culturas, como visto por Miranda, Gondim e Costa (2006) no cultivo de pimenta, por exemplo. Entretanto, no bioma Caatinga esse comportamento pode estar associado a depleção de água no solo, em vez de fases de plantio, crescimento e colheita para culturas irrigadas.

Figura 23 – Coeficiente de cultura (K_c) e coeficiente de estresse hídrico (K_s) ao longo dos meses dos anos de 2004 a 2013



Os valores do coeficiente de estresse hídrico (K_s) foram analisados por meio da série de dados de umidade de 2004 a 2013, obtendo-se valores médios de 0,27 para período úmido e período de transição, com desvio padrão baixíssimo para o período úmido, e de 22% para o período de transição; e valor médio de 0,53 para o período seco, com desvio padrão de 19%.

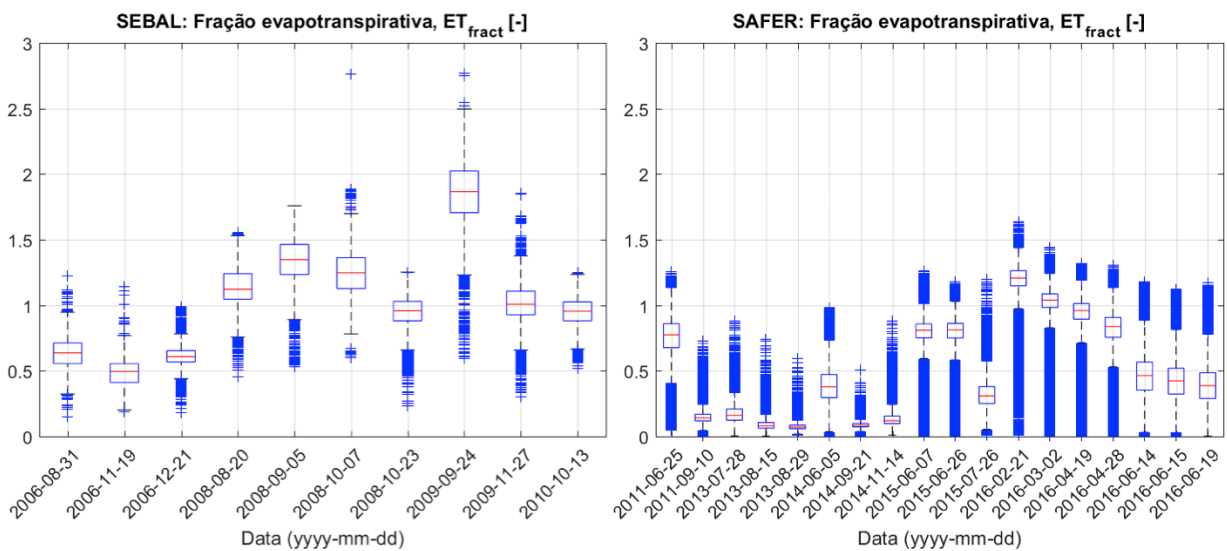
Os valores obtidos de coeficiente de estresse hídrico (K_s) representam adequadamente as condições climática do semiárido na qual o bioma Caatinga se estabelece para a Bacia Experimental de Aiuaba, em que pode ser visto o efeito de perda de folhas no período seco dos anos, comportamento de caducifolia endêmico da mata seca, a Caatinga.

4.2 Distribuição temporal da evapotranspiração por imagens de satélite RapidEye e Landsat

Os processos do algoritmo SEBAL foram analisados para 10 imagens disponíveis capturadas pelo satélite Landsat 5 para a região da Bacia Experimental de Aiuaba (BEA), assim como, os processos gerados pelo algoritmo SAFER para 18 imagens capturadas pelo satélite RapidEye. Os resultados desses processos foram analisados por meio de box-plots, tendo em vista que a imagem RapidEye gera em torno de 36 vezes mais dados do que a imagem de Landsat 5. Pois, na BEA cuja a área é de 12 km², o imageamento feito pelo satélite Landsat 5 com resolução espacial de 30 m, gera a cobertura de área de 900 m² para cada pixel, resultando em uma malha de quase 13.300 pixels dentro da área, ou seja, em torno de 13.300 dados referentes à cobertura de solo e vegetação da BEA. Enquanto o satélite RapidEye possui resolução espacial de 5 m, o que gera uma cobertura de 25 m² para cada pixel, resultando em uma malha de quase 480.000 pixels dentro da BEA, ou seja, aproximadamente 480.000 dados.

Dentre os processos analisados, a fração evapotranspirativa (ET_{fract}), dada pela razão da evapotranspiração real (ET_r) pela evapotranspiração potencial (ET_o), foi o processo em comum entre os métodos de sensoriamento remoto e de balanço hídrico (Figura 19). Dessa forma, a fração evapotranspirativa por sensoriamento remoto pode ser analisada pela Figura 24 quanto à distribuição ao longo dos anos para as 28 imagens utilizadas nessa pesquisa.

Figura 24 – Fração evapotranspirativa (ET_{fract}) dada pelo imageamento da área por Landsat 5 (algoritmo SEBAL) e RapidEye (algoritmo SAFER) no período de 2006 a 2016



Analisando a variação da ET_{fract} (Figura 24) ao longo dos anos para as imagens é notório que os valores de RapidEye possuem maior quantidade de dados, apresentando maior densidade de valores extremos em comparação aos dados de Landsat 5. Quanto aos valores de fração evapotranspirativa (ET_{fract}), os resultados de RapidEye apresentaram melhor desempenho estando com a maioria dos dados até 1,1 que seria a faixa ideal, exceto para a data de fevereiro de 2016 cuja mediana ficou acima de 1,3, já os resultados de Landsat 5 apresentaram para algumas datas valores de ET_{fract} acima de 1,1, tais como: 20/08/2008, 05/09/2008, 07/10/2008, e 24/09/2009, mesmo em período seco, os quais se caracterizam por valores errôneos, além de um valor esdrúxulo, como no dado de setembro de 2009, datado em 24/09/2009. Dessa forma, pode-se afirmar que para tais dados, as imagens de Landsat 5 apresentaram desempenho insatisfatório, pois a maioria dos dados de ET_{fract} obtiveram a mediana igual ou superior a 1 para o período seco, o que não condiz com o que é apresentado pela vegetação, uma vez que há pouca disponibilidade de água no solo para a evapotranspiração.

Analisando os valores de ET_{fract} para os meses de período úmido (Jan-Abr) e período seco (Jun-Nov) do RapidEye é perceptível que a ET_{fract} é baixa para o período de julho a novembro, com ET_{fract} menor que 0,5 e na variação do período úmido de 2016 até o mês de junho apresentou-se decrescente corroborando o que foi apresentado pelo balanço hídrico e por diversos estudos no semiárido do Brasil.

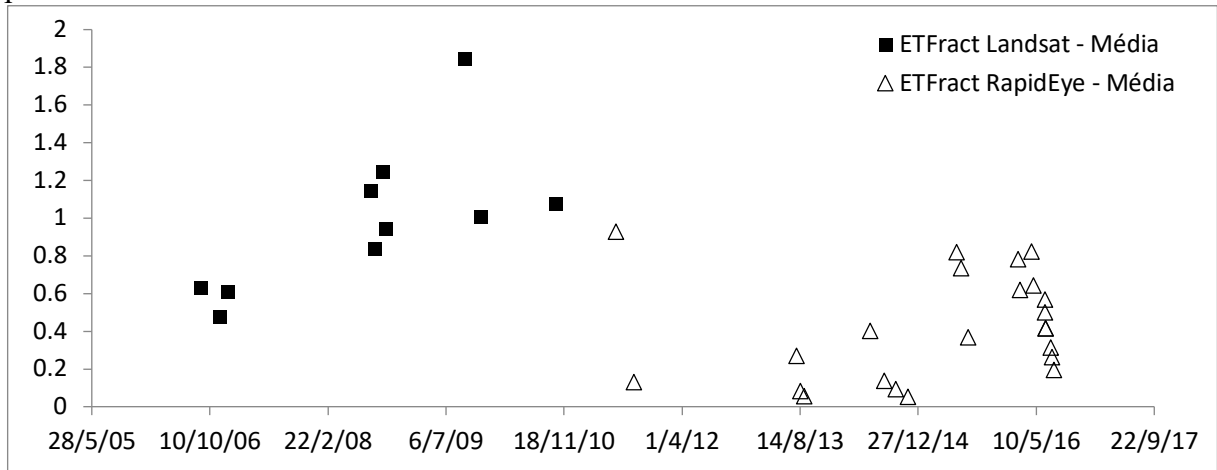
Vale ressaltar também que as imagens de RapidEye para o período seco (imagens de agosto, setembro e novembro) apresentaram box-plot mais achatado, representando valores mais próximos, ou seja, menos heterogêneos, diferentemente do período úmido em que os box-plots estão mais alongados e valores de mínimos e máximos com maior amplitude. Enquanto as imagens de Landsat 5 mesmo para os meses do período seco apresentou valores de mediana acima de 0,5 ou próximo a 1, sendo considerado valores muito altos para a realidade de campo.

De posse da série de dados, foi possível observar que 90% dos dados das imagens de RapidEye no período seco apresentaram valores entre 0 a 0,20, o que significa que o valor da evapotranspiração real foi de até 20% da evapotranspiração potencial para aquele determinado dia, valores extremamente baixos.

Os valores de ET_{fract} das imagens RapidEye apresentaram-se homogêneos no período seco, e mais heterogêneos no período úmido, mas limitando-se a valores em torno de 1,0 para a mediana, o que representa um comportamento confiável para os dados. É possível

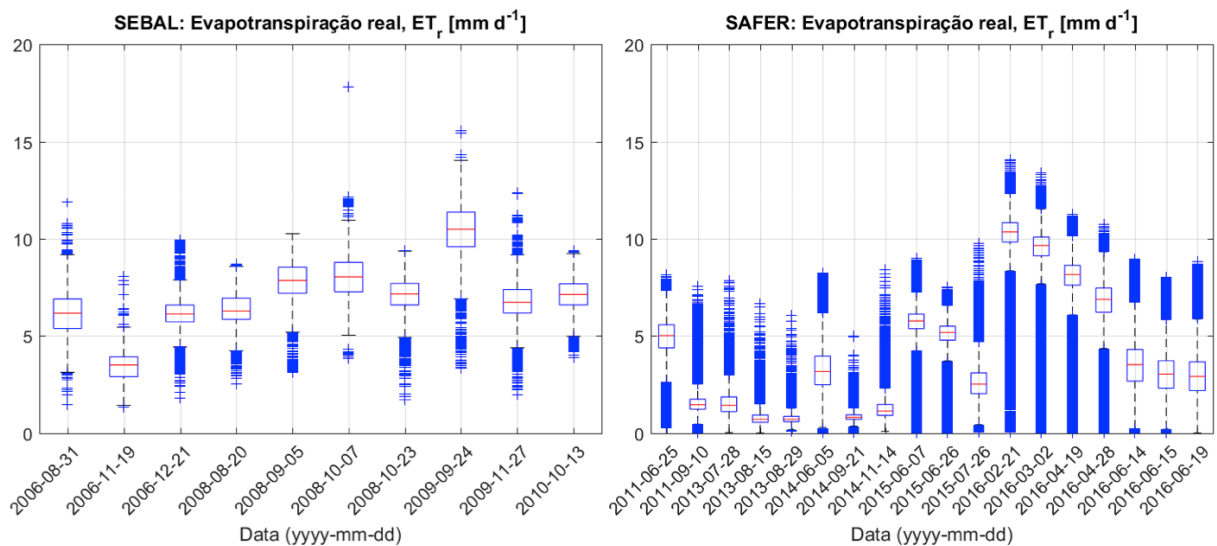
observar esse comportamento também na Figura 25, em que os valores de ET_{fract} foram altos para as imagens do Landsat 5 e mais baixos para os advindos de imagens RapidEye.

Figura 25 – Fração evapotranspirativa (ET_{fract}) obtidas por imagens Landsat e RapidEye no período de 2006 a 2016



Sendo a fração evaporativa (ET_{fract}) uma variável menos utilizada, analisou-se comparativamente também a evapotranspiração real (ET_r) para o período de estudo dessa pesquisa (Figura 26).

Figura 26 – Evapotranspiração real (ET_r) obtidas por imagens Landsat (algoritmo SEBAL) e RapidEye (algoritmo SAFER) no período de 2006 a 2016

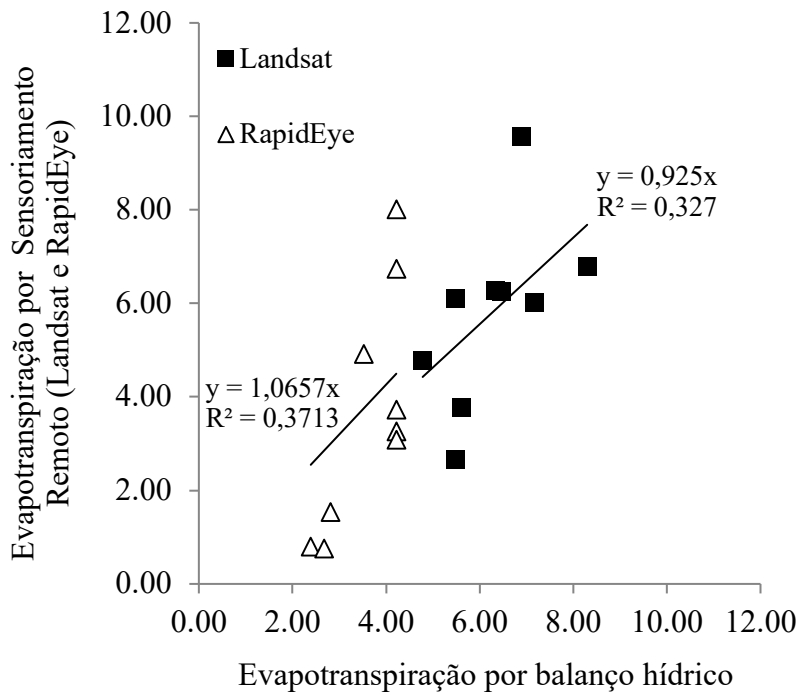


Da análise dos dados de evapotranspiração real, os valores que se comportaram melhor foram os valores referentes ao período seco das imagens por RapidEye pelo algoritmo SAFER, esses dados se aproximaram dos valores médios de evapotranspiração real por

balanço hídrico. Já a ETr do período úmido por RapidEye atingiu valores médios de 10 mm para fevereiro, ETr considerada bastante elevada. Os valores de evapotranspiração real por Landsat, todos referentes período seco, apresentaram valores acima do esperado (de 5 a 10 mm), para a grande maioria dos dados, uma vez que o balanço hídrico mostrou dados médios em torno de 2 mm. A ETr da imagem de 24/09/2009 apresentou valor discrepante para o período seco.

