



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO  
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA  
AGRÍCOLA**



**MAPEAMENTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR IMAGENS  
ORBITAIS EM BACIA REPRESENTATIVA NO ESTADO DE PERNAMBUCO**

**ANA CLAUDIA VILLAR E LUNA GUSMÃO**

**ORIENTADOR: PROFA. DRA. SUZANA M. G. L. MONTENEGRO**

**COORIENTADOR: PROF. DR. BERNARDO BARBOSA DA SILVA**

Brasil – Recife – PE

Fevereiro – 2017

**ANA CLAUDIA VILLAR E LUNA GUSMÃO**

**MAPEAMENTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR IMAGENS  
ORBITAIS EM BACIA REPRESENTATIVA NO ESTADO DE PERNAMBUCO**

Tese de Doutorado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal Rural de Pernambuco como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutora em Engenharia Agrícola.

Orientador: Profa. Dra. Suzana M. G. L. Montenegro

Coorientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Brasil – Recife – PE

Fevereiro – 2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
Sistema Integrado de Bibliotecas da UFRPE  
Biblioteca Central, Recife-PE, Brasil

G982m      Gusmão, Ana Claudia Villar e Luna  
                Mapeamento da evapotranspiração real por imagens orbitais  
em bacia representativa no estado de Pernambuco / Ana Claudia  
Villar e Luna Gusmão. – 2017.  
                64 f. : il.

                Orientadora: Suzana Maria Gico Lima Montenegro.  
                Coorientador: Bernardo Barbosa da Silva.  
                Tese (Doutorado) - Universidade Federal Rural de  
Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Engenharia  
Agrícola, Recife, BR-PE, 2017.  
                Inclui referências.

                1. MODIS 2. Razão de Bowen 3. Saldo de radiação  
I. Montenegro, Suzana Maria Gico Lima, orient. II. Silva, Bernardo  
Barbosa da, coorient. III. Título

CDD 631



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA**

A comissão examinadora da Defesa de Tese de Doutorado

**Mapeamento da evapotranspiração real por imagens orbitais em  
bacia representativa no estado de Pernambuco**

defendida por: Ana Claudia Villar e Luna Gusmão

Considera a candidata APROVADA

Recife, 23 de fevereiro de 2017

---

Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro  
(Orientadora)

---

Prof. Dr. Alfredo Ribeiro Neto - UFPE  
(Examinador externo)

---

Profa. Dra. Leidjane Maria Maciel de Oliveira - UFPE  
(Examinadora externo)

---

Profa. Dra. Thais Emanuelle Monteiro dos Santos - UFPE  
(Examinadora interna)

---

Prof. Dr. Geber Barbosa de. Albuquerque Moura - UFRPE  
(Examinador interno)

## **DECLARAÇÃO UNIVERSAL DOS DIREITOS DAS ÁGUAS**

*A presente Declaração Universal dos Direitos da Água foi proclamada tendo como objetivo atingir todos os indivíduos, todos os povos e todas as nações, para que todos os homens, tendo esta Declaração constantemente no espírito, se esforcem, através da educação e do ensino, em desenvolver o respeito aos direitos e obrigações anunciados e assomam, com medidas progressivas de ordem nacional e internacional, o seu reconhecimento e a sua aplicação efetiva.*

*Art. 1º - A água faz parte do patrimônio do planeta. Cada continente, cada povo, cada nação, cada região, cada cidade, cada cidadão é plenamente responsável aos olhos de todos.*

*Art. 2º - A água é a seiva do nosso planeta. Ela é a condição essencial de vida de todo ser vegetal, animal ou humano. Sem ela não poderíamos conceber como são a atmosfera, o clima, a vegetação, a cultura ou a agricultura. O direito à água é um dos direitos fundamentais do ser humano: o direito à vida, tal qual é estipulado do Art. 3º da Declaração dos Direitos do Homem.*

*Art. 3º - Os recursos naturais de transformação da água em água potável são lentos, frágeis e muito limitados. Assim sendo, a água deve ser manipulada com racionalidade, precaução e parcimônia.*

*Art. 4º - O equilíbrio e o futuro do nosso planeta dependem da preservação da água e de seus ciclos. Estes devem permanecer intactos e funcionando normalmente para garantir a continuidade da vida sobre a Terra. Este equilíbrio depende, em particular, da preservação dos mares e oceanos, por onde os ciclos começam.*

*Art. 5º - A água não é somente uma herança dos nossos predecessores; ela é, sobretudo, um empréstimo aos nossos sucessores. Sua proteção constitui uma necessidade vital, assim como uma obrigação moral do homem para com as gerações presentes e futuras.*

*Art. 6º - A água não é uma doação gratuita da natureza; ela tem um valor econômico: precisa-se saber que ela é, algumas vezes, rara e dispendiosa e que pode muito bem escassear em qualquer região do mundo.*

*Art. 7º - A água não deve ser desperdiçada, nem poluída, nem envenenada. De maneira geral, sua utilização deve ser feita com consciência e discernimento para que não se chegue a uma situação de esgotamento ou de deterioração da qualidade das reservas atualmente disponíveis.*

*Art. 8º - A utilização da água implica no respeito à lei. Sua proteção constitui uma obrigação jurídica para todo homem ou grupo social que a utiliza. Esta questão não deve ser ignorada nem pelo homem nem pelo Estado.*

*Art. 9º - A gestão da água impõe um equilíbrio entre os imperativos de sua proteção e as necessidades de ordem econômica, sanitária e social.*

*Art. 10º - O planejamento da gestão da água deve levar em conta a solidariedade e o consenso em razão de sua distribuição desigual sobre a Terra.*

*Ao amigo e professor Swami (em memória).*

*Este título é nosso!*

*Dedico.*

*A Deus, aos meus pais, aos meus filhos  
e ao meu marido David.*

*Ofereço.*

## AGRADECIMENTOS

A Deus, pois sem Ele nada disso seria possível. *Para tudo há um tempo, para cada coisa há um momento debaixo dos céus (Eclesiastes 3,1).*

À profa. Dra. Suzana Montenegro por toda orientação, confiança, amizade e incentivo, bem como por cada abraço dado. Sou grata por tudo professora!

Ao prof. Dr. Bernardo Barbosa por tanta discussão estimulante que engrandeceram o trabalho e por toda orientação, bem como pelo apoio e afeto nos momentos mais difíceis de todo o processo.

À Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE) que me acolheu mais uma vez para a concretização de mais um sonho, em especial ao programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola.

Aos professores da UFRPE, Dr. Mário Rolin, Dr. Ênio Farias, Dra. Lilia Gomes, Dra. Elvira Pedrosa, Dr. Edivan Souza, Dr. João Audifax, Dr. Abelardo Montenegro, Dra. Ceres Duarte, Dr. Fabrício Lopes. Por todos os conhecimentos a mim transferidos.

À Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), em especial ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil (Área de Recursos Hídricos) por toda acolhida neste período.

Aos professores da UFPE Dr. Roberto Azevedo, Dr. Jaime Cabral, Dr. Alfredo Ribeiro, Dra. Sylvana, Dr. Anderson Paiva, Dr. Paulo Franssinet, por me receberem tão bem, pelo excelente convívio e por todo conhecimento transferido.

À Prof. Dra. Leidjane Maria Maciel de Oliveira, pelo acompanhamento científico desde o início do trabalho, torcendo, apoiando e incentivando. Agradeço imensamente todo o carinho!

Ao secretário da pós-graduação em Engenharia Agrícola, Manuel, por toda atenção e disponibilidade e à secretária da FADE, Amanda, sempre atenciosa a todas as solicitações com sua calma, agilidade e simpatia.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de nível Superior – CAPES, pela bolsa concedida na realização desse doutorado.

À FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos), pelo apoio financeiro ao projeto que deu suporte a esta tese: “Estudos hidrológicos e sedimentológicos em bacias experimentais e representativas do semiárido e Cerrado”.

À NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), ao USGS (*United States Geological Survey*) e ao INPE (*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais*), pela disponibilização das imagens de satélites.

Ao proprietário da Fazenda Canadá, prefeito da cidade de Vitória de Santo Antão, Sr. Aglaíson Júnior pela liberação da área para instalação da estação meteorológica experimental, bem como o Sr. Dimas por toda sua gentileza.

Aos amigos da Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, em especial a Tatiane, Diogo, Wanderson, Célia, Daniela, Núbia, Roberto e Marcelo. Por toda a convivência, apoio e estudos...

Ao prof. Swami (em memória) que contagiou a todos com sua alegria, simplicidade e humildade. Agradeço por toda amizade e ciência compartilhada. Saudades eternas!

Aos amigos da UFPE, Tatiane, Jussara, Gabriele, Eduardo, Albert, Tássia, Simone, Bruno, José, Yure, Felipe, Claudia e Tereza. Pela nossa excelente convivência!

Aos amigos queridos da sala 14, Larissa, Rochele e Victor, por toda ajuda em diferentes etapas do trabalho, que foram essenciais para a realização deste. Bem como por toda a amizade e “trocas” de ciência nesses longos anos de convivência. Aos mais recentes, Nadielan e Eduardo, por toda força e apoio.

Aos estudantes de iniciação científica, Willian, Kézia e Lucas, por todo o apoio na instalação da torre e as idas a campo.

Aos meus filhos, Lucas e João, por toda companhia, amor e carinho, mesmo sem perceberem me dão toda a força necessária para sempre seguir em frente. Meus filhos, a vocês todo o meu amor!

Aos meus pais, Laura e Oliveira, por todo incentivo, amor e educação que sempre me proporcionaram! Sou eternamente grata por tudo, amo vocês!

Ao meu marido David por todo o incentivo, sem ele eu não conseguiria chegar até aqui. Minha eterna gratidão e amor!

Aos meus irmãos, Mônica e Tiago, pelo carinho e presença em todos os momentos da minha vida.

Aos demais familiares (sogros, cunhados e sobrinhos), pelo constante apoio e momentos de descontração.

Gusmão, A. C. V. L. Mapeamento da evapotranspiração real por imagens orbitais em bacia representativa no estado de Pernambuco. Recife, 2017, 101p. Tese (Doutorado), Universidade Federal Rural de Pernambuco, Departamento de Engenharia Agrícola, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola.

**RESUMO** - O estudo, avaliação e monitoramento de processos hidrológicos em bacias hidrográficas são fundamentais para que haja uma gestão eficaz do uso da água. Diante dessa afirmação, a quantificação dos componentes do balanço hídrico, como a evapotranspiração, é muito importante para um gerenciamento sustentável desse recurso. Tendo em vista a importância desse tema, o objetivo do presente trabalho é o aprimoramento da quantificação da evapotranspiração real (ET<sub>r</sub>) obtida pelo algoritmo proposto Mu et al. (2007), a partir da utilização de dados meteorológicos de melhor resolução espacial e otimização da estimativa dos parâmetros envolvidos no cômputo das resistências aerodinâmica e da cultura. A pesquisa foi realizada na bacia hidrográfica do rio Tapacurá (estado de Pernambuco, região Nordeste do Brasil), onde foi instalada uma torre meteorológica experimental para fornecer os dados de entrada para alimentar o referido modelo. Outrossim, os dados da estação meteorológica também foram utilizados para validar a ET<sub>r</sub> pelo método do balanço de energia através da razão de *Bowen* (BERB). O modelo foi processado a partir de produtos de oito dias (MOD09Q1) entre os anos de 2011 e 2012. Devido às condições atmosféricas da bacia hidrográfica do rio Tapacurá, que são de muita nebulosidade, foi realizada a seleção de pixels livres de nuvens resultando em uma imagem mais limpa a cada trinta dias. Com isso, foi realizada uma composição mensal do albedo e dos índices de vegetação (IAF e EVI 2), necessários para a determinação do saldo de radiação diário (Rn<sub>24h</sub>) e a evapotranspiração real diária, admitindo que essas variáveis permanecem constantes durante o mês. Para o Rn<sub>24h</sub>, foi realizada a calibração local do modelo proposto por De Bruim (1987), através do sensor CNR4 instalado no local entre os anos de 2015 e 2016 e calibrados para a determinação do Rn<sub>24h</sub> nos anos 2011 e 2012. Através da composição do albedo, de dados de radiação solar, da transmitância atmosférica diária e da calibração do modelo do Rn<sub>24h</sub>, foi possível obter resultados para todos os dias dos anos 2011 e 2012. Os resultados do Rn<sub>24h</sub> estimado por sensoriamento remoto evidenciaram boa correlação com o medido na estação ( $R^2 = 0,97$  para o ano de 2011 e  $R^2 = 0,94$  para o ano de 2012). A validação da ET<sub>r</sub> por sensoriamento remoto apresentou Erro Absoluto Médio (EAM), Erro Relativo Médio (ERM) e Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) de 0,73 mm dia<sup>-1</sup>, 17,1% e 0,93 mm dia<sup>-1</sup> para o ano de 2011, respectivamente. Para o ano de 2012, os índices estatísticos supracitados foram de 0,58 mm dia<sup>-1</sup>, 26,8% e 0,70 mm dia<sup>-1</sup>, respectivamente. Os resultados apresentaram-se condizentes com a literatura e evidenciaram que a metodologia proposta demonstrou eficiência em estudos da distribuição espacial e temporal da ET<sub>r</sub> para região estudada.

Palavras-chave: MODIS; Razão de Bowen; Saldo de radiação

Gusmão, A. C. V. L. Real evapotranspiration mapping by orbital images in representative basins of Pernambuco State. Recife, 2017, 101p. Tese (Doutorado), Universidade Federal Rural de Pernambuco, Departamento de Engenharia Agrícola, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola.

**ABSTRACT** - The study, assessment and monitoring of hydrological processes in a river basin are fundamental for an efficient management of water use. In this context, quantifying evapotranspiration is of great relevance considering that it is one of the most important components of a hydrological cycle, because it represents the loss of surface water to the atmosphere and its use by the crops. The objective of this research is to improve the actual evapotranspiration (E<sub>tr</sub>) provided by the Mu et al. (2007) algorithm. This enhancement will be achieved by the use of meteorological data with higher resolution in modelling, and through a better estimation of the parameters involved in the computation of aerodynamic resistance and the crop. The research was carried out in the Tapacurá Basin in the state of Pernambuco, Northeast Brazil, where an experimental meteorological tower was installed, which served as the basis for the input meteorological data provision, as well as for E<sub>tr</sub> determination by the energy balance method by the Bowen ratio (BERB). The model was processed from eight-day products (MOD09Q1) between 2011 and 2012. Due to the atmospheric conditions of the Tapacura Basin, which are very cloudy, the selection of cloud-free pixels was performed resulting in a more cleaned image every thirty days. Thus forming a monthly composition of albedo and vegetation indexes (IAF and EVI 2). It was then admitted that these variables remain constant during the month, enabling the determination of daily net radiation (R<sub>n24h</sub>) and daily actual evapotranspiration. For the R<sub>n24h</sub>, a local calibration of the model proposed by De Bruim (1987) was performed through the CNR4 sensor installed at the site in 2015 and 2016. The calibrated model was used to determine the R<sub>n24h</sub> in 2011 and 2012. Through the composition of albedo, solar radiation data, daily atmospheric transmittance and calibration of the R<sub>n24h</sub> model, it was possible to obtain results for all of 2011 and 2012. The R<sub>n24h</sub> results estimated by remote sensing showed a good correlation with the ones measured at the station ( $R^2 = 0.9692$ , for the year 2011 and  $R^2 = 0.9373$ , for the year 2012). The validation of the E<sub>tr</sub> by remote sensing by the BERB presented the Mean Absolute Error (EAM), Mean Relative Error (ERM) and Root Mean Square Error (REQM), which were respectively, 0.73 mm day<sup>-1</sup>, 17, 1% and 0.93 mm day<sup>-1</sup> for 2011 and 0.58 mm day<sup>-1</sup>, 26.8% and 0.70 mm day<sup>-1</sup> for 2012. The results were consistent with the literature and showed that the proposed methodology is efficient in studies of spatial and temporal distribution of E<sub>tr</sub> for the studied region.

Key-words: MODIS; Razão de Bowen; Net radiation.

# ÍNDICE

<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>XII</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>XV</b>
<b>LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS .....</b>	<b>XVI</b>
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>19</b>
<b>2. HIPÓTESE E OBJETIVOS .....</b>	<b>21</b>
2.1. HIPÓTESE.....	21
2.2. OBJETIVO GERAL .....	21
2.3. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	22
<b>3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>23</b>
3.1. EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....	23
3.2. SENSORIAMENTO REMOTO .....	25
3.3. SALDO DE RADIAÇÃO .....	28
3.4. EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO .....	29
<b>4. METODOLOGIA.....</b>	<b>33</b>
4.1. ÁREA DE ESTUDO.....	33
4.2. BANCO DE DADOS METEOROLÓGICOS .....	34
4.3. PRODUTOS MODIS.....	35
4.4. EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....	37
4.4.1 Saldo de radiação.....	38
4.4.2 Albedo.....	39
4.4.3 Transpiração das plantas.....	40
4.4.4 Evaporação do solo.....	42
4.5. ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA PELA RAZÃO DE BOWEN .....	43
4.6. EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA.....	44
4.7. PARÂMETROS ESTATÍSTICOS .....	45
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>46</b>
5.1. DADOS METEOROLÓGICOS .....	46
5.2. PRODUTO COBERTURA DO SOLO – MCD12Q1 .....	52
5.3. PARÂMETROS BIOFÍSICOS .....	53
5.3.1. Albedo.....	53
5.3.2. Índices de vegetação.....	59
5.4. CALIBRAÇÃO DA ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO.....	68
5.5. SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO .....	70
5.5.1. Validação do saldo de radiação diário .....	75
5.6. EVAPOTRANSPIRAÇÃO .....	76

5.6.1.	<i>Evapotranspiração real mensal</i> .....	76
5.6.2.	<i>Validação da evapotranspiração diária</i> .....	84
<b>6.</b>	<b>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES</b> .....	<b>93</b>
6.1.	CONCLUSÕES .....	93
6.2.	RECOMENDAÇÕES.....	93
<b>7.</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>95</b>

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO. FONTE: DAN-SCIENTIA (2016).....	25
FIGURA 2 - CURVA ESPECTRAL DA VEGETAÇÃO, ÁGUA E SOLO. FONTE: FLORENZANO, 2007 .....	26
FIGURA 3 - LOCALIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO TAPACURÁ, PE, BRASIL.....	33
FIGURA 4 - LOCALIZAÇÃO E SENSORES DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA EXPERIMENTAL DA BACIA DO RIO TAPACURÁ. FONTE: OLIVEIRA (2012).....	35
FIGURA 5 - DESCRIÇÃO DOS TILES DO SENSOR MODIS. FONTE: NASA (2016).....	35
FIGURA 6 - FLUXOGRAMA DO MODELO PARA A DETERMINAÇÃO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL DIÁRIA (ADAPTADO DE MU ET AL. (2007)).....	38
FIGURA 7 - VARIAÇÃO DIÁRIA DA TEMPERATURA MÉDIA DO AR (T_AR), TEMPERATURA MÍNIMA DO AR (T_AR_MIN), TEMPERATURA MÁXIMA DO AR (T_AR_MAX) DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA EXPERIMENTAL. ....	48
FIGURA 8 - VARIAÇÃO DIÁRIA DA UMIDADE RELATIVA MÉDIA DO AR (UR), UMIDADE RELATIVA MÍNIMA DO AR (UR_MIN), UMIDADE RELATIVA MÁXIMA DO AR (UR_MAX) DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA EXPERIMENTAL. .....	49
FIGURA 9 - VARIAÇÃO DIÁRIA DA VELOCIDADE DO VENTO.....	50
FIGURA 10 - VARIAÇÃO DO SALDO DE RADIAÇÃO (RN) E DA RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL (S↓) PARA OS ANOS DE 2011 E 2012.....	50
FIGURA 11 - PRECIPITAÇÃO DIÁRIA PARA O ANO DE 2011 E 2012 (ATÉ O MÊS DE AGOSTO).....	51
FIGURA 12 - PRECIPITAÇÃO MENSAL PARA OS ANOS DE 2011 E 2012 EM COMPARAÇÃO COM A MÉDIA HISTÓRICA.....	51
FIGURA 13 - CLASSIFICAÇÃO DA COBERTURA DO SOLO SEGUNDO O PRODUTO MCD12Q1 – CLASSIFICAÇÃO TIPO1 PARA OS ANOS 2011 (A) E 2012 (B). ....	52
FIGURA 14 - COMPOSIÇÃO MENSAL DO ALBEDO PARA O ANO DE 2011.....	55
FIGURA 15 – COMPOSIÇÃO MENSAL DO ALBEDO PARA O ANO DE 2011.....	56
FIGURA 16 – COMPOSIÇÃO MENSAL DO ALBEDO PARA O ANO DE 2012.....	57
FIGURA 17 - COMPOSIÇÃO MENSAL DO ALBEDO PARA O ANO DE 2012.....	58
FIGURA 18 - COMPOSIÇÃO MENSAL DO IAF PARA O ANO DE 2011. ....	60
FIGURA 19 - COMPOSIÇÃO MENSAL DO IAF PARA O ANO DE 2011. ....	61
FIGURA 20 - COMPOSIÇÃO MENSAL DO IAF PARA O ANO DE 2012. ....	62
FIGURA 21 - COMPOSIÇÃO MENSAL DO IAF PARA O ANO DE 2012. ....	63
FIGURA 22 - COMPOSIÇÃO MENSAL DO EVI 2 PARA O ANO DE 2011. ....	65

FIGURA 23 - COMPOSIÇÃO MENSAL DO EVI 2 PARA O ANO DE 2011. ....	66
FIGURA 24 - COMPOSIÇÃO MENSAL DO EVI 2 PARA O ANO DE 2012. ....	67
FIGURA 25 - COMPOSIÇÃO MENSAL DO EVI 2 PARA O ANO DE 2012. ....	68
FIGURA 26 – REGRESSÃO PARA A DETERMINAÇÃO DO COEFICIENTE “A” .....	69
FIGURA 27 - MÉDIA MENSAL DO SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO PARA OS MESES DE JANEIRO A AGOSTO DE 2011.....	71
FIGURA 28 - MÉDIA MENSAL DO SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO PARA OS MESES DE SETEMBRO A DEZEMBRO DE 2011. ....	72
FIGURA 29 - MÉDIA MENSAL DO SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO PARA OS MESES DE JANEIRO A AGOSTO DE 2012.....	73
FIGURA 30 - MÉDIA MENSAL DO SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO PARA OS MESES DE SETEMBRO A DEZEMBRO DE 2011. ....	74
FIGURA 31 - COMPARAÇÃO ENTRE A MÉDIA MENSAL DO SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO ESTIMADO POR SENSORIAMENTO REMOTO E MEDIDO NA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA PARA OS ANOS DE 2011 E 2012. ....	74
FIGURA 32 - COMPARAÇÃO ENTRE SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO POR SENSORIAMENTO REMOTO RN (SR) E SALDO DE RADIAÇÃO MEDIDO NA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA EXPERIMENTAL – RN (MEDIDO) NA ÁREA DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA EXPERIMENTAL DA BACIA DO RIO TAPACURÁ – PE. ....	75
FIGURA 33 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO MENSAL (MM MÊS <sup>-1</sup> ) PARA OS MESES DE JANEIRO A AGOSTO DE 2011.....	77
FIGURA 34 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO MENSAL (MM MÊS <sup>-1</sup> ) PARA OS MESES DE SETEMBRO A DEZEMBRO DE 2011.....	78
FIGURA 35 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO MENSAL (MM MÊS <sup>-1</sup> ) PARA OS MESES DE JANEIRO A AGOSTO DE 2012. ....	79
FIGURA 36 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO MENSAL (MM MÊS <sup>-1</sup> ) PARA OS MESES DE SETEMBRO A DEZEMBRO DE 2011.....	80
FIGURA 37 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL MENSAL DO MOD16A2 PARA O ANO DE 2011.....	81
FIGURA 38 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL MENSAL DO MOD16A2 PARA O ANO DE 2011.....	82
FIGURA 39 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL MENSAL DO MOD16A2 PARA O ANO DE 2012.....	83
FIGURA 40 - EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL MENSAL DO MOD16A2 PARA O ANO DE 2012.....	84