Esse estudo avaliou a evapotranspiração real obtida por imagem de satélite (utilizando os algoritmos SEBAL e SAFER) com a evapotranspiração real obtida por balanço hídrico (Figura 27), obtendo-se valores de coeficiente de determinação (R^2) para ambas aplicações, com R^2 de 0,32 para evapotranspiração real obtida por imagem Landsat 5 e correlação mais alta das imagens obtidas pelo satélite RapidEye, com R^2 de 0,37. Avaliando-se os métodos, tem-se o algoritmo SEBAL aplicado ao Landsat que atribui algumas incertezas na admissão de certos fatores na sua aplicação, como a escolha do pixel frio e do pixel quente, que faz parte da autonomia do usuário, porém o apêndice do manual segundo Allen *et al.* (2002) consta de várias recomendações para a escolha desses pixels; e, para os valores de ETr advindas do RapidEye, o SAFER baseia-se no balanço de energia e atribui algumas equações empíricas, embora essa equações estejam associadas justamente ao ambiente do semiárido do Nordeste do Brasil, o que influenciou positivamente esse estudo. Faz-se necessário um olhar mais minucioso nos dados da pesquisa e uma busca no método para obter uma otimização dos valores da ETr.

Figura 27 – Relação entre evapotranspiração real por sensoriamento remoto – Landsat e RapidEye e evapotranspiração real por balanço hídrico para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2006 e 2016



A evapotranspiração real (ETr) quanto à distribuição espacial são apresentadas pela Figura 28 para imagens Landsat 5 e Figura 29 e Figura 30 para RapidEye.

Figura 28 – Evapotranspiração real (ETr) por Landsat 5 para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) de 2006 a 2010

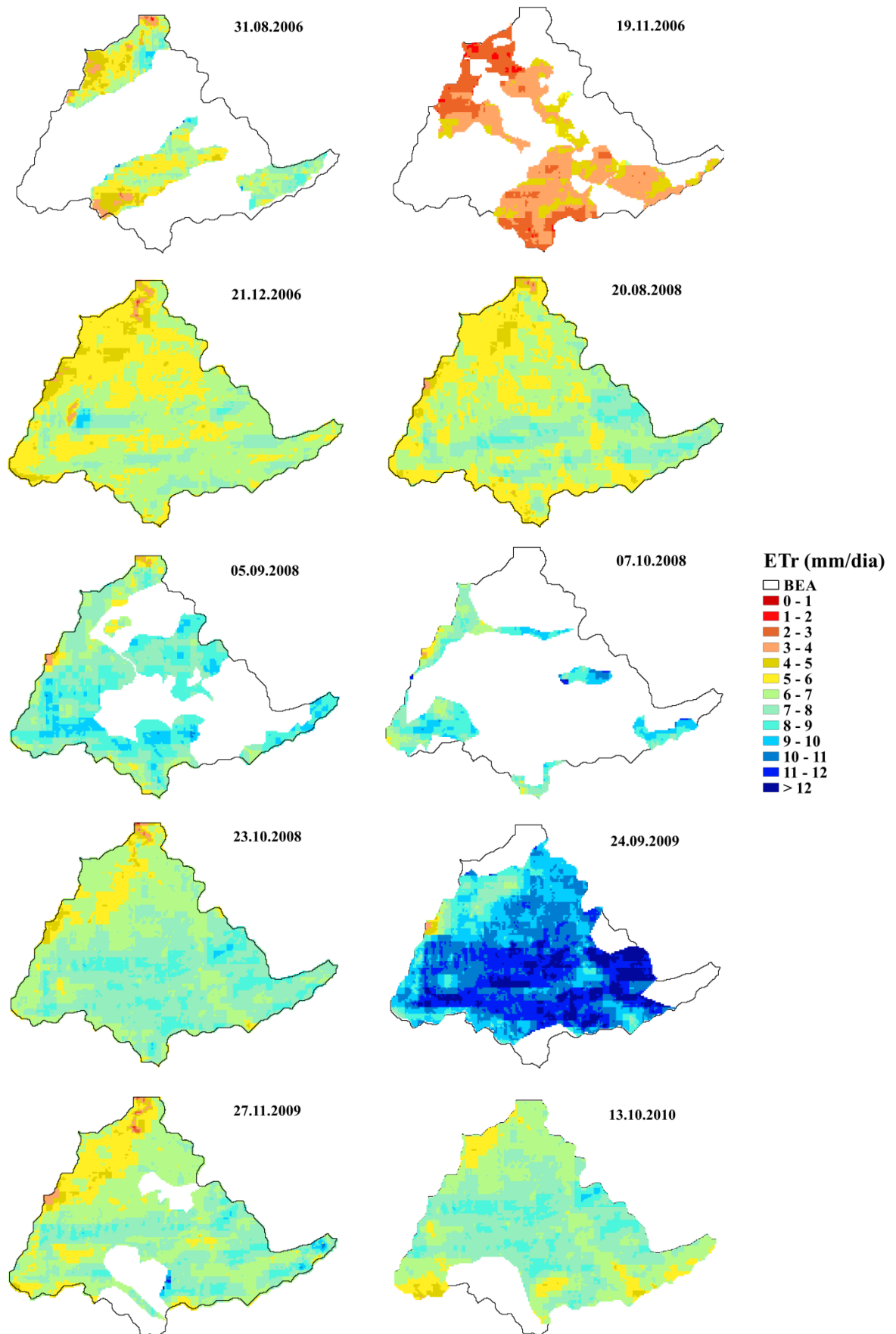


Figura 29 – Evapotranspiração real (ETr) por RapidEye para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) de 2011 a 2015

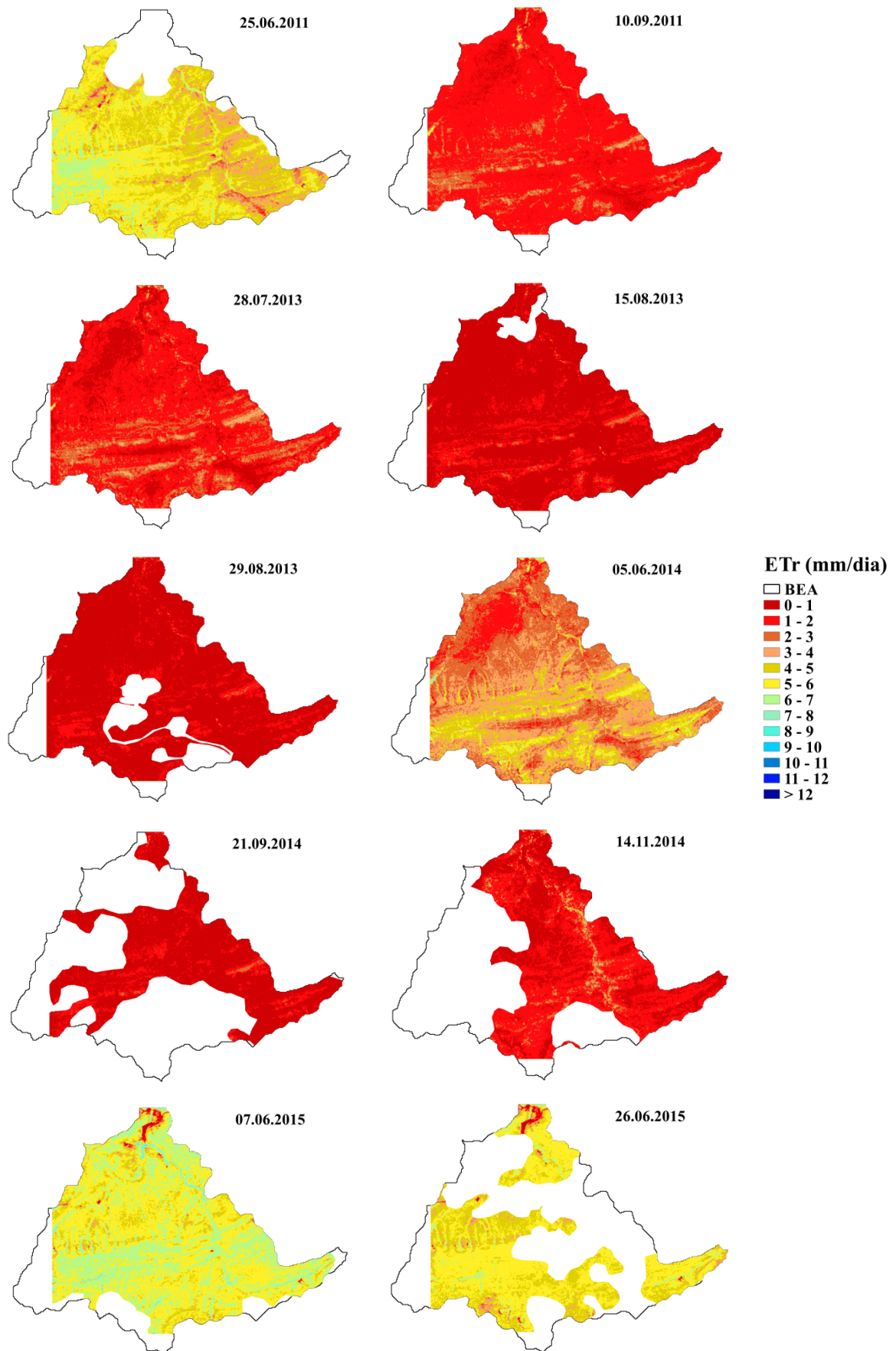
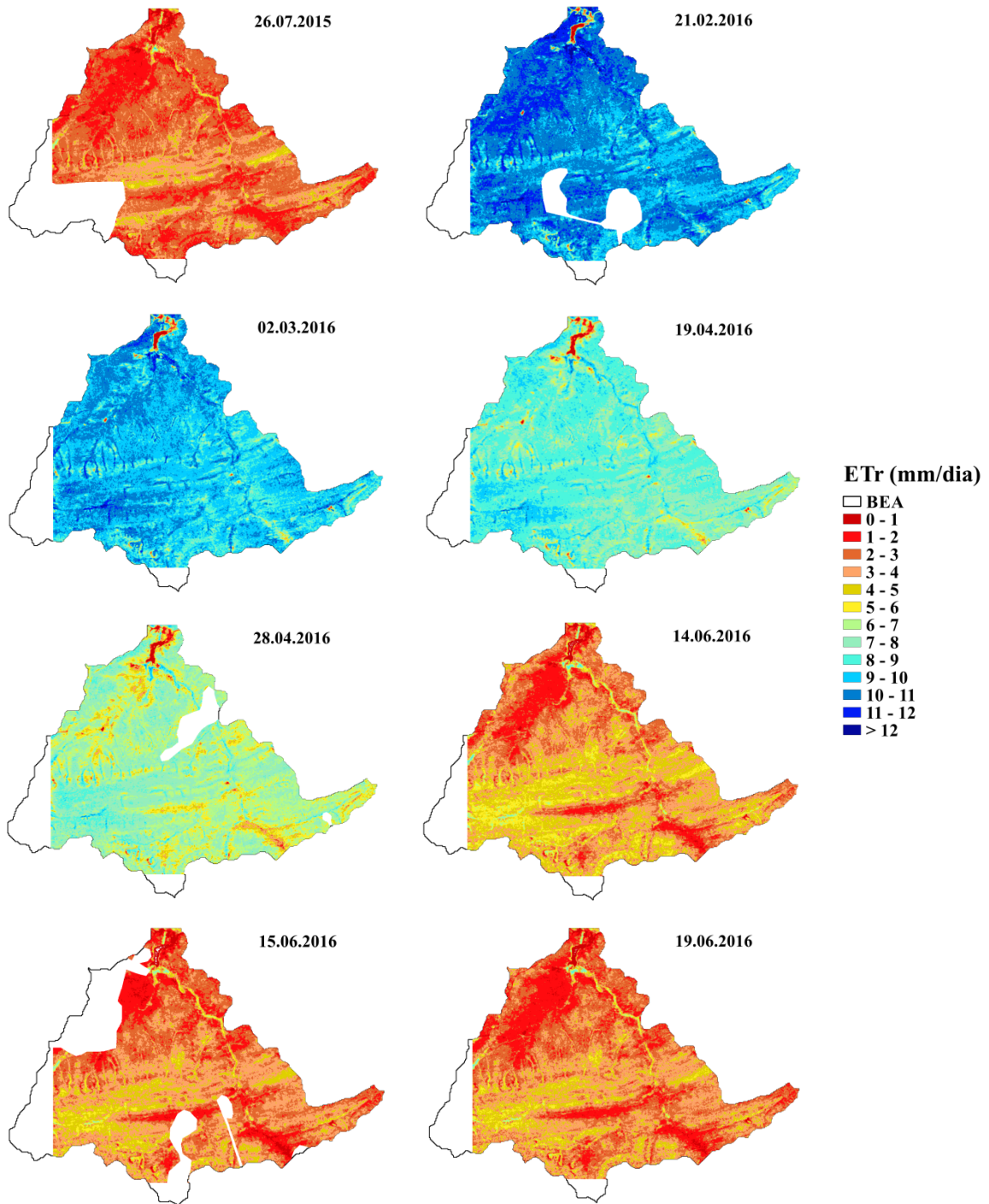