FIGURA 41 - VARIAÇÃO TEMPORAL EM 2011 DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA – ETO (MM DIA <sup>-1</sup> ) NA BACIA DO RIO TAPACURÁ – PE.....	86
FIGURA 42 - VARIAÇÃO TEMPORAL EM 2012 (DE JANEIRO A AGOSTO) DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA – ETO (MM DIA <sup>-1</sup> ) NA BACIA DO RIO TAPACURÁ – PE.....	86
FIGURA 43 – VALORES DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL OBTIDOS ATRAVÉS DO SENSORIAMENTO REMOTO PARA OS ANOS DE 2011 E 2012. ....	88
FIGURA 44 - VALORES DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL OBTIDOS ATRAVÉS DO BALANÇO DE ENERGIA PELA RAZÃO DE BOWEN (BERB) PARA OS ANOS DE 2011 E 2012.....	90
FIGURA 45 - VARIAÇÃO DO ERRO ABSOLUTO (MM DIA-1) PARA TODAS A AMOSTRA DOS ANOS 2011 E 2012. ....	91

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – DESCRIÇÃO DOS PRODUTOS MODIS UTILIZADOS .....	36
TABELA 2. PARAMETRIZAÇÃO DE CONTROLE DE ABERTURA E FECHAMENTO DOS ESTÔMATOS NO ALGORITMO MOD16. ....	41
TABELA 3 – IDENTIFICAÇÃO DAS CLASSES PARA O PRODUTO MCD12Q1 PARA A COBERTURA DO SOLO TIPO 1 (IGBP). ....	53
TABELA 4 - VALORES DO ERRO ABSOLUTO – EA ( - ), ERRO RELATIVO – ER (%) E ERRO RELATIVO MÉDIO – ERM (%) EM RELAÇÃO AO ALBEDO MEDIDO NA BACIA DO RIO TAPACURÁ – PE.....	54
TABELA 5 – VALORES DO ALBEDO DA SUPERFÍCIE PARA OS ANOS DE 2011 E 2012 NO LOCAL DA ESTAÇÃO EXPERIMENTAL AUTOMÁTICA. ....	58
TABELA 6 - VALORES DO IAF ( $M^2 M^{-2}$ ) PARA OS ANOS DE 2011 E 2012 NO LOCAL DA ESTAÇÃO EXPERIMENTAL AUTOMÁTICA.....	64
TABELA 7 - VALORES DO EVI 2 PARA OS ANOS DE 2011 E 2012 NO LOCAL DA ESTAÇÃO EXPERIMENTAL AUTOMÁTICA. ....	68
TABELA 8 – SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO COM CALIBRAÇÃO E SEM CALIBRAÇÃO .....	69
TABELA 9 - VALORES DO ETR MENSAL PARA OS ANOS DE 2011 E 2012 NO LOCAL DA ESTAÇÃO EXPERIMENTAL AUTOMÁTICA.....	78

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A	Energia disponível ( $W m^{-2}$ )
Ac	Saldo total de radiação particionado entre o dossel
A <sub>SOIL</sub>	Saldo total de radiação particionado no solo
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BERB	Balanco de Energia baseado na Razão de Bowen
Bits	Dígitos Binários
Cc	Condutância do dossel
C <sub>L</sub>	Condutância estomatal potencial média por unidade de área foliar
C <sub>p</sub>	Capacidade de calor específico do ar ( $J kg^{-1} °C^{-1}$ )
Cs	Condutância estomática da folha ( $ms^{-1}$ )
e	Pressão parcial do vapor d'água (kPa)
e	Pressão real do vapor d'água (kPa)
EA	Erro Absoluto
EAM	Erro Absoluto Médio
ER	Erro relativo
ERM	Erro Relativo Médio (%)
e <sub>s</sub>	Pressão de saturação do vapor d'água (kPa)
ET	Evapotranspiração (mm)
ET_SR	Dados da Evapotranspiração obtidos por Sensoriamento Remoto
ETo	Evapotranspiração de Referência (mm)
ETp	Evapotranspiração Potencial (mm)
ETr	Evapotranspiração Real (mm)
EVI	Enhanced Vegetation Index
EVI2	Two Band Enhanced Vegetation Index
FAO	Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação
Fc	Fração da cobertura vegetal
G	Fluxo de calor no solo ( $MJ m^{-2} dia^{-1}$ )
GPP	Produtividade Primária Bruta ( $gC m^{-2}$ )
H	Calor sensível ( $Wm^{-2}$ )
IGBP	Programa Internacional Geosfera-Biosfera
Kc	Coefficiente de cultura
LAI	Índice de área foliar ( $m^2 m^{-2}$ )

LE	Calor latente ( $\text{Wm}^{-2}$ )
LSA-SAF MSG	Satellite Application Facility on Land Surface Analysis
$m(T_{\min})$	Fator que limita o potencial de Cs em temperaturas mínimas
$m(\text{VPD})$	Fator que limita esse potencial quando o déficit de vapor de pressão de água
METRIC	Mapping Evapotranspiration at High Resolution with Internalized Calibration
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
N	Número de pares das variáveis
NASA/EOS	National Aeronautics and Space Administration/Earth Observing System
$P_{\text{atm}}$	Pressão atmosférica (kPa)
PM	Penman-Monteith
$r_a$	Resistência aerodinâmica ( $\text{s m}^{-1}$ )
REHISA	Rede Hidrológica do Semiárido
REQM	Erro Quadrático Médio
$R_n$	Saldo de radiação ( $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ )
$R_n$	Saldo de Radiação Instantâneo ( $\text{Wm}^{-2}$ )
$r_s$	Resistência da superfície ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{\text{tot}}$	Resistência aerodinâmica total ao transporte de vapor ( $\text{s m}^{-1}$ )
$r_{\text{tot}_c}$	Parâmetro de ajuste da resistência aerodinâmica total
s	Declividade da curva de pressão de vapor na saturação ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )
s	Taxa de variação da pressão de saturação do vapor d'água ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )
$S_{\downarrow}$	Radiação global diária ( $\text{W m}^{-2}$ )
$S_{\downarrow\text{TOA}}$	Radiação solar diária incidente no topo da atmosfera ( $\text{MJ m}^{-2}$ )
SAVI	Índice de Vegetação Ajustado aos Efeitos do Solo
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
SR	Sensoriamento Remoto
SSEBop	Operational Simplified Surface Energy Balance
T	Temperatura média do ar ( $^\circ\text{C}$ )
$T_a$	Temperatura do ar ( $^\circ\text{C}$ )
$T_a$	Temperatura média diária do ar ( $^\circ\text{C}$ )
$T_{\min}$	Temperatura mínima do ar ( $^\circ\text{C}$ )
$u_2$	Velocidade do vento calculada para 2 metros de altura ( $\text{m s}^{-1}$ )
UMD	Universidade de Maryland
$X'_i$	Valor estimado
$X_i$	Valor observado
$\alpha$	Albedo da superfície
$\gamma$	Constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )

$\Delta e$	Diferença da pressão de vapor entre dois níveis (kPa)
$\Delta T$	Diferença de temperatura do ar entre dois níveis ( $^{\circ}\text{C}$ )
$\varepsilon_a$	Emissividade da atmosfera
$\varepsilon_s$	Emissividade da superfície
$\lambda$	Calor latente de vaporização da água ( $\text{J kg}^{-1}$ )
$\lambda E$	Densidade de Fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ )
$\lambda E_O$	Evapotranspiração de referência ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$\lambda E_{\text{SOIL}}$	Evaporação real do solo (mm)
$\lambda E_{\text{TRANSP}}$	Transpiração (mm)
$\rho$	Massa específica do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ )
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ )

## 1. INTRODUÇÃO

Devido ao crescimento demográfico se faz necessário, cada vez mais, o estudo, avaliação e monitoramento dos processos hidrológicos em uma bacia hidrográfica, de forma que haja uma gestão eficaz para que o uso da água seja cada vez mais sustentável. Em consequência deste crescimento se estabelece maior consumo de água em seus diversos usos, em que se destaca a irrigação com o maior percentual de uso e que de acordo com Fereres e Soriano (2007) já representa 70% de água doce consumida em todo o planeta. Os estudos de processos hidrológicos em bacias representativas, como descrevem Lima et al. (2014a), servem de apoio à gestão integrada dos recursos hídricos, servindo como uma ferramenta importante para a geração de conhecimento sobre o comportamento hidrológico de diferentes regiões, tendo em vista que é impraticável o acompanhamento de todas as bacias hidrográficas com os dados hidrológicos necessários.

Para que este monitoramento ocorra, se faz necessário o controle dos principais componentes do ciclo hidrológico, onde se pode destacar a evapotranspiração (ET) que, segundo Oliveira et al. (2014), é considerada uma indicadora da perda de água da superfície terrestre pela interface solo, planta e atmosfera, e cujo conhecimento é crucial para a gestão eficaz de bacias hidrográficas. O processo da evapotranspiração é influenciado por diversos fatores: índice de área foliar e a quantidade de água prontamente disponível no solo, assim como da ação combinada dos seguintes elementos meteorológicos: radiação solar, temperatura e umidade relativa do ar, e também da velocidade do vento (GIOVANELLI et al., 2016).

A estimativa da evapotranspiração é essencial para o estudo das mudanças climáticas globais e regionais, processos e ciclos biogeoquímicos, a produtividade primária bruta, balanço hídrico, inundações, secas e irrigação (HU et al., 2015; MACHADO et al., 2014).

Tao et al. (2015) afirmaram que de todos os componentes do ciclo hidrológico, a evapotranspiração é o mais difícil de se estimar, podendo ser determinada através de métodos convencionais diretos (balanço hídrico e lisímetro) e indiretos (fórmulas empíricas e/ou teóricas) que são determinados através de dados meteorológicos. Um dos métodos indiretos que está sendo bem aceito na determinação da evapotranspiração, é o método do Balanço de Energia baseado na Razão de Bowen – BERB, porque tem a vantagem de necessitar de poucos parâmetros de entrada e ser um método de cálculo simples (HU et al., 2013), apresentando baixo custo e facilidade de instalação do

experimento (BIUDES et al., 2009). Apesar de ter êxito em suas estimativas, o BERB representa um valor pontual e que representa áreas homogêneas, ou seja, representa um tipo particular de vegetação ou uma cultura específica.