Figura 30 – Evapotranspiração real (ETr) por RapidEye para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) de 2015 a 2016



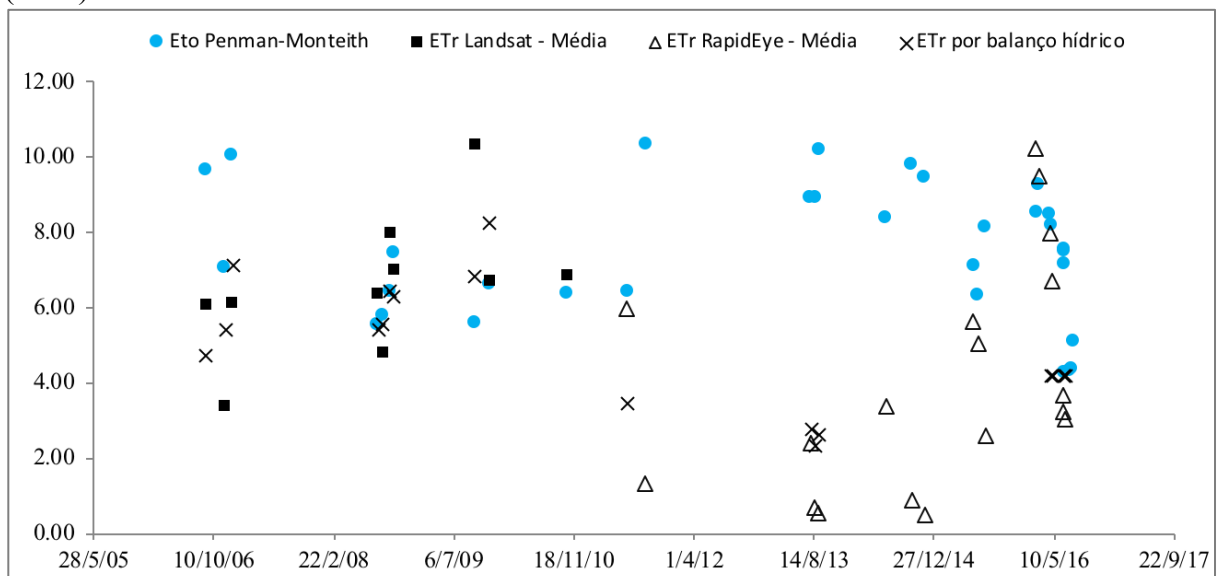
A área sem dados foram pixels retirados devido a presença de nuvens para ambas imagens Landsat e RapidEye, porém nas telhas adquiridas por RapidEye referente à Bacia Experimental de Aiuaba, a bacia não se encontra completamente comportada pela telha (imagem) por essa razão, há uma determinada área descoberta à esquerda e na parte inferior da bacia que estão contidas em duas outras telhas (imagens).

A evapotranspiração real por Landsat (Figura 28) apresentou dados mais elevados, com valores entre 5 e 8 mm de ETr por dia para a maioria dos dados, exceto para a imagem de novembro de 2016, porém com elevada presença de nuvens.

Os dados de RapidEye possuem maior nível de delineamento, devido à resolução espacial de 5 m, disponibilizando maior riqueza de detalhes para a área que é composta por três unidades de paisagem, também chamada de associação solo-vegetação. Na distribuição espacial da evapotranspiração real é possível perceber as áreas com maiores e menores evapotranspiração em uma mesma imagem (Figura 29 e Figura 30). A maioria dos dados de evapotranspiração real obtidas por RapidEye mostraram valores baixos de ETr, e alguns valores mais altos para o período úmido. O espaço referente ao exutório, em que se encontra o açude efêmero, apresentou valor de ETr próximo a 0, indicativo de que há presença de solo exposto para algumas imagens, principalmente no período de transição entre úmido e seco.

A evapotranspiração real (ETr) obtida pelos três métodos (balanço hídrico, SEBAL e SAFER) além da evapotranspiração potencial (ETo) podem ser avaliados no período de 10 anos (2006 a 2016) pela Figura 31. Tanto a ETr adquirida pelas imagens Landsat 5 com o algoritmo SEBAL quanto à ETr adquirida pelas imagens RapidEye pelo algoritmo SAFER apresentaram valores próximos à ETr obtida por balanço hídrico para o mesmo período. Os dados obtidos por RapidEye poderiam ter sido ainda mais precisos, mas infelizmente para o período de 2014 e 2015 não houveram dados de umidade do solo coletados o que prejudicou a análise da ETr por imagens RapidEye nesse intervalo.

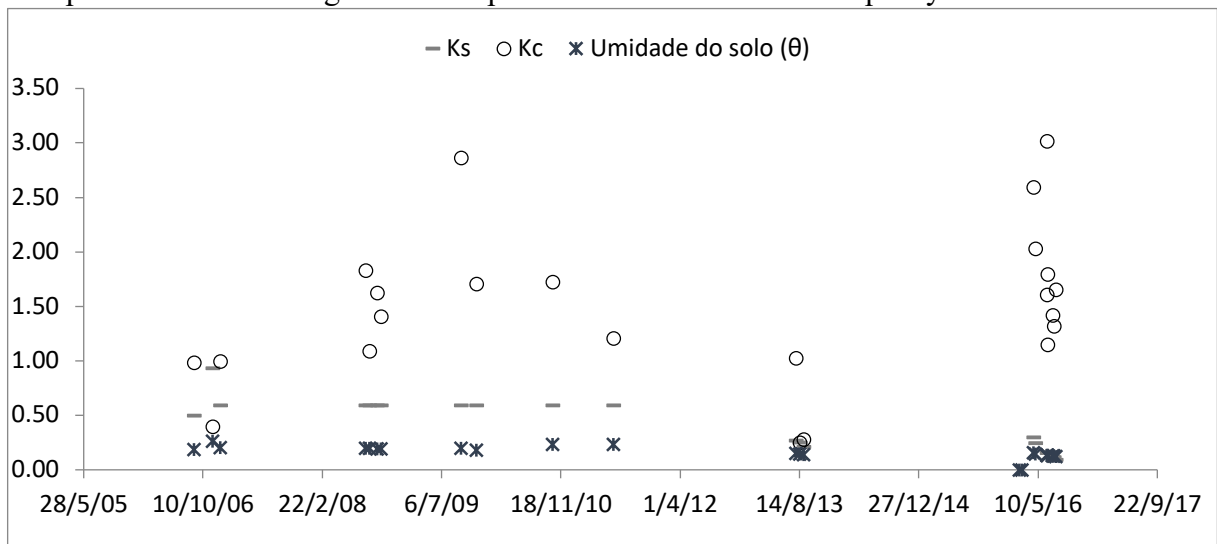
Figura 31 – Evapotranspiração potencial (ETo) e evapotranspiração real (ETr) obtida por balanço hídrico, pelo algoritmo SEBAL e SAFER para a Bacia Experimental de Aiuaba (BEA) entre 2006 e 2016



Avaliando a análise estatística para os presentes dados, obtiveram-se valores, na comparação entre ETr Landsat e ETr por balanço hídrico de $-0,49 \text{ mm.dia}^{-1}$ de EMA (Erro médio quadrático), e $1,59 \text{ mm.dia}^{-1}$ para REMQ e coeficiente de Nash-Sutcliffe de 0,31. Sendo o valor de ETr por Landsat superestimado em torno de 20% dos eventos e subestimados em torno de 80, porém o desvio se apresentou bem baixo na maioria dos casos. Na análise estatística da ETr por RapidEye comparada a ETr por balanço hídrico, a EMA foi $-0,62 \text{ mm.dia}^{-1}$, REMQ de 1,65 e coeficiente de Nash-Sutcliffe de 0,37. Sendo os valores superestimados em 20% dos eventos, com desvio relativamente alto, de até 80% de acréscimo do valor de ETr.

Para as datas analisadas da ETr por sensoriamento remoto, foi aplicada a relação de E_{To}/E_{Tr} , obtendo-se os fatores K_s e K_c , coeficiente de estresse hídrico e coeficiente de cultura, respectivamente. O coeficiente de estresse hídrico (K_s) foi obtido por meio de dados de umidade de solo para os dias em que houveram dados, e o coeficiente de cultura (K_c) foi estimado como o fator incógnita dessa relação. Os valores dos coeficientes K_s e K_c para os dias das imagens em que também houveram dados medidos de umidade do solo podem ser vistos na Figura 32.

Figura 32 – Coeficiente de estresse hídrico (K_s), coeficiente de cultura (K_c) e umidade do solo para as datas da imagem obtidas pelos satélites Landsat 5 e RapidEye



Os dados de umidade do solo e de K_s (coeficiente de estresse hídrico) mantêm forte correlação, uma vez que o coeficiente de estresse hídrico (K_s) foi obtido por meio dos dados medidos de umidade do solo, porém o coeficiente de cultura (K_c) atingiu valores incomuns do que geralmente é atribuído, já que o outro fator relacionado à essa equação é a

fração evapotranspirativa (ET_{fract}) resultante da aplicação do algoritmo SEBAL e SAFER para as imagens de satélite.

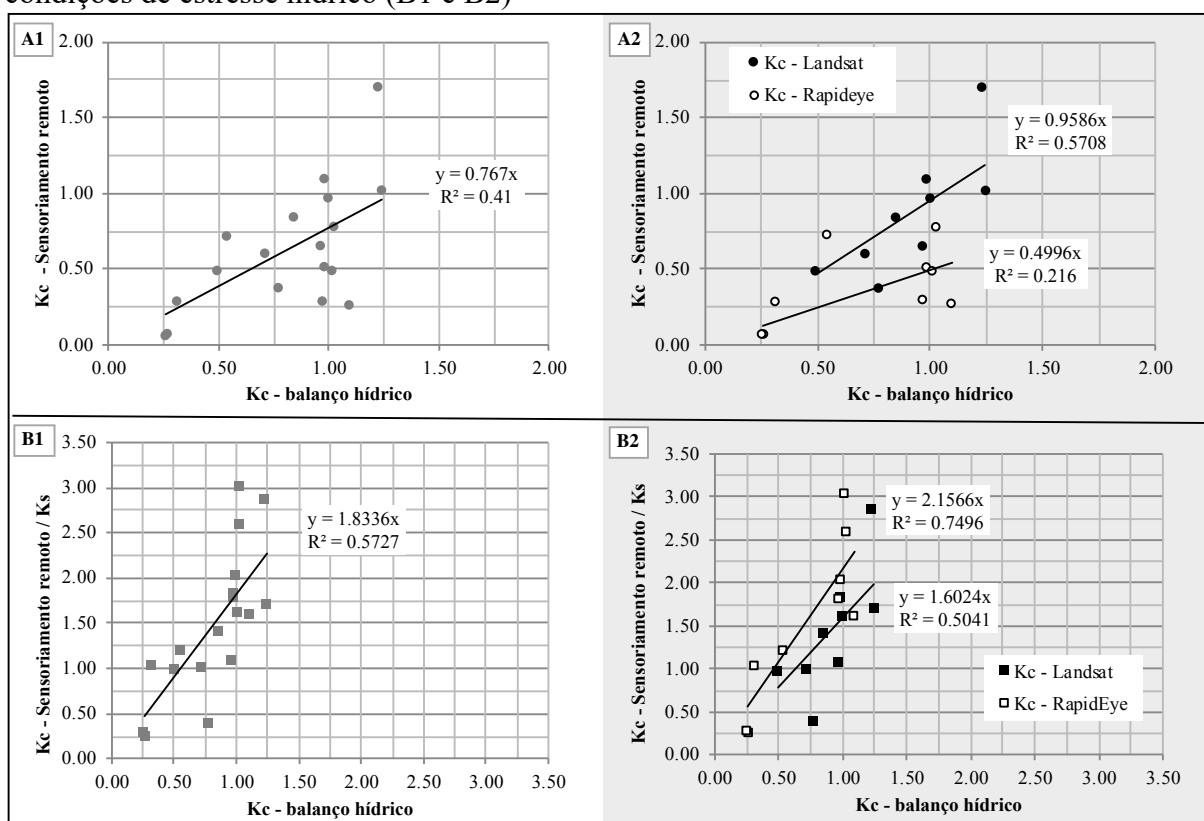
No processo de obtenção de evapotranspiração real pelos algoritmos SEBAL e SAFER, vários subprodutos são gerados, tais como: SAVI, temperatura de superfície (T_s), radiação líquida (R_n), densidade de fluxo de calor no solo (G), densidade de fluxo de calor latente (L), densidade de fluxo de calor sensível (H), evapotranspiração instantânea (ET_{inst}), fração evapotranspirativa (ET_{fract}), evapotranspiração real (ET_r) no SEBAL e NDVI, temperatura de superfície (T_s), radiação líquida (R_n) e fração evapotranspirativa (ET_{fract}), evapotranspiração real (ET_r) no SAFER. Os resultados de cada um desses aspectos para os dias das imagens encontram-se no Apêndice E (SEBAL) e Apêndice F (SAFER).