Alternativa eficaz é o uso do sensoriamento remoto na determinação da ET, e que vem sendo cada vez mais utilizado por possibilitar a estimativa da ET em grandes extensões territoriais e em coberturas heterogêneas. Um dos sensores que vêm ganhando cada vez mais uso é o sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), devido a sua resolução temporal (diária), com possibilidades de passagens até duas vezes ao dia, estando a bordo dos satélites Terra e Aqua, com hora de passagem, aproximadamente, às 10h30 e 13h30, respectivamente, o que recompensa a sua baixa resolução espacial que está entre 1 km, 500 m e 250 m, variando de acordo com o produto.

Através do sensoriamento remoto vêm sendo desenvolvidos e validados vários algoritmos com objetivo de fornecer valores da ET, dentre os quais: o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), desenvolvido por Bastiaanssen et al. (1998) e que tem sido empregado em todo o globo (MAHMOUD e ALAZBA, 2016; OLIVEIRA et al., 2014; SILVA et al., 2015; RUHOFF et al., 2012); o METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution With Internalized Calibration) que foram feitas algumas inovações com base nos princípios do SEBAL (ALLEN et al., 2007a; ALLEN et al., 2007b; Paço et al., 2014); o produto MOD16, do sensor MODIS que faz parte do projeto NASA/EOS (National Aeronautics and Space Administration/ Earth Observing System) para estimar a evapotranspiração terrestre mundial, desenvolvido por Mu et al. (2007). Em que propuseram um modelo para estimar a ET global pela combinação de dados meteorológicos e dados MODIS, sendo posteriormente atualizado por Mu et al. (2011). O referido produto MOD16 fornece a evapotranspiração potencial e real e o fluxo de calor latente da superfície terrestre, com resolução espacial de 1 km<sup>2</sup> e resolução temporal com intervalos de 8 dias, mensais e anuais.

O produto MOD16 vem sendo testado e validado através de vários estudos. Velpuri et al. (2013), avaliando o desempenho do MOD16, verificaram que o mesmo teve um boa resposta na escala de tempo anual. Já Ruhoff et al. (2013) observaram que os resultados da ETr melhoraram substancialmente quando se aumentou o intervalo de tempo, ou seja, quando se passa da escala de oito dias para escalas mensal e anual. Este resultado evidencia a necessidade de aperfeiçoamento da técnica para que se alcance uma melhoria nos dados em relação à escala temporal.

Mesmo sendo uma grande alternativa, o sensoriamento remoto oferece limitações devido ao impedimento causado pela presença de nuvens no momento da passagem do satélite. Mesmo nos casos de sensores que apresentam resolução temporal diária, como no caso do AVHRR e MODIS, a probabilidade de obtenção de imagens diárias sem cobertura de nuvens é baixa nestas regiões. Assim sendo, alguns estudos recentes têm proposto novas metodologias para vencer a presença de nuvens na estimativa de parâmetros do ciclo hidrológico, como a evapotranspiração (como exemplo, LUO et al., 2014).

A bacia representativa do rio Tapacurá, situada no estado de Pernambuco e pertencente à Rede Hidrológica do Semiárido (REHISA), tem grandes desafios de gestão dos recursos hídricos, pois é nesta bacia que se encontra o reservatório Tapacurá que produz, aproximadamente, 36% do volume distribuído na Região Metropolitana do Recife, abrangendo as cidades do Recife, São Lourenço da Mata, Camaragibe e Jaboatão (COMPESA, 2016), apresentando conflitos de uso da água (abastecimento público, uso industrial, irrigação etc). Essa bacia está localizada em uma região com intensa nebulosidade o que dificulta o monitoramento por sensoriamento remoto em escala temporal. Diante disso o presente trabalho visa, sobre tudo, a obtenção da evapotranspiração real por imagens de satélite e dados de superfície para todas as condições de céu.

## **2. HIPÓTESE E OBJETIVOS**

### **2.1. Hipótese**

Com a utilização de imagens MODIS e dados meteorológicos coletados localmente é possível obter a evapotranspiração real em escala de bacia representativa, com resolução espacial de 250 m, não obstante as limitações impostas pela presença intensa de nuvens na área coberta pela pesquisa.

### **2.2. Objetivo geral**

O objetivo geral da pesquisa é o aprimoramento da determinação da evapotranspiração real proporcionada pelo algoritmo proposto Mu et al. (2007), que dar-se-á com a alimentação do modelo com dados meteorológicos de melhor resolução espacial e otimização da estimativa dos parâmetros envolvidos no cômputo das resistências aerodinâmica e da cultura, na área da bacia do rio Tapacurá.

### 2.3. Objetivos específicos

- Obter a evapotranspiração através do algoritmo proposto por Mu et al. (2007) para estimar a Evapotranspiração a partir de imagens de satélite;
- Refinar os resultados da evapotranspiração em relação ao modelo MOD16;
- Validar os dados da evapotranspiração obtidos por sensoriamento remoto (ET\_SR) com medições realizadas segundo o método da Razão de *Bowen* (BERB).
- Determinar do saldo de radiação diário, não obstante presença de nuvens na região.
- Determinar o albedo de superfície comparando as metodologias propostas por Tasumi et al. (2003) e Teixeira et al. (2013; 2014).

### 3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1. Evapotranspiração

Toda a água que circula na superfície terrestre está sujeita a evaporação, ou seja, é transferida para a atmosfera no estado de vapor. Essa perda de água para a atmosfera ocorre no solo úmido, nos lagos, rios, oceanos etc. (evaporação), além da água que é transferida pelas plantas através dos seus estômatos (transpiração). Como a evaporação e a transpiração ocorrem de forma conjunta e diante das enormes dificuldades de determiná-las separadamente, estima-se então a evapotranspiração (ET). Este processo evapotranspirativo está relacionado diretamente com fatores hidrometeorológicos (disponibilidade de energia, precipitação, vento, temperatura, umidade etc.) que, de acordo com Oliveira (2012) apresentam uma relação de interdependência muito significativa e que não podem ser avaliados separadamente.

Para que haja a mudança de estado físico de líquido para gasoso se faz necessário o fornecimento de energia suficiente para romper a força de atração intermolecular das moléculas de água; neste caso essa energia envolvida é denominada de calor latente de evaporação ( $\lambda - \text{MJ kg}^{-1}$ ). Esta energia aumenta quando a temperatura da superfície ( $T_s - ^\circ\text{C}$ ) diminui (equação 1).

$$\lambda = 2,501 - 0,002361 * T_s \quad (1)$$

A quantificação da ET é de grande importância tendo em vista que é uma componente vital para o ciclo hidrológico, sendo a sua estimativa essencial para sistemas agrícolas (tanto irrigados quanto em sequeiro), cálculos de perdas de água em reservatório, modelagens meteorológicas e hidrológicas, previsão de cheias (OLIVEIRA, 2012; LIMA et al., 2013; LIMA et al., 2014b). Com isto há uma grande relevância em se obter valores de ET para locais diferentes e que possam representar satisfatoriamente o valor dessa importante variável na área de interesse.

A determinação da evapotranspiração de forma direta é extremamente difícil (exigindo instalações e equipamentos especiais) e onerosa (são estruturas de alto custo, o que justifica apenas em condições experimentais) (PEREIRA et al., 1997), tendo como função a calibração de métodos indiretos. Para estimar a perda de água de uma superfície, esta é considerada como um sistema fechado em um determinado período de tempo, concluindo o valor da ET em função da perda de água do referido sistema (RUHOFF, 2011). Exemplos de medição direta são: balanço hídrico do solo e lisímetro.

Para estimar a ET através do balanço hídrico faz-se necessário conhecer variáveis que não são fáceis de determinar, como a drenagem profunda e a ascensão capilar, o que torna este método uma opção não desejável. Já os lisímetros são tanques impermeáveis, envolvendo um volume considerável de solo e que permitem conhecer com detalhe alguns termos do balanço hídrico do volume amostrado (PEREIRA et al., 1997). Com isso, esses equipamentos fornecem leituras diretas e precisas da evapotranspiração.

Tendo em vista que esses métodos diretos são difíceis de manejar e onerosos para construir, faz-se necessário o uso de métodos indiretos e/ou empíricos para a determinação da ET. Diversos pesquisadores em todo o mundo têm apresentado modelos indiretos para a estimativa da ET, com as mais diferentes concepções e número de variáveis envolvidas (ARAÚJO et al., 2007).

Camargo e Camargo (2000) definem a evapotranspiração potencial (ETp) como o processo de perda de água para a atmosfera através de uma superfície natural gramada, padrão, sem restrição hídrica para atender às necessidades da evaporação do solo e da transpiração. E, evapotranspiração real (ETr) como a perda de água de uma superfície de vegetal qualquer, sob condições atmosféricas e hídricas reais.

A Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO) contempla o método de Penman-Monteith como padrão de estimativa da evapotranspiração de referência (ETo), que considera uma superfície de referência hipotética com uma altura de 0,12 m, resistência da cultura de  $70 \text{ s m}^{-1}$  e albedo igual a 0,23, que muito se assemelha a uma superfície de grama verde (ALLEN et al., 1998).

No estudo da ETo pelo método FAO Penman-Monteith, Silva et al. (2013a) a estimaram com boa acurácia utilizando apenas dados de temperaturas máxima e mínima diária das estações no sertão do Ceará, com base em dados completos situados na região. Chagas et al. (2013), utilizando o método padrão de estimativa da ETo pela FAO, o compararam com outros cinco métodos (Penman 63, FAO Penman corrigido, FAO-Radiação, FAO-Blaney-Criddle e Hargreaves e Samani) para a região do município de rio Real – BA utilizando série de dados coletados em estação agrometeorológica automática, para um período de quatro anos completos, janeiro de 2004 a dezembro de 2007. Concluíram que, para a área de estudo, quatro métodos (Penman 63, FAO Penman corrigido, FAO-Radiação e FAO-Blaney-Criddle) apresentaram bons resultados.

Por meio desses métodos pode-se obter a ET real, desde que conhecido o Kc da cultura e que a mesma esteja em condições-padrão (ALLEN et al., 1998). Estes métodos

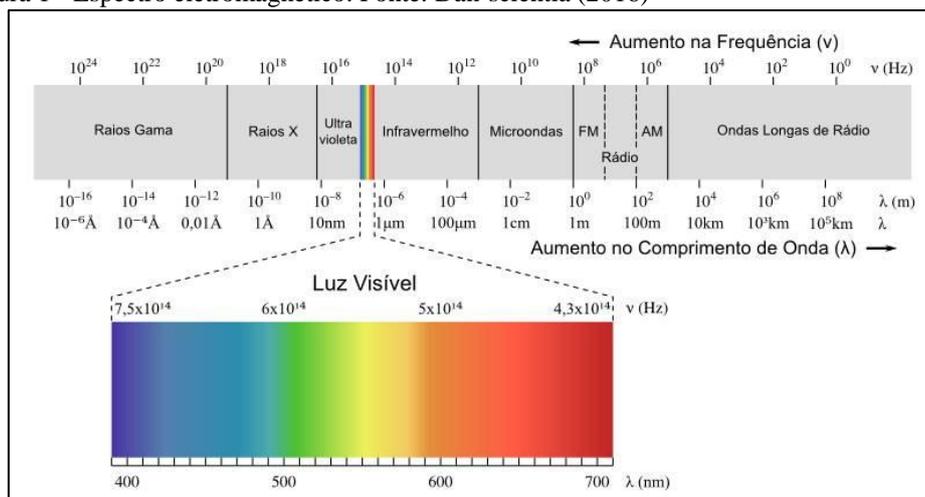
representam com boa precisão a ET pontual e de área homogênea, não sendo aplicados em escalas regionais. Com isto, está sendo estudada em grande escala a avaliação da ET através do sensoriamento remoto que fornece valores de ET para áreas heterogêneas e em grandes escalas.