4.3 Análise do coeficiente de cultura estimado por sensoriamento remoto e por balanço hídrico

O coeficiente de cultura (K_c) foi estimado por sensoriamento remoto advindo da razão do ETr por sensoriamento remoto sobre o ETo por Penman-Monteith, e considerado sob duas circunstâncias: em condições ideais e em condições de estresse hídrico; essas condições estão relacionadas aos valores de coeficiente de estresse hídrico (K_s). O coeficiente de cultura (K_c) estimado levando-se em consideração coeficiente de estresse hídrico (K_s) igual a 1, é considerado em condições ideais. O coeficiente de cultura (K_c) estimado levando-se em consideração o valor de coeficiente de estresse hídrico (K_s) obtido na hora da captura da imagem, é considerado em condições de estresse hídrico.

O coeficiente de cultura (K_c) estimado por sensoriamento remoto foi comparado com o coeficiente de cultura (K_c) estimado por balanço hídrico (Figura 33), sob condições ideais (Figura 33-A1 e Figura 33-A2), e sob estresse hídrico (Figura 33-B1 e Figura 33-B2).

Figura 33 – Coeficiente de cultura (K_c) obtidas por sensoriamento remoto (imagens do satélite RapidEye e satélite Landsat 5), para condições ideais - considerando K_s igual a 1 (A1 e A2) e condições de estresse hídrico (B1 e B2)



Na Figura 33-A1 e 33-B1 é possível observar o desempenho do coeficiente de cultura K_c obtido por sensoriamento remoto em relação ao coeficiente de cultura K_c obtido por balanço hídrico, em ambas condições: sob condições ideais (A1) e sob estresse hídrico (B1). Já o desempenho dos satélites separadamente é possível ser avaliado nas Figuras 33-A2 e 33-B2, em ambas condições: sob condições ideais (A2) e sob estresse hídrico (B2).

Comparando-se os gráficos de coeficiente de cultura K_c obtido por sensoriamento remoto sob condições ideais (Figura 33-A1) e sob estresse hídrico (Figura 33-B1), é possível notar valores diferentes de coeficiente de determinação (R^2). Na Figura 33-A1, a relação do coeficiente de cultura do balanço hídrico com o coeficiente de cultura estimado por sensoriamento remoto em condições ideais resultou em um coeficiente de determinação (R^2) de 0,41. Percebe-se que o coeficiente de cultura por sensoriamento remoto obteve resultados ligeiramente mais baixo do que os valores de coeficiente de cultura obtidos por balanço hídrico.

Observa-se que a relação do coeficiente de cultura (K_c) do balanço hídrico com o coeficiente de cultura (K_c) estimado por sensoriamento remoto sob condições de estresse hídrico resulta em um coeficiente de determinação (R^2) de 0,57, mostrando valores de coeficiente de cultura por sensoriamento remoto mais altos do que os obtidos por balanço hídrico, segundo a Figura 33-B1.

É possível afirmar que, ao levar em consideração o coeficiente de estresse hídrico (K_s), os valores do coeficiente de cultura (K_c) se elevaram, compensando a relação; porém apresentam valores de coeficiente de cultura (K_c) muito elevados do que o usual; atingindo valores de até 2,0 ou 3,0.

Ao analisar os resultados do coeficiente de cultura K_c advindo da fração evapotranspirativa (ET_{fract}) dos satélites, foram obtidos valores de coeficiente de determinação (R^2) de 0,57 e 0,26 sob condições ideais, para imagens Landsat 5 e RapidEye, respectivamente (Figura 33-A2). Mostrando a correlação melhor do coeficiente de cultura (K_c) obtido por imagens do Landsat 5 do que o coeficiente de cultura (K_c) obtido por imagens do RapidEye. Já para a situação de coeficiente de cultura (K_c) considerando o ambiente sob estresse hídrico, os valores de coeficiente de determinação (R^2) foram de 0,50 e 0,74 para Landsat 5 e RapidEye, respectivamente. Dessa forma, a correlação entre os valores do coeficiente de cultura (K_c) advindo de imagens RapidEye se mostraram melhores do que os valores do coeficiente de cultura (K_c) obtido por imagens de Landsat 5. No entanto, os valores do coeficiente de cultura atingiram, valores incomuns, próximos a 2,0 e 3,0.

5 CONCLUSÃO

O presente estudo avaliou a evapotranspiração no bioma Caatinga na Bacia Experimental de Aiuaba e obteve a distribuição temporal para vegetação de Caatinga sob condições naturais no período úmido, período de transição e período seco. A variabilidade da evapotranspiração diária pode ser percebida dentro do ano, e essa variabilidade foi recorrente em todos os anos, obtendo-se valores médios de evapotranspiração real de $3,0 \text{ mm dia}^{-1}$ para o período chuvoso (e valores extremos de até $8,0 \text{ mm}$) e de valor médio de $2,0 \text{ mm}$ para o período seco (variação menor que $1,0 \text{ mm}$.), enquanto o potencial evaporativo para a região foi de $4,0 \text{ mm}$ para o período chuvoso, atingindo valor médio de $7,0 \text{ mm}$ para o período seco, chegando até valores de 12 mm.dia^{-1} , devido à alta radiação. A ET_r é cerca de 22% da ET_o nos meses mais quentes e secos, segundo semestre, apresentando comportamento oposto ao da ET_o .

Os valores diários de coeficiente de cultura (K_c) apresentaram resultados não satisfatórios para a condição mais comum da região: sob estresse hídrico. Tendo sido obtido por sensoriamento, pela relação entre evapotranspiração potencial (ET_o), evapotranspiração real (ET_r) e o coeficiente de estresse hídrico (K_s).

O coeficiente de cultura (K_c) mostrou alta variabilidade dentro do período de um ano, contando com período úmido e seco. No entanto, na obtenção do coeficiente de cultura (K_c) por balanço hídrico foram obtidos valores razoáveis (entre 0 e 1), com alguns valores extremos no período úmido; no período seco, o valor médio foi de 0,6; e no fim do período chuvoso e início do período seco, houve uma curva de depleção, entre os meses de abril e julho, reforçando a variação que ocorre entre período úmido e período seco no bioma Caatinga.

O coeficiente de estresse hídrico (K_s) atingiu recorrentemente a capacidade de campo no período úmido, limitando-se ao valor de 1 e decrescendo assim que passado o período chuvoso, com uma queda de 1,0 para 0,6; atingindo valores de até 0,2 no final do período seco, apresentando o mesmo comportamento dentro do ano durante todos os anos em estudo.

A relação entre a evapotranspiração real e a umidade do solo pode ser percebida por meio do coeficiente de estresse hídrico (K_s) mostrando alta correlação, uma vez que a evapotranspiração real calculada por balanço hídrico mostrou alta variabilidade no período úmido, período em que coeficiente de estresse hídrico (K_s) apresentava os valor máximo de 1 ao atingir a capacidade de campo, e a evapotranspiração se limitava a valores em torno de 2,0

mm, com amplitude de apenas 1,0 mm no período seco, acompanhando a depleção nos valores de umidade de campo representada também no coeficiente de estresse hídrico (K_s).

A variabilidade espacial da evapotranspiração real obtida por sensoriamento remoto se deu de formas diferentes dependendo do satélite correspondente. Para imagens do Landsat 5, houve maior variabilidade dos valores de evapotranspiração, porém com valores acima da evapotranspiração potencial para algumas das datas, o que é um comportamento incomum. Já para imagens RapidEye da região da BEA, algumas datas apresentaram baixíssima variabilidade espacial dos valores e com valores extremamente baixos, em torno de 10 a 20% da evapotranspiração potencial, gerando valor de evapotranspiração real condizente com o mostrado por balanço hídrico, representando um bom desempenho para o período seco e de transição. Para o período úmido, a evapotranspiração real superou para algumas datas os valores de evapotranspiração potencial, o que não corresponde à realidade do campo.

Pode-se concluir, por esse trabalho, que a disponibilidade hídrica no solo rege os valores de evapotranspiração real, uma vez que a evapotranspiração real, no período úmido, se mostra semelhante à evapotranspiração potencial, em função da disponibilidade hídrica no solo atender a demanda evapotranspirativa; e no período seco a evapotranspiração real é em média 22% da evapotranspiração potencial.

REFERÊNCIAS

- ABUZAR, M. *et al.* Comparing inter-sensor NDVI for the analysis of horticulture crops in south-eastern Australia. **American Journal of Remote Sensing**, v. 2, n. 1, p. 1-9, 2014.
- ALLEN, R. G. *et al.* **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 300p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ALLEN, R. G. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. **Journal of Hydrology**, v. 229, n. 1, p. 27-41, 2000.
- ALLEN, R. G. *et al.* **Evapotranspiration from Landsat (SEBAL) for Water Rights Management and Compliance with Multi-State Water Compacts**. p. 830-833, 2000.
- ALLEN, R. G. *et al.* **Surface energy balance algorithms for land - Advance training and users manual**, version 1.0, p. 98, 2002.
- 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, p. 380-394, 2007a.
- ALLEN, R. G. *et al.* Satellite Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, p. 395-406, 2007b.
- ALMEIDA, C. L. de. **Relações solo-planta-atmosfera em caatinga preservada: o caso da bacia experimental de Aiuaba**. 2016. 128 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola)- Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2016.
- ANTONINO, A. C. D. *et al.* A simplified water transfer model of the reservoir - EBB tide system, including preferential flow, in the semi-arid region in Northeastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 287, p. 147-160, 2004.
- ANTUNES, M. A. H. *et al.* Correção atmosférica de imagens ALOS/AVNIR-2 utilizando o modelo 6S. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 63/4, 2012.
- ANTUNES, M. A. H. *et al.* Características das imagens RapidEye para mapeamento e monitoramento agrícola e ambiental. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto-SBSR, Foz do Iguaçu, XVI, **anais**, PR, Brasil, v. 13, p. 547-554, 2013.
- ARAÚJO, J. C. de *et al.* **Bacia experimental de Aiuaba, Ceará**. In: RIGHETTO, A. M. (org.) Implantação de Bacias Experimentais no Semiárido. Relatório Técnico, FINEP/FUNPEC, Natal, RN, 2004.
- ARAÚJO, J. C. de; PIEDRA J. I. G. Comparative hydrology: analysis of a semiarid and a humid tropical watershed. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 1169-1178, 2009.
- ARNÁEZ, J. *et al.* Effects of farming terraces on hydrological and geomorphological processes. A review. **Catena**, v. 128, p.122-134, 2015.

BARBOSA, B. D. S.; OLIVEIRA, F. G.; FIGUEIREDO, F. P. Determinação do coeficiente de cultivo (Kc) do capim tanzânia irrigado no norte de Minas Gerais. **IRRIGA**, v. 1, n. 2, p. 11, 2015.

BARBOSA, F. C.; TEIXEIRA, A. S.; GONDIM, R. S. Espacialização da evapotranspiração de referência e precipitação efetiva para estimativa das necessidades de irrigação na região do Baixo Jaguaribe-CE. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza-CE, v. 36, n.1, p. 24-33, 2005

BARRETO, C. E. A. G.; WENDLAND, E.; MARCUZZO, F. F. N. Estimating evapotranspiration based on groundwater level variation in a watershed. **Engenharia Agrícola**, v. 29, n. 1, p. 52-61, 2009.

BARTLEY, R. *et al.* Runoff and erosion from Australian's tropical semi-arid rangelands: influence of ground cover for differing space and time scale. **Hydrological Processes**, v. 20, p. 3317-3333, 2006.

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate. PhD. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, the Netherlands. p. 272, 1995.

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

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of hydrology**, v. 229, n. 1, p. 87-100, 2000.

BASTIAANSEN, W. G. M.; ALI, S. A new crop yield forecasting model based on satellite measurements applied across the Indus Basin, Pakistan. **Agriculture, ecosystems & environment**, v. 94, n. 3, p. 321-340, 2003.

BASTOS, E. A. *et al.* Evapotranspiração e coeficiente de cultivo do feijão-caupi no vale do Gurguéia, Piauí. **Irriga**, v. 13, n. 2, p. 182-190, 2008.

BERNARDO, S. **Manual de irrigação**. 6. ed. Viçosa: UFV, Imprensa Universitária, 1995. 657 p

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B. da; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM - Landsat 5. **Rev. bras. meteorol.**, São Paulo, v. 23, n. 3, p. 305-317, set. 2008.

BEZERRA, J. R. C *et al.* Evapotranspiração e coeficiente de cultivo do algodoeiro BRS-200 Marrom, irrigado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 6, p. 625-632, 2010.

BEZERRA, J. M. **Estimativa da evapotranspiração real para área de caatinga utilizando SEBAL**. 77 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Departamento de Tecnologia Rural, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2013.

BOIX-FAYOS, C. *et al.* Measuring soil erosion by field plots: understanding the sources of variation. **Earth-Sciences Reviews**, v.78, p. 267-285, 2006.

BONANSEA, M. *et al.* Effects of atmospheric correction of Landsat imagery on lake water clarity assessment. **Advances in Space Research**, v. 56, n. 11, p. 2345-2355, 2015.

BRACKEN, L. J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrological Processes**, v. 21 n. 13, p. 1749-1763, 2007.

BRASIL, P. P. **Proposta de uso racional da água de reservatórios não estratégicos para agricultura irrigada**. 52f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE, 2016.

BROOKS, K. N.; FFOLIOTT, P. F.; GREGERRSEN, H. M.; DeBANO, L. F. Water Quality. *In*: _____. **Hydrology and the Management of Watersheds**. 3. ed. Iowa: Blackwell, 2003. Cap. 13. p. 257-280.

BRUTSAERT, W. H. **Hydrology: An Introduction**. New York: Cambridge University Press, 2005. 605 p.

CAMMERAAT, L. H. A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 27, n. 11, p. 1201-1222, 2002.

CAMMERAAT, L. H. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 104, n. 2, p. 317-332, 2004.

CANTÓN, Y. *et al.* Temporal dynamics of soil water balance components in a karst range in southeastern Spain: estimation of potential recharge. **Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques**, v. 55, n. 5, p.737-753, 2010

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and post-calibration dynamic ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, n. 11, p. 2674–2677, Nov. 2003

CHEN, L. *et al.* The effect of land cover/vegetation on soil water dynamic in the hilly area of the loess plateau, China. **Catena**, v. 70, n. 2, p. 200–208, 2007.

CHOW, V. T.; MAIDMENT, D. R.; LARRY, W. M. **Applied Hydrology**. International edition, MacGraw-Hill, Inc, 1988.

COSTA, A. C. **Elaboração de um Banco de Dados Hidrológicos e sua Aplicação para o Estudo da Evaporação**. 37 f. Monografia (Curso de Graduação em Engenharia Civil) – Centro de Ciências Tecnológicas, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2006.

COSTA, A. C. **Hidrologia em uma Bacia Experimental em Caatinga Conservada no Semi-árido Brasileiro**. 166f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE, 2007.

COSTA, C. A. G. **Umidade do solo e disponibilidade hídrica na zona das raízes em condições naturais de Caatinga preservada**. 188f. Tese (doutorado) – Centro de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2012.

COSTA, C. A. G.; ARAÚJO, J. C. de ; LOPES, J. W. B. ; PINHEIRO, E. A. R. Permanence of water effectiveness in the root zone of the caatinga biome. **Revista Caatinga**, Mossoró, v. 29, n. 3, p. 622-699, Sept. 2016.

COSTA, C. A. G.; LOPES, J. W. B.; PINHEIRO, E. A. R.; ARAÚJO, J. C. de.; GOMES FILHO, R. R. Spatial behaviour of soil moisture in the root zone of the Caatinga biome. **Rev. Ciênc. Agron.**, Fortaleza, v. 44, n. 4, p. 685-694, Dec. 2013.

COSTA, C. A. G. *et al.* Análise da influência vegetacional na altimetria dos dados SRTM em bacias hidrográficas no semiárido. **Revista Ciência Agronômica**, Fortaleza, v. 41, n. 2, p. 222-230, abr-jun, 2010.

COSTA, M. C. **Estimativa da evapotranspiração regional considerações teóricas**. Primeira versão. Ano 1, n. 122, Porto Velho: UFRO, set, 2002.

COSTA, M. H. *et al.* Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? **Journal of Geophysical Research**, v. 115, 2010. DOI:10.1029/2009JG001179

CREUTZFELDT, B. **Remote sensing based characterization of land cover and terrain properties for hydrological modeling in the semi-arid Northeast of Brazil** – Final Year Work. 28f. Dissertação. Institut für Geoökologie – Instituto de Ciências Ambientais, Potsdam University, Potsdam, Germany, 2006.

CUNHA, G. R. *et al.* Evapotranspiração e eficiência no uso da água em alfafa. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 2, p. 23-27, 1994.

DANTAS, M. J. F. **Evapotranspiração na sub-bacia do Riacho Jardim – CE, por sensoriamento remoto**. 2013. 107 f. Tese (doutorado) – Faculdade de Ciências Agronômicas de Botucatu, Universidade Estadual Paulista “Julio de Mesquita Filho”, Botucatu, 2013.

DANTAS, M. J. F. *et al.* Sensoriamento remoto na determinação da evapotranspiração na bacia do Riacho Jardim/CE. **Energia na Agricultura**, v. 30, n. 4, p. 383-394, 2015.

DEGHANISANIJ, H.; YAMAMOTO, T.; RASIAH, V. Assessment of evapotranspiration estimation models for use in semi-arid environments. **Agricultural water management**, v. 64, n. 2, p. 91-106, 2004.

DINGMAN, S. L. **Physical hydrology**. Long Grove: Prentice Hall, 2002. 600 p.

DINIZ FILHO, E. T. *et al.* Caracterização e uso de solos em região semiárida do Médio Oeste do Rio Grande do Norte. **Revista Caatinga**, v. 22, p. 111-120, 2009.

ENTIN, J. K. *et al.* Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. D9, p. 11865-11877, 2000.

ESTEVEZ, B. dos S. *et al.* Coeficiente de cultivo da cana-de-açúcar utilizando a razão de Bowen. **IRRIGA**, v. 19, n. 3, p. 441, 2014.

FARIA, R. A. *et al.* Influência do método de estimativa da evapotranspiração de referência na demanda de irrigação suplementar para o milho (Zeamays L.), na bacia do rio Verde Grande (MG). **Revista Ciência Agrotécnica**, Lavras, v. 24, p. 187-196, 2000.

FELIX, I. M.; KAZMIERCZAK, M. L.; ESPINDOLA, G. M. RapidEye: a nova geração de satélites de Observação da Terra. *In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 14., Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009, p. 7619-7622.

FERREIRA JÚNIOR, P. P. *et al.* Estimate of evapotranspiration in eastern Amazon using SEBAL. **Revista de Ciências Agrárias /Amazonian Journal of Agricultural and Environmental Sciences**, Belém, v. 56, p. 33-39, 2012.

FIGUEIREDO, J. V. *et al.* Runoff initiation in a preserved semiarid Caatinga small watershed, Northeastern Brazil. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 13, p. 2390-2400, 2016. DOI: 10.1002/hyp.10801

FILL, H. D. *et al.* Balanço hídrico da bacia do rio Barigüi, PR. **R.R.A'ÉGA**. Curitiba, n. 9, p. 59-67, 2005.

FLERCHINGER, G. N.; HANSON, C. L.; WIGHT, J. R. Modeling evapotranspiration and surface energy budgets across a watershed. **Water Resources Research**, v. 32, n. 8, p. 2539-2548, 1996.

FRANCO, R. A. M.; HERNANDEZ, F. B. T.; TEIXEIRA, A. H. C. Aplicação do algoritmo SAFER na determinação da evapotranspiração em condições de sazonalidade climática no noroeste paulista. *In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 17., João Pessoa. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2015, p. 3189-3196.

FRISCHKORN H.; de ARAÚJO J. C.; SANTIAGO M. M. F. Water resources of Piauí and Ceará. *In: GAISER, T., KROL, M.; FRISCHKORN, H.; ARAÚJO, J. C. de. (Eds.). Global change and regional impacts: Water Availability and Vulnerability of Ecosystems and Society in the Semiarid Northeast of Brazil*. 1. ed. Berlin: Springer Verlag, 2003. p. 87-94.

GHIBERTO, P. J. *et al.* Components of the water balance in soil with sugarcane crops. **Agricultural Water Management**, v. 102, n. 1, p. 1-7, 2011

GRANDO, A. **Monitoramento e modelagem Hidrossedimentológica em uma microbacia hidrográfica experimental**. 2011. 175f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Centro Tecnológico, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2011

GRISON, F. *et al.* Uso do ADCP para construção de curva-chave. *In: Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Sul-Americano de Geomorfologia*, 7., Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: União da Geomorfologia Brasileira, 2008, p 1-11.

HOEKSMÁ, J. M. **Reproducing runoff initiation in an environment that has dynamic initial abstractions**. 37f. Bachelor thesis – Monografia (Bachelor Civil Engineering) – Faculty of Engineering Technology (CTW), The Department of Water Engineering & Management, University of Twente, Enschede, The Netherlands, 2005. Disponível em: <http://purl.utwente.nl/essays/69057>

HUETE, A. R. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). **Remote sensing of environment**, v. 25, n. 3, p. 295-309, 1988.

KELLING, C. R. S. **Resposta da transpiração e do crescimento foliar de cultivares de crisântemo (*Dendranthema grandiflora* Tzvelev.) à fração de água transpirável no substrato**. 75 f. Tese (Doutorado em Ciência - Fitotecnia) – ESALQ, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2014.

KLOCKE, N. L. *et al.* **Evapotranspiration (ET) or Crop Water Use**. Historical Materials from University of Nebraska-Lincoln Extension, 1990. Disponível em: <http://digitalcommons.unl.edu/extensionhist/1197>>. Acesso em: 12 jul. 2017.

KOBIYAMA, M.; CHAFFE, P. L. B. Water balance in Cubatão-Sul river catchment, Santa Catarina, Brazil. **Revista Ambiente e Água**, Taubaté, v. 3, p. 5-17, 2008.

LADOUCHE B. *et al.* Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). **Journal of Hydrology**. v. 242 n. 3-4, p. 255-274, 2001.

LI, F.; LYONS, T. J. Estimation of Regional Evapotranspiration through Remote Sensing. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, p. 1644-1654, nov. 1999.

LI, S-G. *et al.* Evapotranspiration from a Mongolian steppe under grazing and its environmental constraints. **Journal of Hydrology**, v. 333, n. 1, p. 133-143, 2007.

LI, X. *et al.* Suitability of the TRMM satellite rainfalls in driving a distributed hydrological model for water balance computations in Xinjiang catchment, Poyang lake basin. **Journal of Hydrology**, v. 426, n. 21, p. 28-38, 2012.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: EDUSP, 2005. 335 p.

LIMA, J. E. F. W.; SILVA, C. L. da; OLIVEIRA, C. A. da S. Comparação da evapotranspiração real simulada e observada em uma bacia hidrográfica em condições naturais de cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 5, n. 1, p. 33-41, 2001.

LOPES, J. W. B.; COSTA, C. A. G.; PINHEIRO, E. A. R.; TOLEDO, C. E.; de ARAÚJO, J. C. Calibração *in loco* de sensor de umidade do solo sob vegetação de Caatinga preservada. *In*: Congresso Latino americano y del Caribe de Ingeniería Agrícola - CLIA e Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola - CONBEA, 9., 39., Vitória. **Apresentações...** Vitória: CONBEA, 2010.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; BESERRA, E. A.; LACERDA, F. F. Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. *In*: INSA - Instituto Nacional do Semiárido (Governo). **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**. Campina Grande-PB: Instituto Nacional do Semiárido, 2011. Cap. 13, p. 383-422. Disponível em: <http://www.insa.gov.br/wp-content/themes/insa_theme/acervo/recursos-hidricos.pdf>. Acesso em: 17 ago. 2017.

MARKHAM, B. L.; BARKER, J. L. Thematic Mapper bandpass solar exoatmospheric irradiances. **International Journal of remote sensing**, v. 8, n. 3, p. 517-523, 1987.

MEDEIROS, P. H. A. **Medida e Modelagem da Interceptação em uma Bacia Experimental do Semi-Árido, Ceará**. 2005. 70 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2005.

MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO, J. C.; BRONSTERT, A. Interception measurements and assessment of Gash model performance for a tropical semi-arid region. **Revista Ciência Agrônômica** (UFC Impresso), v. 40, p. 165-174, 2009.

MEDEIROS P. H. A.; ARAÚJO J. C. Temporal variability of rainfall in a semiarid environment in Brazil and its effect on the sedimentological processes. **Journal of Soils Sediments**, v. 14, n. 7, p. 1216-1223, 2014.

MENDONÇA, J. C. *et al.* Determinação do coeficiente cultural (Kc) do feijoeiro (*Phaseolus vulgaris* L.) em Campos dos Goytacazes, RJ. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 5, p. 471-475, 2007.

MIRANDA, F. R. de; GONDIM, R. S.; COSTA, C. A. G. Evapotranspiration and crop coefficients for tabasco pepper (*Capsicum frutescens* L.). **Agricultural Water Management**, v. 82, n. 1-2, p. 237-246, 2006.

MITCHELL, P. J. *et al.* Partitioning of evapotranspiration in a semi-arid eucalypt woodland in south-western Australia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 1, p. 25-37, 2009.

MOLLE, F. Perdas por Evaporação e infiltração em pequenos açudes. Recife: SUDENE-DPG-PRN-GT.HME, **Série Hidrológica**, n. 25, p. 172, 1989.

MONTENEGRO, S. M. G.; RAGAB, R. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: A case study from North Eastern Brazil. **Journal of Hydrology**. v. 434-435, p. 55-68, 2012

MOREIRA, L. C. J. *et al.* Variabilidade local e regional da evapotranspiração estimada pelo algoritmo SEBAL. **Eng. Agríc., Jaboticabal**, v. 30, n. 6, p. 1148-1159, dec. 2010.

MOSCA, A. A de O. **Caracterização hidrológica de duas microbacias visando a identificação de indicadores hidrológicos para o monitoramento ambiental do manejo de florestas plantadas**. 2003. 88 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Florestais) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2003.

MOTZ, L. H.; SOUZA, G. D.; ANNABLE, M. D. Water budget and vertical conductance for Lowry (Sand y Hill) Lake in north-central Florida, USA. **Journal of Hydrology**, v. 250, p. 134-148, 2001.

MUÑOZ-ROBLES, C. *et al.* Soil hydrological and erosional responses in patches and inter-patches in vegetation states in semi-arid Australia. **Geoderma**, v. 160, p. 524-534, 2011.

NEGRÓN-JUÁREZ, R. I. *et al.* Control of dry season evapotranspiration over Amazonian forest as inferred from observations at a Southern Amazon forest. **Journal of Climate**, n. 20, p. 2827-2839, 2007.

NEVES, A. L. R. *et al.* Monitoring soil coverage and yield of cowpea furrow irrigated with saline water at different phenological stages. **Revista Ciência Agronômica** (UFC. Impresso), 2010

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do Rio São Francisco**. 2008. 320 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

PALÁCIO, H. A. de Q.; ANDRADE, E. M.; SANTOS, J. C. N.; ARAÚJO NETO, J. R.; BRASIL, P. P. Emergy evaluation of semi-arid watersheds under different management strategies. **American Society of Agricultural and Biological Engineers**. Transactions, v. 56, p. 1357-1363, 2013.

PARAJKA, J. *et al.* Assimilating scatterometer soil moisture data into conceptual hydrologic models at the regional scale. **Hydrology and Earth System Sciences** v. 10, n. 3, p. 353-368, 2006.

PENMAN, H. Latimer. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proc. R. Soc. Lond. A**, v. 193, n. 1032, p. 120-145, 1948.