### 3.2. Sensoriamento remoto

O sensoriamento remoto (SR) está sendo cada vez mais utilizado em todo o mundo em diversas áreas do conhecimento. E está ganhando cada vez mais destaque em diagnósticos de alterações e monitoramento ambiental, principalmente em áreas de difícil acesso. De acordo com Florenzano (2007), isso ocorre porque o SR pode oferecer uma visão sinótica e multitemporal de extensas áreas da superfície terrestre, em consequência das aquisições realizadas por sensores a bordo de satélites. Isso tem possibilitado, segundo Gusmão et al. (2012), a identificação de alterações que ocorrem na superfície terrestre resultantes de fenômenos naturais e/ou antrópicos.

A técnica de SR se baseia na aquisição ou medição de informações de alguma propriedade de um objeto ou fenômeno, por um dispositivo de registro sem que haja o contato físico com o objeto ou fenômeno (BRAGA, 2014). Essas informações são transmitidas à velocidade da luz entre o objeto e o sensor por meio da radiação eletromagnética (OLIVEIRA, 2012; COELHO, 2016). Esta radiação eletromagnética pode ser ordenada através do seu comprimento de onda ou frequência sendo representada pelo espectro eletromagnético (Figura 1).

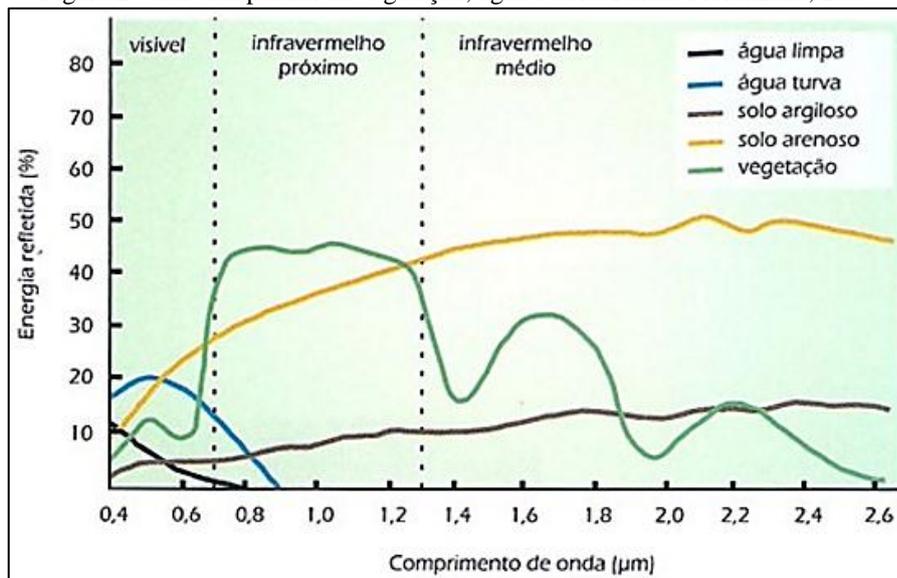
Figura 1 - Espectro eletromagnético. Fonte: Dan-scientia (2016)



Cada objeto presente na superfície terrestre ao interagir com a energia eletromagnética vai resultar em energia refletida e emitida por diferentes alvos. É esta

resposta que os sensores remotos a bordo de satélites irão captar fazendo com que esta energia detectada seja particular de cada alvo imageado pelo sensor. Esta particularidade de resposta se dá pelas diferentes propriedades físicas, químicas e biológicas dos alvos. Esta característica pode assim ser chamada de resposta ou assinatura espectral dos alvos, como representado na Figura 2.

Figura 2 - Curva espectral da vegetação, água e solo. Fonte: Florenzano, 2007



Os sensores a bordo dos satélites, ao imagear a superfície terrestre, as características detectadas e registradas são caracterizadas pelas resoluções do sensor. A resolução espacial ou geométrica refere-se ao campo de visada instantânea, ou seja, sendo definida como a menor área do terreno que o sensor é capaz de caracterizar. A resolução espectral é a capacidade que o sensor possui para distinguir diferentes objetos que ocorrem na superfície, o que se refere ao intervalo de comprimentos de onda e tendo a capacidade de separar objetos que tenha semelhanças em sua resposta espectral. A resolução temporal é o tempo de passagem do satélite no mesmo local, ou seja, é o tempo de revisita ao mesmo ponto na superfície. A resolução radiométrica corresponde à radiação eletromagnética refletida e/ou emitida pelos alvos da superfície terrestre, em que a distribuição de valores, em meio digital, está associada ao número de dígitos binários (bits) necessários para armazenar o valor máximo de cada pixel.

Felix (2013) citou que os diversos sensores orbitais atualmente disponíveis podem possuir diferentes tipos de resolução, sendo empregados para determinada finalidade de acordo com as suas características. De acordo com Araújo (2014), as aplicações mais importantes do ponto de vista da agrometeorologia estão relacionadas aos satélites

Landsat, NOAA, Aqua e Terra, tendo em vista que suas imagens são gratuitas e facilmente obtidas na Internet.

Os muitos produtos de dados derivados de observações MODIS descrevem as características da terra, dos oceanos e da atmosfera e podem ser usados para estudos de processos e tendências tanto em escala local como global. Os produtos MODIS estão disponíveis para diferentes aplicações (NASA, 2016).

Ainda utilizando o sensor TM - Landsat 5, Gusmão et al. (2012) determinaram o saldo de radiação à superfície para a Ilha do Bananal, TO, onde observaram que as áreas antropizadas apresentaram redução no saldo de radiação.

Oliveira et al. (2012) utilizaram o sensor TM - Landsat 5 na determinação de parâmetros biofísicos para a Bacia Hidrográfica do rio Tapacurá, em que foram determinados albedo, temperatura da superfície e índice de vegetação melhorado (“enhanced vegetation index”, EVI) para os anos de 1989, 2005 e 2007. Observaram que a temperatura e albedo da superfície tiveram aumento nos valores médios e que o EVI registrou diminuição, que se deve à expansão territorial urbana.

Silva et al. (2013b) determinaram a produtividade primária bruta (GPP) no perímetro irrigado São Gonçalo (PB), localizado no Semiárido brasileiro, com imagens TM - Landsat 5 e dados complementares de superfície. Esses autores compararam o resultado com o produto MOD17A2 do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo dos satélites Aqua e Terra, onde obtiveram baixas diferenças. O estudo possibilitou analisar detalhadamente (devido a maior resolução do satélite Landsat 5) as distinções entre áreas irrigadas e não irrigadas.

Objetivando avaliar o desempenho de diferentes metodologias para a estimativa do saldo de radiação instantâneo ( $R_n$ ), Santos et al. (2015) utilizaram produtos do sensor MODIS. Constataram que os métodos empregados (SEBAL, METRIC e o modelo proposto por Bisht et al. (2005)) mostraram-se bastante satisfatórios, mas o fato de a metodologia de Bisht et al. (2005) não necessitar de dados de superfície mostrou-se útil para as estimativas do  $R_n$ .

Utilizando o sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) a bordo da série do satélite NOAA, Zhang (2015) reconstruiu o índice de vegetação (EVI2 - two band enhanced vegetation index) em um conjunto de dados global e diário em uma série consistente e contínua.

Mesmo sendo uma ferramenta de grande capacidade para o monitoramento ambiental que abrange grandes áreas de forma temporal, o SR apresenta suas limitações

que, de acordo Ruhoff (2011), são causadas por coberturas de nuvens, fatores de escala e baixa frequência de obtenção de dados.

### **3.3. Saldo de radiação**

O saldo de radiação -  $R_n$  é de suma importância nos estudos da agrometeorologia, na previsão do tempo e monitoramento climático. Sua estimativa possui um papel de fundamental importância para os métodos que estimam as perdas de água em superfícies vegetadas, constituindo assim um parâmetro indispensável ao planejamento de atividades agrícolas. Segundo Silva et al. (2005),  $R_n$  exerce um papel fundamental nos processos de troca de calor e massa na baixa troposfera, uma vez que constitui o principal responsável pelo aquecimento do solo, do ar e, principalmente, pela evapotranspiração da vegetação nativa e das culturas.

Muitos trabalhos vêm sendo desenvolvidos para a estimativa do  $R_n$  instantâneo e diário através do sensoriamento remoto. Bisht et al. (2005), utilizando o sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua, obtiveram o  $R_n$  instantâneo e diário sem a utilização de dados terrestres, propondo um modelo senoidal para a estimativa do saldo diário de radiação a superfície a partir de apenas um valor do  $R_n$  instantâneo, aplicado apenas para céu claro. Posteriormente, tendo em vista a limitação do uso, Bisht e Bras (2011) ampliaram o modelo para fornecer valores de  $R_n$  para dias de céu nublado.

O saldo de radiação diário também pode ser obtido, segundo Bastiaanssen et al. (1998), a partir do albedo da superfície, da radiação de onda curta 24 horas e da transmitância média diária da atmosfera, seguindo a proposta de De Bruin (1987). Necessita-se, portanto, de medidas e/ou estimativas de radiação de onda curta e de radiação de onda longa para alimentar o modelo e para calibrá-lo na região de estudo. Long et al. (2010) analisaram os mecanismos físicos das variações de cada componente do  $R_n$  para melhorar a parametrização do saldo diário médio da radiação de onda curta, através da quantificação dos efeitos dos fatores do terreno sobre a radiação solar para superfícies inclinadas.

Gusmão et al. (2012) determinaram o saldo de radiação à superfície na Ilha do Bananal, Tocantins, a partir de imagens Landsat 5 – TM e seguindo a proposta de De Bruin (1987). Nesse estudo, as áreas antropizadas apresentaram redução do saldo radioativo e os valores obtidos pelas imagens de satélites, validados com medições

locais, apresentaram resultados satisfatórios. Também utilizando a proposta de De Bruin (1987), Oliveira et al. (2015) determinaram o balanço radiativo na bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE por meio dos produtos MODIS dos satélites Terra (MOD11A1 e MOD09GA) e Aqua (MYD11A1 e MYD09GA). Mesmo com a intensa presença de nuvens na região, foi possível obter o saldo radiativo na bacia, vez que os resultados se apresentaram compatíveis com outros estudos, confirmando a eficiência na aplicabilidade da técnica.

Comparando as técnicas propostas por Bisht et al. (2005) e De Bruin (1987) na determinação do saldo de radiação diário para a Bacia Hidrográfica do rio Mogi-Guaçu, Santos et al. (2015) observaram que o modelo que apresentou melhores resultados foi o de De Bruin (1987), mas na falta de medições de superfície tem-se a opção prática e sem custo para o usuário de fazer as estimativas do saldo de radiação através do modelo proposto por Bisht et al. (2005).

Oliveira et al. (2014) avaliaram o comportamento do balanço radiativo da superfície em áreas de expansão da cana-de-açúcar nos anos-safra 2006/2007 e 2007/2008, a partir de dados MODIS/Aqua com base no modelo SEBAL. Onde obtiveram resultados que evidenciaram o potencial da metodologia para estudos envolvendo o desenvolvimento da cultura de cana-de-açúcar em relação à disponibilidade hídrica.

Amatya et al. (2015) testaram a viabilidade de determinar o saldo de radiação regional nas encostas do sul do Himalaia, a partir dos dados MODIS, em que os resultados concordaram bem com observações de campo, onde concluíram que o saldo de radiação pode ser obtido usando o sensoriamento remoto.

### **3.4. Evapotranspiração por sensoriamento remoto**

As estimativas diretas da evapotranspiração têm medidas pontuais e representam apenas áreas de cobertura homogênea, fazendo-se necessário o uso de alternativas que cubram esta lacuna. Com isto, o uso do sensoriamento remoto se faz cada vez mais presente na determinação da evapotranspiração, que por sua vez vai oferecer resultados para grandes áreas heterogêneas e com boa resolução temporal.

Estão sendo desenvolvidos vários métodos de determinação da evapotranspiração real através de sensores a bordo de satélites nos últimos anos como, por exemplo, o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) que foi desenvolvido por Bastiaanssen (1995). Este algoritmo determina a evapotranspiração através do balanço de energia pela superfície e está sendo largamente utilizado com êxito no mundo inteiro

(BASTIAANSEN et al., 1998; SILVA et al., 2012; RUHOFF et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2014; SILVA et al., 2015). Este algoritmo necessita de dados meteorológicos de superfície de entrada: velocidade do vento, umidade relativa do ar e temperatura do ar; tendo como principais produtos: albedo da superfície, emissividades, índices de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxos de calor no solo, sensível e latente, consumo d'água e ET real, pixel a pixel (ARAÚJO, 2014).

Yang et al. (2015) aplicaram o SEBAL para o cálculo da evapotranspiração de diferentes culturas (milho e trigo) em Huang-Huai-Hai na China. Para estimar a evapotranspiração em locais com cana-de-açúcar e Cerrado, Silva et al. (2015) também utilizando o algoritmo SEBAL, constataram que a ET da cana-de-açúcar foi de 70% em relação ao Cerrado e que a ET-SEBAL teve uma boa concordância com a ET obtido pelo método da correlação de vórtices turbulentos.

Para a bacia do rio Tapacurá em Pernambuco, Oliveira et al. (2014) determinaram a evapotranspiração real com imagens do sensor MODIS fazendo uso do SEBAL, obtendo resultados satisfatórios quando comparado com a ET obtida pela razão de Bowen.

Ruhoff (2011) confirma o potencial do modelo SEBAL na estimativa dos fluxos de energia entre a superfície e a atmosfera para dias sem cobertura de nuvens, onde sugere que o grande desafio consiste na estimativa para dias com cobertura de nuvens para que se façam, posteriormente, estimativas sazonais, mensais e anuais da ET.

Outro método bastante utilizado na determinação da ET por sensoriamento remoto é o METRIC (*Mapping Evapotranspiration at High Resolution With Internalized Calibration*) que tem como base os princípios e as técnicas do SEBAL, mas com algumas inovações. Algumas das quais são a utilização da Evapotranspiração de Referência ( $ET_0$ ) de referência para reduzir os desvios computacionais inerentes ao balanço de energia por sensoriamento remoto, a correção atmosférica das refletâncias espectrais considerando os efeitos da atmosfera e a utilização de cartas de elevação digital no cômputo do aspecto e inclinação da superfície, de grande importância para regiões montanhosas (ALLEN et al., 2007a).

Aplicando o METRIC para o sul de Idaho, Califórnia e Novo México, Allen et al. (2007b) utilizaram o sensor TM e o MODIS na determinação da ET validando com dados de superfície através de lisímetros e métodos tradicionais de determinação da ET. Obtiveram resultados que indicaram que o método utilizado mostrara-se eficiente, preciso e de baixo custo na determinação da ET.

Com a finalidade de se obter a Evapotranspiração de cultura (ET<sub>c</sub>) e o coeficiente de cultura (K<sub>c</sub>) para um pomar de Oliveira, Paço et al. (2014) fizeram uso do modelo SIMDualK<sub>c</sub> (cálculo de superfície) e o METRIC (dados de sensoriamento remoto) para os anos de 2011 e 2012, ocasião em que observaram que os valores de ambos os modelos apresentaram padrões semelhantes.

Com o objetivo de desenvolver um modelo de evapotranspiração real através de imagens MODIS para ser disponibilizado pelo EOS/NASA como produto do referido satélite, Mu et al. (2007) tomaram como base o modelo proposto por Cleugh et al. (2007) apresentando algumas mudanças, onde a evapotranspiração real seria a soma da ET do solo úmido e transpiração das plantas, sendo calculado pelo modelo separadamente. Estes dados estão disponibilizados como produto MOD16 com resolução espacial de 1 km para o período de 8 dias, os quais representam valores da ET acumulados no período.

Um pouco mais tarde, Mu et al. (2011) apresentaram novas propostas para o modelo em relação ao modelo antigo (Mu et al., 2007), onde incluíram o fluxo de calor no solo (G); sendo o cálculo da ET o resultado da soma dos valores diurnos e noturnos; separaram valores da superfície do dossel úmido e seco, bem como o solo saturado e superfície úmida.

Ruhoff et al. (2013) avaliaram o desempenho do produto MOD16 para o bioma Cerrado na região Sudeste do Brasil, comparando com os dados observados em dois sítios de monitoramento por meio da correlação de vórtices turbulentos advinda de torres instaladas na áreas de cerrado e cana-de-açúcar. Percebeu-se que o MOD16 subestimou a evapotranspiração e o que foi identificado como o maior contribuinte para esse erro foi a má classificação de uso e cobertura da terra. Mas os autores não descartaram a importância do modelo para o monitoramento contínuo em escalas globais e regionais, pelo fato de que as estimativas melhoraram significativamente quando os resultados são integrados em intervalos mensais ou anuais de tempo.

Velpuri et al. (2013) avaliaram a ET para os Estados Unidos com o produto MOD16 e o SSEBop (*Operational Simplified Surface Energy Balance*) e validaram os resultados com uma malha de pontos de monitoramento de correlação de vórtices turbulentos (FLUXNET) e com o balanço hídrico anual das bacias, obtendo bons resultados na estimativa da ET na escala anual.

Avaliando a qualidade do produto MOD16, Ramoelo et al. (2014) compararam o MOD16 com o monitoramento de correlação de vórtices turbulentos para África do Sul,

ocasião em que concluíram que o produto subestimou a ET. Os autores descrevem que diversos fatores podem ter influenciado a inconsistência do MOD16, como a parametrização do modelo, escala de medição da correlação de vórtices turbulentos a um pixel, bem como as limitações associadas com o algoritmo usado.

Tendo o objetivo de comparar dois produtos que determinam a evapotranspiração através do sensoriamento remoto, Hu et al. (2015) avaliaram o desempenho do produto MOD16 e LSA-SAF MSG (*Satellite Application Facility on Land Surface Analysis*) comparando com medições em superfície em 15 locais com diferentes tipos de biomas (terras agrícolas, pastagens, matos, savanas e florestas) para o ano de 2011 na Europa. Constataram que os produtos da ET foram consistentes ao longo de quase toda a Europa, com exceção de algumas regiões semiáridas onde a disponibilidade de água é o principal fator limitante da evapotranspiração da superfície da terra.

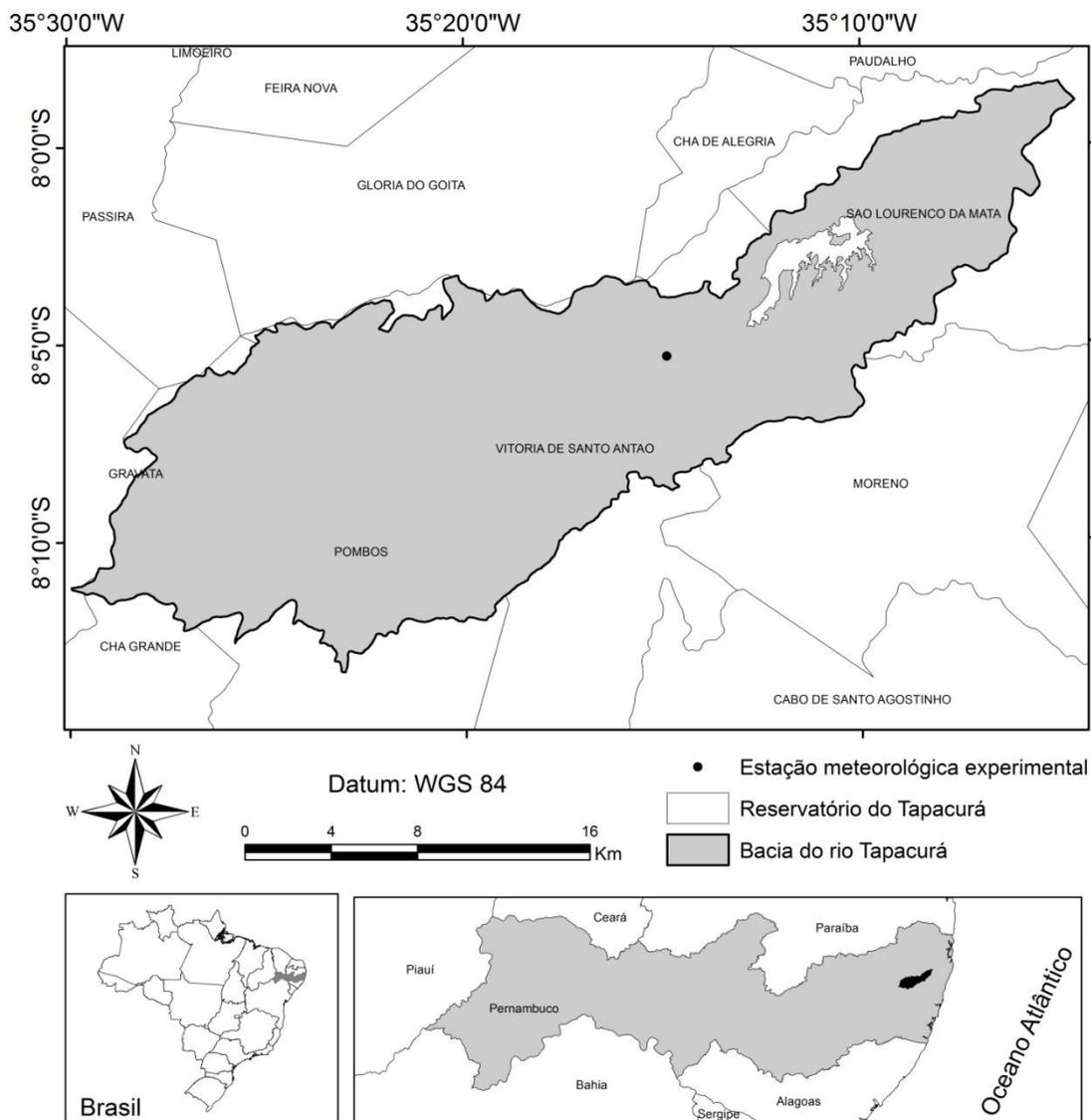
## 4. METODOLOGIA

### 4.1. Área de estudo

A área de estudo está localizada na bacia representativa do Tapacurá, situada no estado de Pernambuco entre as coordenadas  $35^{\circ} 30' 00''$  e  $35^{\circ} 5' 00''$  de longitude oeste e  $8^{\circ} 13' 00''$  e  $7^{\circ} 58' 30''$  de latitude sul, abrangendo uma área de transição entre a Zona da Mata e o Agreste (Figura 3).

A bacia do rio Tapacurá abrange os municípios de Vitória de Santo Antão, Pombos, São Lourenço da Mata, Gravatá, Moreno e Chã Grande. Nesta bacia localiza-se o reservatório de Tapacurá que tem capacidade máxima de  $94.200.000 \text{ m}^3$ , sendo de grande importância para o abastecimento da Região Metropolitana do Recife (RMR).