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia: Fundamentos e Aplicações Práticas**. Lavras: Agropecuária, 2002. 478p.

PEREIRA, A. R.; NOVA, N. A. V.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: Fealq, 1997. 183 p.

PEREIRA, D dos R. **Evapotranspiração em área de mata atlântica na região da serra da mantiqueira**. 105f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola), Universidade Federal de Lavras (UFLA), Lavras-MG, 2014.

PEREIRA, P. L.; RODRIGUES, H. J. B. Análise e estimativa dos componentes do balanço de energia em ecossistema de manguezal amazônico. **Rev. bras. meteorol.**, São Paulo , v. 28, n. 1, p. 75-84, mar, 2013.

PINEDA, L. A. C. **Estudo Observacional e de Modelagem Hidrológica de uma Micro-Bacia em Floresta Não Perturbada na Amazônia Central**. 2008. 241 f. Tese (Doutorado em Meteorologia). INPE, São José dos Campos, 2008.

PINHEIRO, E. A. R. *et al.* Importance of soil-water to the Caatinga biome, Brazil.

Ecohydrology, Londres, v. 9, n. 7, p. 1313-1327, 2016.

PINHEIRO, E. A. R.; COSTA, C. A. G.; DE ARAÚJO, J. C. Effective root depth of the Caatinga biome. **Journal of Arid Environments**, Amsterdam, v. 89, n. 1, p. 1-4, 2013.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. Piracicaba: Manole, 1987. 188p.

ROCHA, É. da J. T. *et al.* Estimativa da Et o pelo modelo Penman-Monteith FAO com dados mínimos integrada a um Sistema de Informação Geográfica. **Rev. Ciênc. Agron.**, Fortaleza, v. 42, n. 1, p. 75-83, mar. 2011.

ROCHA, H. R. *et al.* Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia, **Ecol. Appl.**, v. 14, n. 4, p. 22–32, 2004.

RODRIGUES, J. O.; ANDRADE, E. M.; TEIXEIRA, A. S.; SILVA, B. B. Sazonalidade de variáveis biofísicas em regiões semiáridas pelo emprego do sensoriamento remoto. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 29, n. 3, p. 452-465, jul./set. 2009

SANTIAGO, M. M. F. **Mecanismo de salinização em regiões semi-áridas. Estudo dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré no Ceará**. 1984. 176 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984

SANTOS, T. E. M.; MONTENEGRO, A. A. A.; SILVA, D. D. Umidade do solo no semiárido pernambucano usando-se reflectometria no domínio do tempo (TDR). **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 7, p. 670-679, 2011.

SENTELHAS, P. C. *et al.* Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. **Agricultural Water Management**. v. 97, n. 5, p. 635-644, 2010.

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation from Amazonian Rainforest. **Proceedings of the Royal Society of London Series B-Biological Sciences**, v. 233, n. 1272, p. 321-346. 1988.

SILVA, B. B. da.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005.

SILVA, E. N. da; BEZERRA, F. M. L. Evapotranspiração e coeficientes de cultivo da bananeira no Vale do Curu, CE. **Revista Ciência Agrônômica**, v. 40, n. 2, p. 203-210, 2009.

SILVA, B. B. da *et al.* Estimativa da evapotranspiração real diária para a microbacia do rio das Lontras utilizando algoritmo SEBAL e imagens Landsat 8. *In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 17., João Pessoa. **Anais**. São José dos Campos: INPE, 2015. Disponível em: <<http://www.dsr.inpe.br/sbsr2015/files/p0774.pdf>>. Acesso em: 23 mai. 2017.

SILVA, E. R. A. C. **Potencial de desenvolvimento hidroagrícola no Riacho do Pontal – PE**. 2014. 140 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014.

SILVA, L. D. B. da; FOLEGATTI, M. V; VILLA NOVA, N. A. Evapotranspiração do capim Tanzânia obtida pelo método de razão de Bowen e lisímetro de pesagem. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 25, n. 3, p. 705-712, set./dez. 2005.

SILVA, T. G. F. da *et al.* Sazonalidade do Controle de Evapotranspiração pela Cana-de-Açúcar Irrigada e Características Aerodinâmicas da Cultura no Semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n. 4, p. 621-634, 2013.

SOUZA FILHO, J. D. *et al.* Control mechanisms of the seasonal variation of transpiration in a northeast Amazonia tropical rainforest (in Portuguese), **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 223-229, 2005

SOUZA, J. M. F. **Aplicação do algoritmo SAFER na obtenção da evapotranspiração atual das culturas em condições de cerrado**. 2016. 92 f. Tese (Doutorado em Agronomia) - Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2016.

SUN, Z. *et al.* Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. **Mathematical and Computer Modelling**, v. 54, n. 3, p. 1086-1092, 2011.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. PhD thesis. Dept. Biological and Agricultural Engineering, University of Idaho, Idaho, 2003.

TEIXEIRA, A. H. C. *et al.* Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 362, n. 1-2, p. 110-127, 2008.

TEIXEIRA, A. H. de C. *et al.* Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle Sao Francisco River basin, Brazil: Part A: Calibration and validation. **Agricultural and forest meteorology**, v. 149, n. 3, p. 462-476, 2009.

TEIXEIRA, A. H. C. Modelling evapotranspiration by remote sensing parameters and agrometeorological stations. *In*: NEALE, C. M. U.; COSH, M. H. (Ed.). **Remote Sensing and Hydrology**. Wallingford: IAHS Press, 2012a. v. 352, p. 154–157.

TEIXEIRA, A. H. C. Determination of surface resistance to evapotranspiration by remote sensing parameters in the semi-arid region of Brazil for land-use change analyses. *In*: NEALE, C. M. U.; COSH, M. H. (Ed.). **Remote Sensing and Hydrology**. Wallingford: IAHS Press, 2012b. v. 352, p. 167–170.

TEIXEIRA, A. H. C. *et al.* Large-scale water productivity assessments with MODIS images in a changing semi-arid environment: A Brazilian case study. **Remote Sensing**, v. 5, n. 11, p. 5783-5804, 2013.

TEIXEIRA, A. H. de C *et al.* Determinação da evapotranspiração através de imagem de satélites de diferentes resoluções com e sem banda termal. *In*: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 17., João Pessoa. **Anais...** São José dos Campos: INPE, p. 5423-5430, 2015. Disponível em: <<http://www.dsr.inpe.br/sbsr2015/files/p1083.pdf>>. Acesso em: 17 jan. 2017.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical review**, v. 38, n. 1, p. 55-94, 1948.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control**. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering) – Utah State University, Logan, Utah, 2002.

UDA P. K. *et al.* Análise da evapotranspiração real diária para diferentes usos e coberturas do solo da bacia do rio Negrinho – SC por meio do modelo SEBAL e imagens ASTER. *In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 16., Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2013, p. 5856-5863.

VALLET-COULOMB, C. *et al.* Lake Evaporation estimates in tropical Africa (Lake Ziway, Ethiopia). **Journal of Hydrology**, v. 245, p. 1-18, 2001.

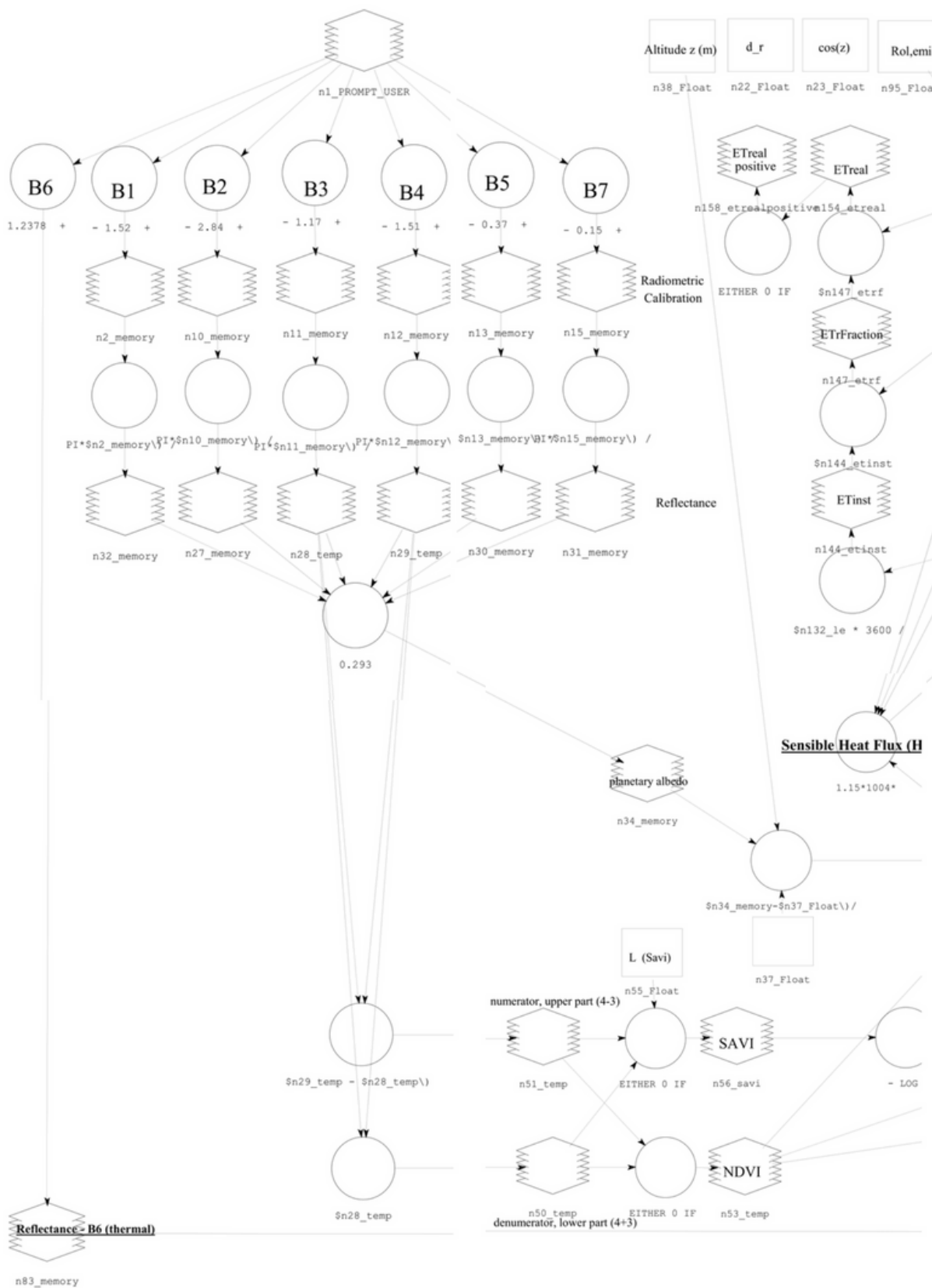
VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Versão digital. Recife, PE: INMET, 2006. 449 p.

WARD, A. D.; TRIMBLE, S. W. **Environmental Hydrology**. 2nd Ed. USA: Lewis Publishers, 2004. 475 p.

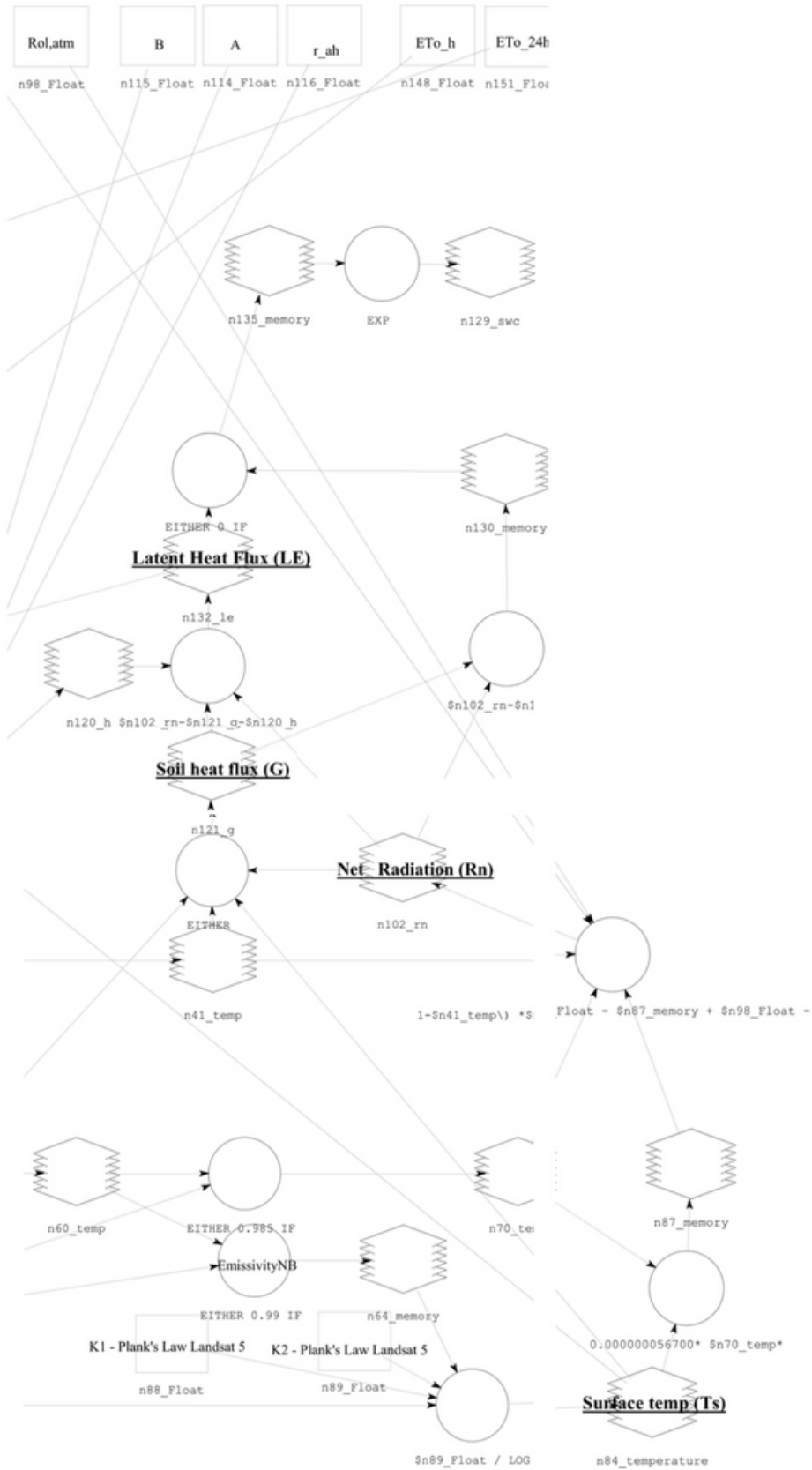
ZHAO, L. *et al.* Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. **Journal of Geographical Sciences**, v. 23, n. 2, p. 359-369, 2013.

APÊNDICE A – DESIGN DO MODELO SEBAL EM AMBIENTE DO PROGRAMA ERDAS IMAGINE

PARTE ESQUERDA DO MODELO



PARTE DIREITA DO MODELO



APÊNDICE B – TABELA DE DADOS DE ENTRADA DO MODELO SAFER EM AMBIENTE DO PROGRAMA EXCEL

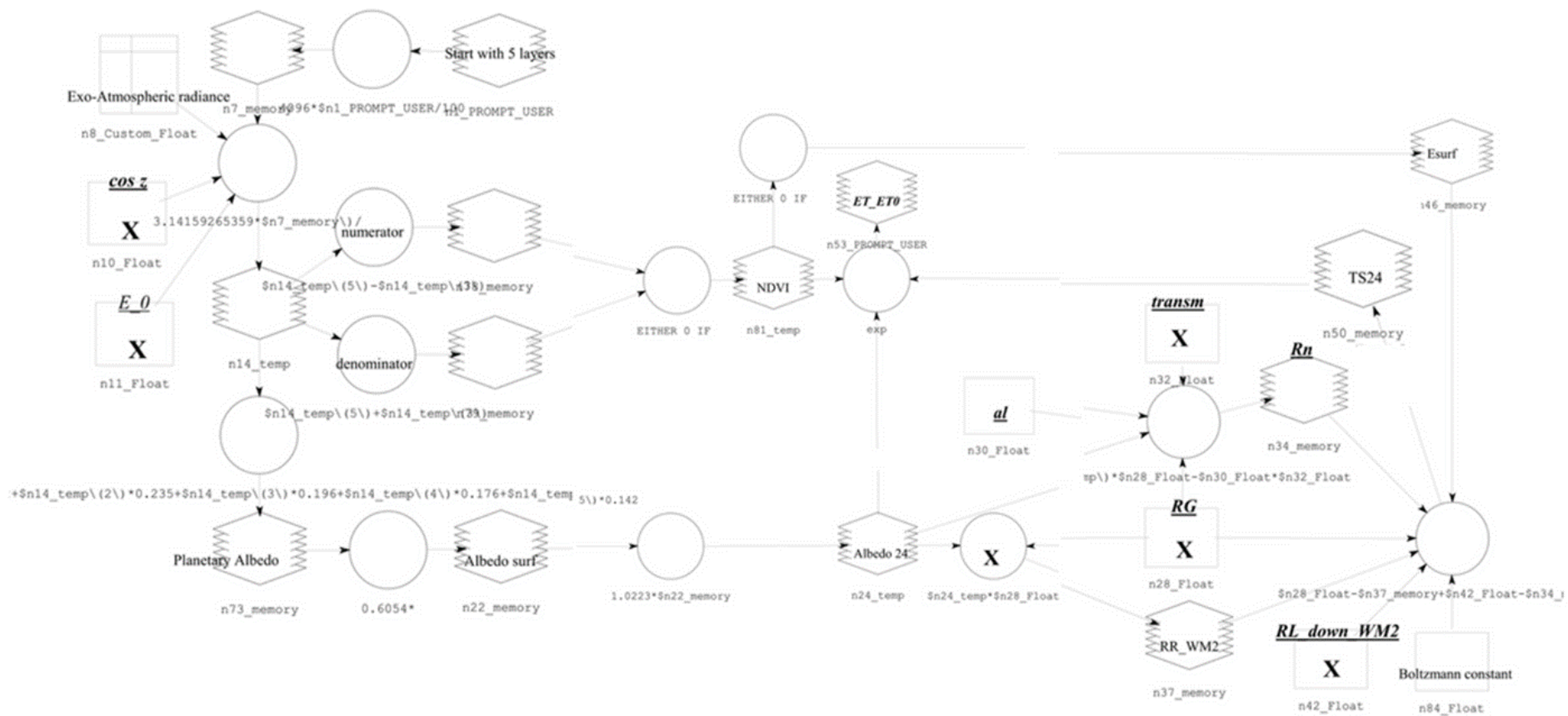
Os dados de entrada no modelo SEBAL desenvolvido nos ERDAS foram retirados das tabelas feitas em ambiente Excel, os quais se encontram na parte superior do design do modelo que eram: altitude (Z), dr, cos(z), *Rol,emi* e *Rol,atm*, B, A, r_ah, ETo_h, ETo_24h.

| Input for Landsat 5 Erdas Model | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|---------|---------------------------------------|-------------------------|-------|----------------|-------|-------|------|-------|-----|--------------------------|--------------|-------------------|-----------------------------|---------|-----------------------------|---------------------|---------------------|
| z | 530 | [m] | FUNCEME weather station | | | | | | | | | | | | | | | |
| S | 1367 | [W/m ²] | solar constant | | | | | | | | | | | | | | | |
| sigma | 5.7E-08 | [W*m ⁻² *K ⁻⁴] | | | | | | | | | | | | | | | | |
| τ _{sw} | 0.761 | [-] | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ε _a | 0.756 | [-] | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | Input after run an image | | height of weather | | | | | |
| | | | Air temperature | | Hot/cold pixel | | | | | | | | | Outgoing Longwave radiation | | Incoming Longwave Radiation | | |
| Date | DOY | time | E (elevação do Sol) | T_a | Thot | Tcold | a | b | r_ah | u_h | u 9h (10 m) | u 10h (10 m) | u (2 m) | DOY | dr | cos(z) | Rol,emi | Rol,atm |
| | | | [°] | [°C] | [k] | [K] | [-] | [-] | [s/m] | m | [m/s] | [m/s] | [m/s] | [-] | [-] | [-] | [w/m ²] | [w/m ²] |
| 31/8/06 | 243 | 9:41:14 | 56.82 | 28.27 | | | -3.38 | 0.19 | 10.42 | 10 | 4.35 | 4.53 | 3.32 | 243 | 0.98334 | 0.837 | 850.990 | 353.324 |
| 19/11/06 | 323 | 9:42:04 | 62.70 | 29.69 | | | -6.66 | 0.44 | 13.43 | 10 | 1.95 | 3.53 | 2.05 | 323 | 1.02474 | 0.889 | 941.592 | 360.032 |
| 21/12/06 | 355 | 9:42:19 | 58.37 | 31.22 | | | -3.10 | 0.15 | 10.00 | 10 | 5.31 | 5.12 | 3.90 | 355 | 1.03251 | 0.851 | 909.089 | 367.367 |
| 20/8/08 | 233 | 9:33:23 | 52.76 | 26.67 | | | -4.84 | 0.32 | 11.79 | 10 | 4.03 | 3.60 | 2.85 | 233 | 0.97870 | 0.796 | 805.686 | 345.878 |
| 5/9/08 | 249 | 9:32:56 | 56.25 | 27.94 | | | | | | 10 | 4.19 | 3.69 | 2.95 | 249 | 0.98636 | 0.831 | 847.994 | 351.755 |
| 7/10/08 | 281 | 9:31:57 | 61.78 | 26.67 | | | | | | 10 | 4.83 | 3.86 | 3.25 | 281 | 1.00411 | 0.881 | 914.894 | 345.878 |
| 23/10/08 | 297 | 9:31:24 | 62.45 | 29.74 | | | | | | 10 | 4.76 | 4.90 | 3.61 | 297 | 1.01286 | 0.887 | 928.562 | 360.247 |
| 24/9/09 | 267 | 9:37:29 | 61.22 | 25.82 | | | | | | 10 | 3.11 | 3.13 | 2.33 | 267 | 0.99617 | 0.877 | 902.870 | 341.947 |
| 27/11/09 | 331 | 8:38:02 | 60.69 | 28.69 | | | | | | 10 | 5.22 | 4.21 | 3.52 | 331 | 1.02751 | 0.872 | 926.458 | 355.275 |
| 13/10/10 | 286 | 9:37:34 | 63.64 | 29.40 | | | | | | 10 | 3.67 | 3.62 | 2.72 | 286 | 1.00691 | 0.896 | 932.897 | 358.655 |

Na tabela abaixo, encontra-se o processo iterativo para a obtenção do *a*, *b* e *r_ah*.

| Input | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------|------------|--------------------|----------|------------------------|-----------------------|----------|---------|-----------|---------|-------|-----------------|-------|-------|
| | Lon | Lat | Ts [K] | Rn [W/m ²] | G [W/m ²] | SAVI [-] | u [m/s] | h_veg [m] | | | Input for Erdas | | |
| Hot pixel | | | 301.287 | 488.771 | 78.074 | 0.144 | 2.85 | 4 | | | a | -4.84 | |
| Cold pixel | | | 288.303 | | | | | | | | b | 0.32 | |
| | | | | | | | | | | | r_ah | 11.79 | |
| density [kg/m ³] | 1.1644 | | | | | | | | | | | | |
| specific heat [J/K/kg] | 1004 | | | | | | | | | | | | |
| Height | 100 | | | | | | | | | | | | |
| k [-] | 0.41 | h Karmann Constant | | | | | | | | | | | |
| g [m/s ²] | 9.81 | | | | | | | | | | | | |
| z2 [m] | 2 | | | | | | | | | | | | |
| z1 [m] | 0.1 | | | | | | | | | | | | |
| First calculations | | | | | | | | | | | | | |
| zom pontual | u* pontual | u 200/100 | H [W/M2] | z_om | Ts [°C] | ΔTs[°C] | u* | rah | ΔTs(°C) | | | | |
| 0.48 | 0.82 | 10.68 | 410.70 | 0.01 | 28.14 | 12.98 | 0.46 | 16.03 | 12.98 | | | | |
| | | | | | 15.15 | | | | | | | | |
| Iterations | | | | | | | | | | | | | |
| iteration | dt_hot [K] | b | a | L (m) | X100 | X2 | X0,1 | Ψ_200 | Ψ_2 | Ψ_0.1 | u* [m/s] | rah | error |
| 1 | 5.63 | 0.43 | -6.57 | -20.20 | 2.99 | 1.27 | 1.02 | 2.06 | 0.53 | 0.04 | 0.58 | 10.52 | 5.51 |
| 2 | 3.70 | 0.28 | -4.31 | -41.71 | 2.50 | 1.15 | 1.01 | 1.60 | 0.30 | 0.02 | 0.55 | 12.08 | 1.56 |
| 3 | 4.24 | 0.33 | -4.95 | -34.92 | 2.62 | 1.18 | 1.01 | 1.71 | 0.35 | 0.02 | 0.55 | 11.73 | 0.35 |
| 4 | 4.12 | 0.32 | -4.81 | -36.38 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.81 | 0.08 |
| 5 | 4.15 | 0.32 | -4.84 | -36.03 | 2.60 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.02 |
| 6 | 4.14 | 0.32 | -4.83 | -36.11 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.80 | 0.00 |
| 7 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.09 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 8 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 9 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 10 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 11 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 12 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 13 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 14 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 15 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 16 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 17 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 18 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 19 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 20 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 21 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 22 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 23 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 24 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |
| 25 | 4.14 | 0.32 | -4.84 | -36.10 | 2.59 | 1.17 | 1.01 | 1.69 | 0.34 | 0.02 | 0.55 | 11.79 | 0.00 |