Figura 3 - Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Tapacurá, PE, Brasil.



#### 4.2. Banco de dados meteorológicos

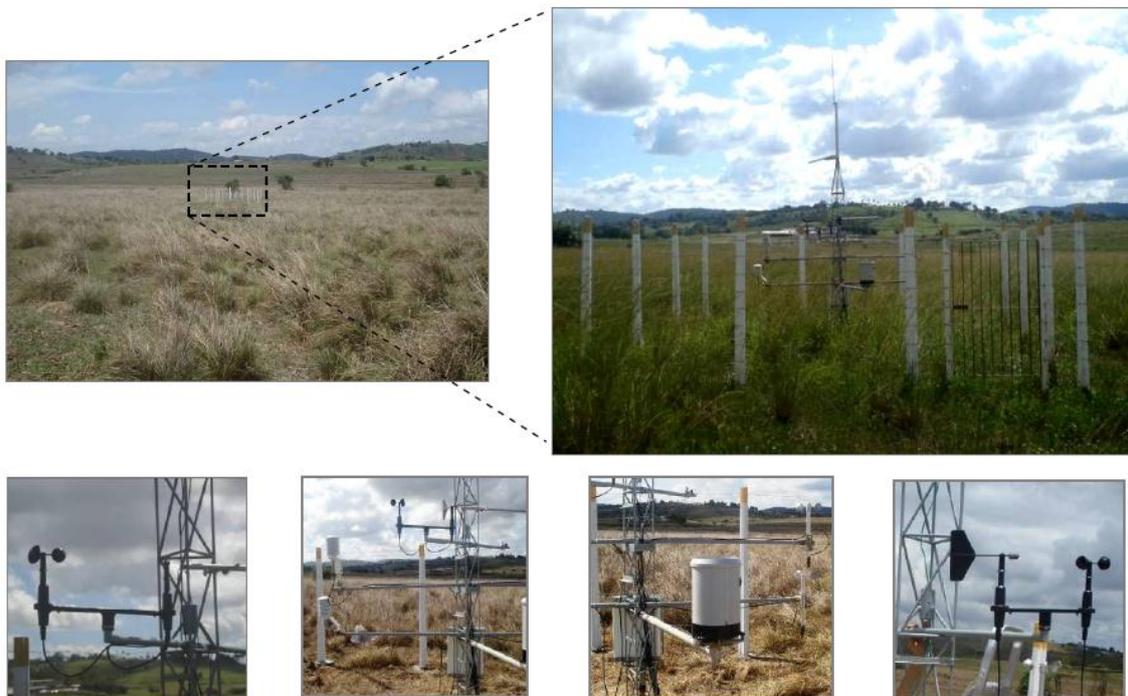
Para determinação da evapotranspiração real por meio do modelo proposto por Mu et al. (2007) e mediante o Balanço de Energia pela Razão de *Bowen* (BERB), vem sendo realizado o monitoramento de algumas variáveis hidrometeorológicas (como, temperatura e umidade do ar, precipitação, velocidade e direção do vento, fluxo de calor no solo, radiação solar incidente). Diante disto, foi instalada uma estação meteorológica experimental em maio de 2015, conforme localização: 08°05'19"S; 35°14'56W; 143 m, ficando dentro da fazenda Canadá no município de Vitória de Santo Antão - PE. Para a utilização dos dados anteriores a instalação da referida torre, foram utilizados os dados coletados no período de 2011 a 2012 com uma estação meteorológica que ficou em operação no referido período e situada no mesmo local. Os anos em estudo foram escolhidos devido ao comportamento hidrológico para região, onde para o ano de 2011 obteve-se precipitação acima da média histórica registrada no local e 2012 abaixo da média, levando-se em consideração os meses de janeiro a agosto dos referidos anos.

A referida estação meteorológica experimental, totalmente automatizada, contemplou nove sensores para medições de: temperatura e umidade relativa do ar (dois termohigrômetros, modelo HMP45C da Vaisala Inc.), velocidade do vento (dois anemômetros modelos 014A da Met One); velocidade e direção do vento (03001L da R. M. Young); saldo de radiação (saldo radiômetro modelo NR-LITE da Kipp & Zonen), radiação solar global (piranômetro modelo CS300 da Kipp & Zonen), precipitação (pluviômetro modelo TB4 da Campbell Scientific) e calor do solo (fluxímetro modelo HFT3 da Campbell Scientific). Os sensores foram acoplados a dois sistemas de aquisição de dados CR-1000 da Campbell Scientific programados para efetuar leitura dos sensores a cada 5 segundos e extrair médias a cada 30 minutos.

Este local foi escolhido para a instalação da estação pela área de bordadura, que apresenta uma extensa área coberta por capim-lucas (*Sporobolus Indicus*), como mostra a Figura 4.

Para a escolha do melhor método na determinação do albedo e calibração do saldo de radiação diário, através das técnicas do sensoriamento remoto, foi utilizado dados do saldo radiômetro instalado no mesmo local em maio de 2015.

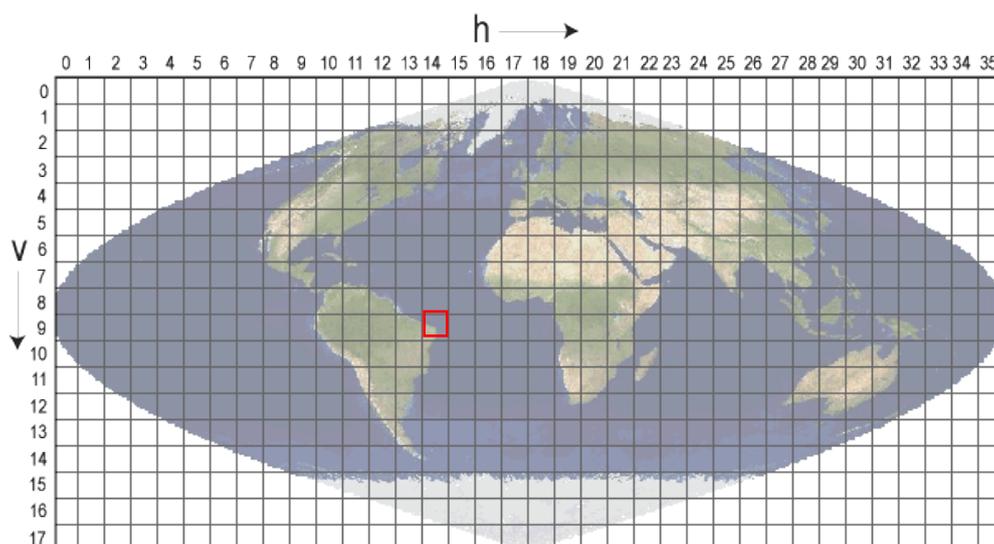
Figura 4 - Localização e sensores da estação meteorológica experimental da bacia do rio Tapacurá. Fonte: Oliveira (2012).



### 4.3. Produtos MODIS

Os produtos MODIS empregados na pesquisa foram adquiridos através do site da USGS através do EarthExplorer (<http://earthexplorer.usgs.gov/>). A cena que abrange a área de estudo está inserida no tile h14v09 (Figura 5).

Figura 5 - Descrição dos tiles do sensor MODIS. Fonte: NASA (2016).



Para manuseio, recorte e álgebra entre as imagens utilizou-se o software Erdas Imagine e para montagem final dos layouts o ArcGis, ambos com licença do Departamento de Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

Para a aplicação do algoritmo nesta pesquisa, foram utilizados os produtos (Tabela 1) MOD09A1 (reflectância) e MOD09Q1 (reflectância) do satélite Terra que contêm, para cada pixel, a melhor observação possível durante um período de 8 dias. O produto MCD12Q1 (cobertura do solo) fornece dados caracterizando cinco sistemas de classificação de cobertura terrestre global, sendo um produto anual. O MOD16A2 (evapotranspiração) fornece conjuntos de dados de evapotranspiração global (ET), fluxo de calor latente (LE), ET potencial (ETP), LE potencial (PLE). Embora reconhecido pelo Erdas Imagine, utilizado neste trabalho para o processamento digital das imagens, fez-se necessário importar os arquivos HDF para convertê-los para o formato IMG.

Tabela 1 – Descrição dos produtos MODIS utilizados

<b>Produto</b>	<b>Descrição</b>	<b>Fator multiplicativo</b>	<b>Fator adicional</b>	<b>Resolução (espacial e temporal)</b>	<b>Unidades</b>
<b>MOD09Q1</b>	Refletância da superfície	0,0001	-	250 m 8 dias	Adimensional
<b>MOD09A1</b>	Refletância da superfície	0,0001	-	500 m 8 dias	Adimensional
<b>MCD12Q1</b>	Cobertura do solo	-	-	500 m Anual	Tipo de cobertura
<b>MOD16A2</b>	Evapotranspiração	0,1	-	1000 m mensal	mm/mês

Fonte: Nasa, 2016

O modelo foi processado a partir de produtos de oito dias entre os anos de 2011 e 2012. As condições atmosféricas da bacia do Tapacurá são de muita nebulosidade, especialmente na estação chuvosa, fazendo que resultem em imagens com poucos pixels livres de nuvens. Para minimizar esse problema e fornecer mapas diários de evapotranspiração real para a área de estudo, foi gerada composição mensal do albedo e dos índices de vegetação. Assim, foi realizada a seleção de pixels livres de nuvens, o que resultou em imagem mais limpa a cada trinta dias.

Após realizar essa composição mensal do albedo e dos índices de vegetação, foi admitido que essas variáveis permaneçam constantes durante o mês para que sejam parâmetros fixos de entrada do modelo proposto na determinação da evapotranspiração real diária.

#### 4.4. Evapotranspiração

O algoritmo empregado no cômputo da evapotranspiração real diária é baseado na equação de Penman-Monteith (PM) (Monteith, 1964):

$$\lambda E = \frac{sA + \rho C_p (e_{\text{sat}} - e) / r_a}{s + \gamma (1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (2)$$

onde,  $\lambda E$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) é a densidade de fluxo de calor latente e  $\lambda$  ( $\text{J kg}^{-1}$ ) é a densidade de fluxo de calor latente de vaporização;  $s$  ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) corresponde a taxa de variação da pressão de saturação do vapor d'água;  $A$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) é a energia disponível;  $\rho$  ( $\text{kg m}^{-3}$ ) corresponde a massa específica do ar;  $C_p$  ( $\text{J kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$ ) calor específico do ar à pressão constante;  $e$  ( $\text{kPa}$ ) e  $e_s$  ( $\text{kPa}$ ) correspondem a pressão real do vapor d'água e pressão de saturação do vapor d'água, respectivamente;  $r_s$  ( $\text{s m}^{-1}$ ) é a resistência da superfície;  $r_a$  ( $\text{s m}^{-1}$ ) a resistência aerodinâmica e  $\gamma$  ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ ) corresponde a constante psicrométrica.