APÊNDICE C – DESIGN DO MODELO SAFER EM AMBIENTE DO PROGRAMA ERDAS IMAGINE

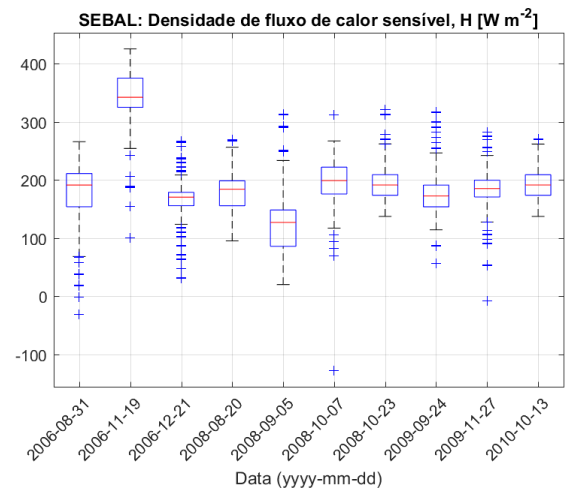
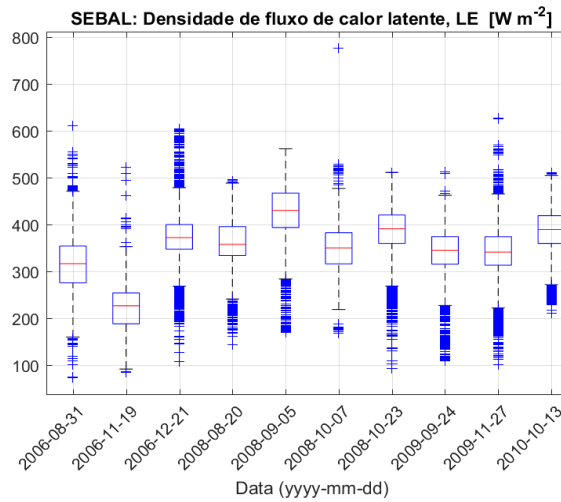
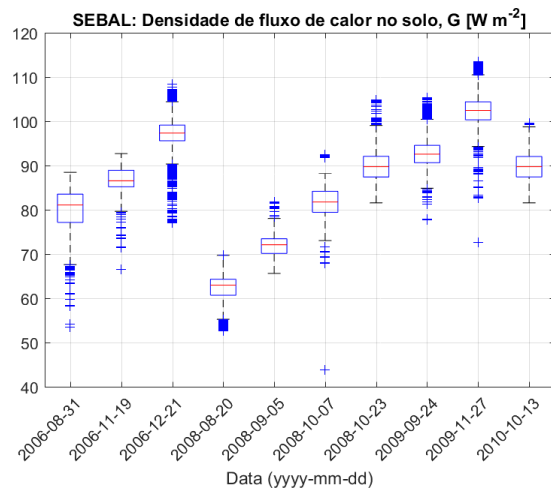
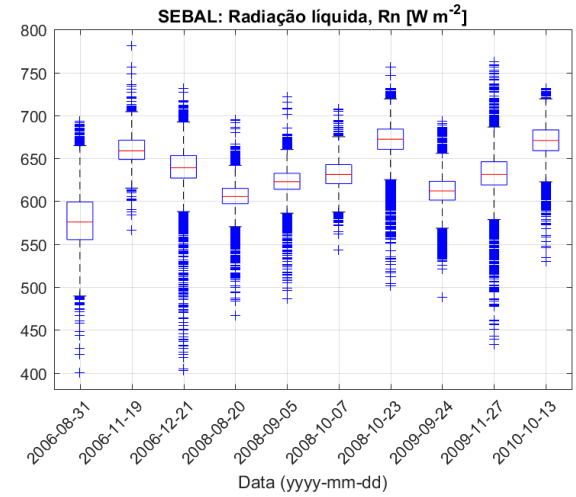
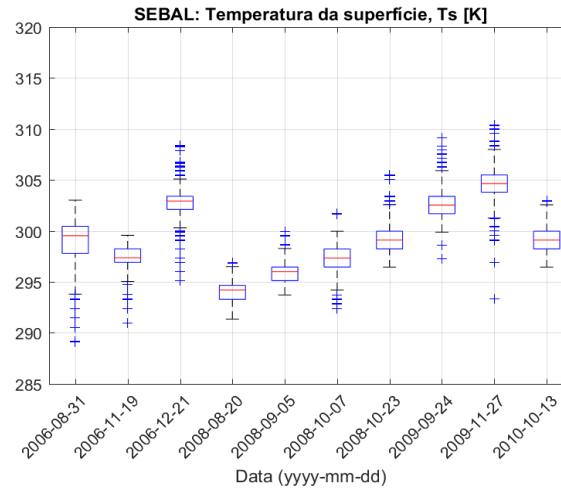
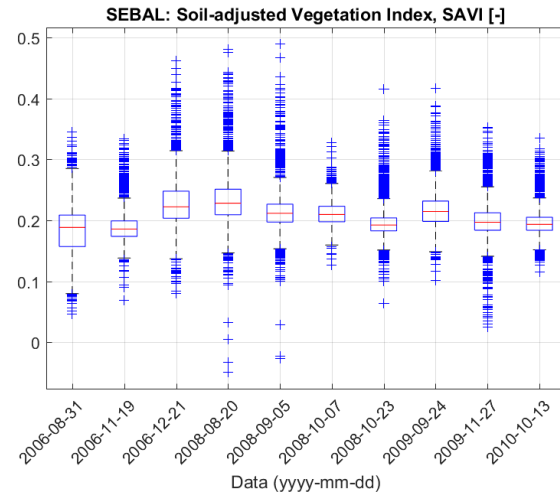


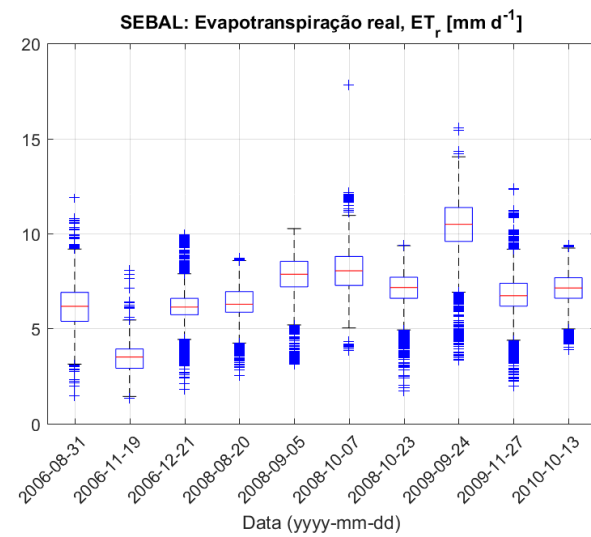
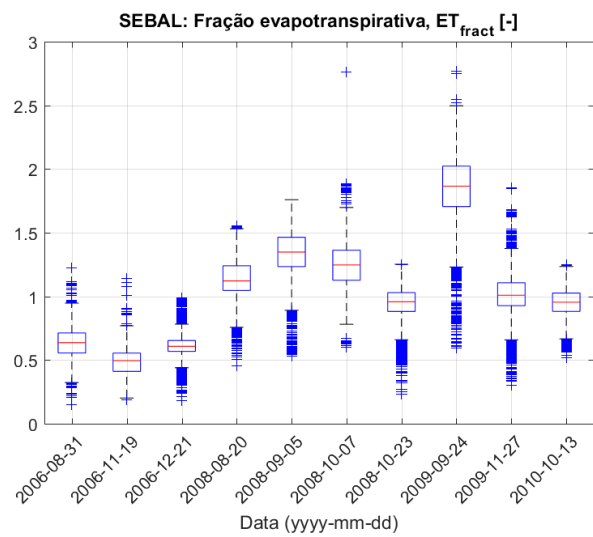
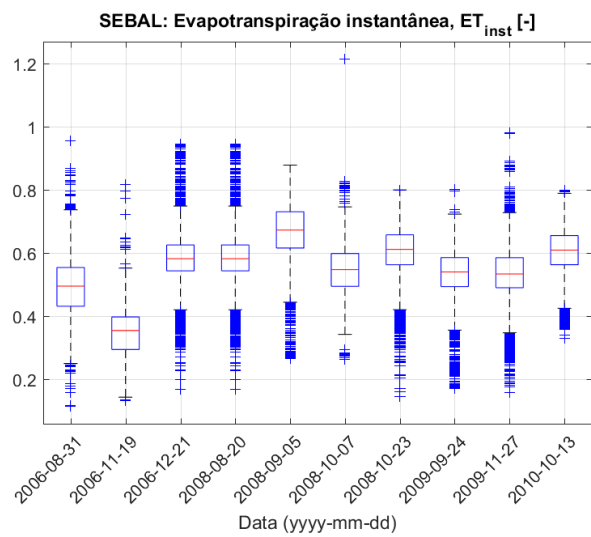
APÊNDICE D – TABELA DE DADOS DE ENTRADA DO MODELO SAFER EM AMBIENTE DO PROGRAMA EXCEL

| Inputs | | | | | Calculations | | | | | | | | | Output | | | |
|----------|---------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--------------------------|--------------|-----------------|------------------|-------------------------|-------------------|-------|---------------------|-----------|-------------|--------------------|--------------------------------------|--------|------------------------|
| Date | Hour | Rg | | Ta | DOY | y | Et | Dec | Ws | R | RsTop | Emiss_atm | RL_down_WM2 | cos z | E_0 | Transm | a_l |
| | Hour of the image (about) | Global radiation (sum of the day) | Global radiation (sum of the day) | Air averaged temperature | | Fractional year | Equation of time | Solar declination angle | Sunset hour angle | | | | | Solar zenith angle | Earth-sun distance correction factor | | Regression coefficient |
| [-] | [-] | [KJ/m ²] | [W/m ²] | [°C] | [-] | [rad] | [minutes] | [rad] | [rad] | | [W/m ²] | | [W/m2] | [-] | [-] | [-] | [-] |
| 25/6/11 | 11:00 | 21620.55 | 250.2378 | 24 | 176 | 3.004 | -2.097 | 0.409 | 1.521 | 0.841 | 353.9798 | 0.830 | 367.071 | 0.089 | 0.967 | 0.707 | 127.830 |
| 10/9/11 | 11:00 | 26734.03 | 309.4217 | 24.1 | 253 | 4.330 | 2.606 | 0.095 | 1.560 | 0.972 | 416.9153 | 0.816 | 361.314 | 0.135 | 0.986 | 0.742 | 128.529 |
| 28/7/13 | 11:00 | 24307.19 | 281.3332 | 22.9 | 209 | 3.572 | -6.588 | 0.337 | 1.531 | 0.879 | 370.6863 | 0.809 | 352.383 | 0.100 | 0.969 | 0.759 | 120.141 |
| 15/8/13 | 11:00 | 22577.38 | 261.3123 | 24.6 | 227 | 3.882 | -4.963 | 0.252 | 1.541 | 0.918 | 388.9591 | 0.843 | 375.845 | 0.113 | 0.974 | 0.672 | 132.024 |
| 29/8/13 | 11:00 | 24464.1 | 283.1493 | 24.9 | 241 | 4.123 | -1.479 | 0.171 | 1.551 | 0.949 | 404.394 | 0.833 | 372.690 | 0.125 | 0.980 | 0.700 | 134.121 |
| 5/6/14 | 11:00 | 22649.85 | 262.151 | 25.3 | 156 | 2.660 | 2.007 | 0.391 | 1.523 | 0.851 | 359.4587 | 0.822 | 369.569 | 0.092 | 0.971 | 0.729 | 136.917 |
| 21/9/14 | 11:00 | 27171.6 | 314.4861 | 26.1 | 264 | 4.519 | 6.721 | 0.021 | 1.568 | 0.989 | 426.9286 | 0.819 | 372.185 | 0.144 | 0.992 | 0.737 | 142.509 |
| 14/11/14 | 11:00 | 26880.08 | 311.112 | 26.3 | 318 | 5.449 | 15.397 | -0.313 | 1.608 | 1.001 | 445.2233 | 0.833 | 379.984 | 0.175 | 1.022 | 0.699 | 143.907 |
| 7/6/15 | 11:00 | 21228.88 | 245.7046 | 25.298 | 158 | 2.694 | 1.656 | 0.395 | 1.523 | 0.849 | 358.3702 | 0.838 | 377.130 | 0.091 | 0.970 | 0.686 | 136.903 |
| 26/6/15 | 11:00 | 19086.63 | 220.91 | 23.401 | 177 | 3.021 | -2.314 | 0.409 | 1.521 | 0.841 | 354.0319 | 0.860 | 377.047 | 0.089 | 0.967 | 0.624 | 123.643 |
| 26/7/15 | 11:00 | 23943.63 | 277.1253 | 24.557 | 207 | 3.538 | -6.559 | 0.344 | 1.530 | 0.875 | 368.9277 | 0.812 | 361.843 | 0.099 | 0.969 | 0.751 | 131.723 |
| 21/2/16 | 11:00 | 25716.34 | 297.6428 | 25.416 | 52 | 0.870 | -13.991 | -0.192 | 1.593 | 1.010 | 449.5074 | 0.847 | 381.529 | 0.166 | 1.023 | 0.662 | 137.728 |
| 2/3/16 | 11:00 | 26978.61 | 312.2524 | 26.767 | 62 | 1.042 | -12.628 | -0.127 | 1.586 | 1.008 | 446.7343 | 0.833 | 382.327 | 0.160 | 1.018 | 0.699 | 147.171 |
| 19/4/16 | 11:00 | 25495.31 | 295.0846 | 25.183 | 110 | 1.868 | 0.881 | 0.193 | 1.548 | 0.941 | 405.5036 | 0.822 | 369.279 | 0.122 | 0.991 | 0.728 | 136.099 |
| 28/4/16 | 11:00 | 24062.9 | 278.5058 | 26.378 | 119 | 2.023 | 2.647 | 0.245 | 1.542 | 0.920 | 394.8342 | 0.831 | 379.235 | 0.114 | 0.986 | 0.705 | 144.452 |
| 14/6/16 | 11:00 | 22248.96 | 257.5111 | 24.32 | 166 | 2.832 | 0.075 | 0.406 | 1.521 | 0.843 | 355.1871 | 0.823 | 365.506 | 0.089 | 0.968 | 0.725 | 130.067 |
| 15/6/16 | 11:00 | 21146.6 | 244.7524 | 24.48 | 167 | 2.849 | -0.138 | 0.407 | 1.521 | 0.842 | 354.9256 | 0.837 | 372.360 | 0.089 | 0.968 | 0.690 | 131.185 |
| 19/6/16 | 11:00 | 21839.4 | 252.7708 | 25.45 | 171 | 2.918 | -1.004 | 0.409 | 1.521 | 0.841 | 354.1911 | 0.828 | 373.114 | 0.089 | 0.968 | 0.714 | 137.966 |

Os dados chamados de *output* na tabela foram os dados de entrada no modelo SAFER do ERDAS IMAGINE. Esses dados eram indicados por um “X” e indicados pelo mesmo nome, os quais foram: cos z, E₀, Transm, al, Rg e RL_down_WM².

APÊNDICE E – RESULTADOS DOS SUBPRODUTOS DO ALGORITMO SEBAL





APÊNDICE F – RESULTADOS DOS SUBPRODUTOS DO ALGORITMO SAFER