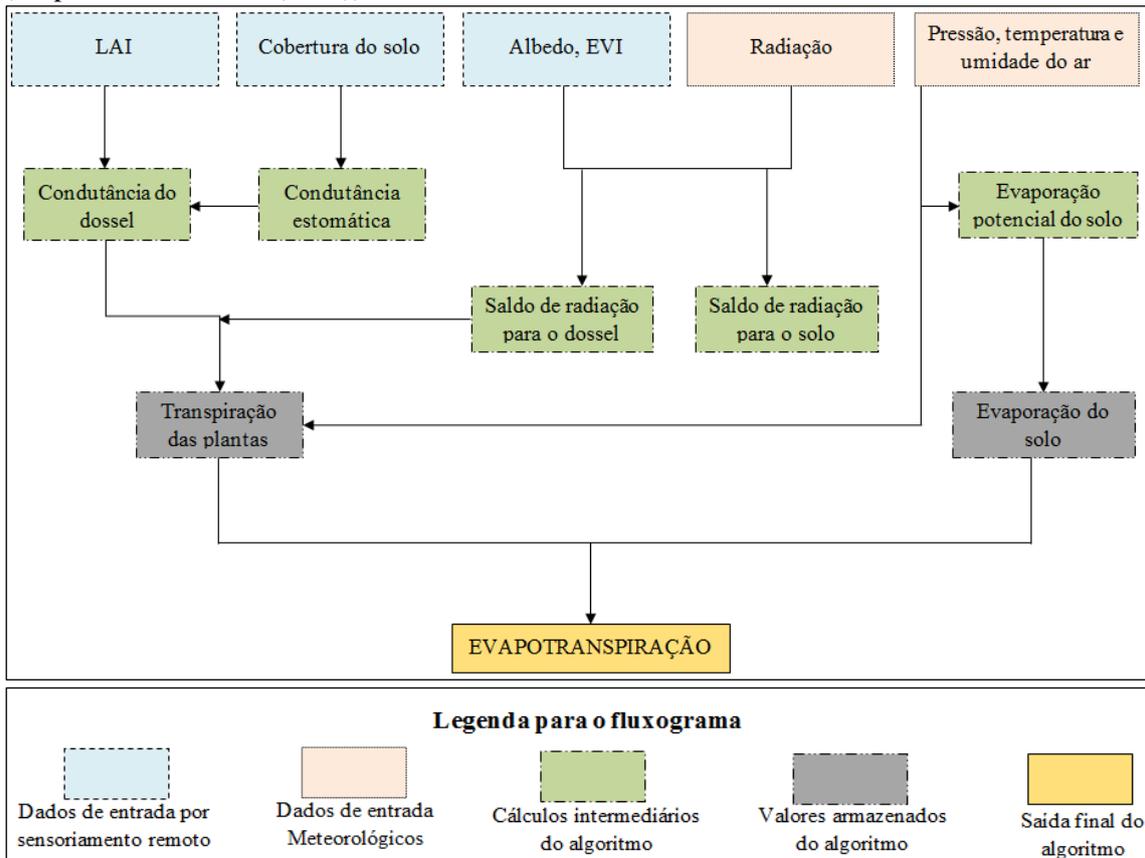
A  $\lambda E$  total diária ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) corresponde à soma da transpiração das plantas e da evaporação do solo:

$$\lambda E = \lambda E_{\text{TRANSP}} + \lambda E_{\text{SOLO}} \quad (3)$$

em que  $\lambda E$  é a evapotranspiração real diária,  $\lambda E_{\text{TRANSP}}$  é a transpiração e  $\lambda E_{\text{SOLO}}$  é a evaporação do solo.

A lógica da aplicação do modelo proposto encontra-se na Figura 6, em que o modelo é alimentado com dados de entrada meteorológicos (radiação, pressão, temperatura e umidade relativa do ar) e de sensoriamento remoto (índice de área foliar (IAF), cobertura do solo, albedo e o índice de vegetação melhorado (EVI). A proposta de melhoria no produto de Mu et al. (2007) se dá na utilização de produtos com melhor resolução espacial, com mudanças no cálculo do saldo de radiação diário e albedo.

Figura 6 - Fluxograma do modelo para a determinação da evapotranspiração real diária (adaptado de Mu et al. (2007)).



#### 4.4.1 Saldo de radiação

A energia disponível ( $A$ ) é determinada pelo cálculo do saldo de radiação diário ( $Rn_{24h}$ ) e o fluxo de calor no solo ( $G$ ), que foi considerado nulo tendo em vista que para valor diário o  $G$  se torna muito pequeno. Para a determinação do  $Rn_{24h}$  Cleugh et al. (2007) e Mu et al. (2007) fizeram uso da seguinte equação:

$$Rn_{24h} = [S \downarrow (1 - \alpha)] + [(\varepsilon_a - \varepsilon_s)\sigma T_a^4] \quad (4)$$

onde  $S \downarrow$  é a radiação global diária;  $\alpha$  é o albedo da superfície;  $\varepsilon_s$  é a emissividade da superfície, sendo considerado igual a um;  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann;  $T_a$  é a temperatura média diária do ar (K);  $\varepsilon_a$  é a emissividade da atmosfera que pode ser obtida através da equação de Idso and Jackson (1969):

$$\varepsilon_a = 1 - 0,261 \exp[-7,77 \times 10^{-4} (273 - T_a)^2] \quad (5)$$

onde  $T_a$  é em K.

A melhoria proposta pelo presente trabalho em relação à determinação do  $Rn_{24h}$  ( $Wm^{-2}$ ) é realizar o cálculo através do modelo proposto por De Bruin (1987) que é bem conceituado e utilizado por diversos pesquisadores (Bastiaansen et al., 1998; Gusmão et al., 2012; Santos et al., 2015), podendo ser obtido segundo a seguinte equação:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha) S \downarrow - a\tau_{sw24h} \quad (6)$$

em que  $\alpha$  é o albedo,  $S \downarrow$  ( $W m^{-2}$ ) é a radiação solar global diária medida na estação meteorológica instalada na área de estudo,  $a$  é um coeficiente de regressão entre o saldo de radiação de onda longa diário e a transmissividade atmosférica diária. O valor de  $a$  foi obtido por meio de calibração do modelo acima com base nos dados observados na área de estudo e  $\tau_{sw24h}$  é a transmissividade atmosférica média diária, que foi obtida pela seguinte equação:

$$\tau_{sw24h} = \frac{S \downarrow}{S \downarrow_{TOA}} \quad (7)$$

em que  $S \downarrow$  ( $MJ m^{-2}$ ) é radiação solar global diária e  $- S \downarrow_{TOA}$  ( $MJ m^{-2}$ ) a radiação solar diária incidente no topo da atmosfera.

#### 4.4.2. Albedo

Na determinação do albedo, diferindo do modelo proposto por Mu et al. (2007) que utiliza o produto MOD43C1, o albedo foi calculado através dos produtos MOD09Q1 e MOD09A1 com vistas a melhoria da resolução espacial.

Para o cálculo do albedo foram utilizadas duas equações, sendo uma correspondente à equação proposta por TASUMI et al. (2003):

$$\alpha_{ts} = 0,215\rho_1 + 0,215\rho_2 + 0,242\rho_3 + 0,129\rho_4 + 0,101\rho_5 + 0,062\rho_6 + 0,036\rho_7 \quad (8)$$

onde os termos  $\rho_1$ ,  $\rho_2$ ,  $\rho_3$ ,  $\rho_4$ ,  $\rho_5$ ,  $\rho_6$  e  $\rho_7$  foram obtidos através do produto MOD09A1 do MODIS e que compreendem as refletâncias monocromáticas relativas às bandas de 1 a 7 do MODIS.

E a outra equação refere-se ao modelo proposto por Teixeira et al. (2013; 2014), onde são utilizadas apenas as bandas 1 e 2 do produto MOD09Q1, com resolução de 250 m:

$$\alpha = a + b\rho_1 + c\rho_2 \quad (9)$$

em que a, b e c são coeficientes de regressão iguais, respectivamente, a 0,08; 0,41 e 0,14 (Teixeira et al., 2013; 2014).

O objetivo de se calcular os dois albedos é a tentativa de se avaliar qual dos dois modelos é o que mais se adequa ao local, comparando com os dados de albedo da torre meteorológica instalada na área de estudo, com vistas a melhoria da resolução espacial.

#### 4.4.3 Transpiração das plantas

Para a determinação da transpiração das plantas foi utilizada a seguinte expressão que se baseia na equação de PM:

$$\lambda E_{TRANSP} = \frac{sA_C + \rho C_p (e_{sat} - e)/r_a}{s + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (10)$$

onde  $\lambda E_{TRANSP}$  é a transpiração e  $A_C$  é o saldo total de radiação particionado entre o dossel, sendo descrito posteriormente.

##### 4.4.3.1 Condutância do dossel

Para a conversão da condutância estomática da folha ( $C_S$ ) para a condutância do dossel ( $C_C$ ), usa-se o LAI (índice de área foliar -  $m^2 m^{-2}$ ) como escalar para a conversão como proposto por Landsberg e Gower (1997). No caso da transpiração das plantas a resistência da superfície ( $r_s$ ) é o inverso da  $C_C$ , ou seja:

$$C_S = C_L * m(T_{min}) * m(VPD) \quad (11)$$

$$C_C = C_S * IAF \quad (12)$$

onde  $C_L$  corresponde à condutância estomatal potencial média por unidade de área foliar ( $m s^{-1}$ ),  $m(T_{min})$  corresponde a um fator que limita o potencial de  $C_S$  em temperaturas mínimas ( $T_{min}$ ),  $m(VPD)$  é um fator que limita esse potencial quando o déficit de vapor de pressão de água ( $VPD = e_{sat} - e$  (kPa)) é alto o suficiente para inibir o processo de fotossíntese (XU e BALDOCCHI, 2003; OREN et al., 1999). O IAF é obtido através da seguinte expressão proposta por Allen et al. (2002):

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (13)$$

onde o SAVI é o Índice de Vegetação Ajustado aos Efeitos do Solo (HUETE, 1988), calculado pelas bandas do infravermelho próximo e do vermelho:

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_2 - \rho_1)}{(L + \rho_2 + \rho_1)} \quad (14)$$

em que L é um fator de ajuste que depende do solo da área de estudo. Foi considerado L= 0,1 por resultar em IAF mais compatível com os obtidos em superfície, conforme Silva et al. (2011) e Allen et al. (2002);  $\rho_1$  e  $\rho_2$  correspondem às reflectâncias das bandas 1 e 2 do MOD09Q1.

As constantes para a temperatura mínima do ar ( $m(T_{min})$ ) e o déficit de vapor d'água ( $m(VPD)$ ) foram obtidas através das seguintes expressões:

$$m(T_{min}) = \begin{cases} 1,0, & T_{min} \geq T_{min_{open}} \\ \frac{T_{min} - T_{min_{close}}}{T_{min_{open}} - T_{min_{close}}}, & T_{min_{close}} < T_{min} < T_{min_{open}} \\ 0,1, & T_{min} \leq T_{min_{close}} \end{cases} \quad (15)$$

$$m(VPD) = \begin{cases} 1,0, & VPD \leq VPD_{open} \\ \frac{VPD_{close} - VPD}{VPD_{close} - VPD_{open}}, & VPD_{open} < VPD < VPD_{close} \\ 0,1, & VPD \geq VPD_{close} \end{cases} \quad (16)$$

onde close indica inibição quase completa (fechamento dos estômatos) e open indica sem inibição para a transpiração, indicados na Tabela 2.

Tabela 2. Parametrização de controle de abertura e fechamento dos estômatos no algoritmo MOD16.

<b>Parâmetro</b>	<b>ENF</b>	<b>EBF</b>	<b>DNF</b>	<b>DBF</b>	<b>MF</b>	<b>CSH</b>
<b>T<sub>min<sub>open</sub></sub></b> (°C)	8,31	9,09	10,44	9,94	9,50	8,61
<b>T<sub>min<sub>close</sub></sub></b> (°C)	-8,00	-8,00	-8,00	-6,00	-7,00	-8,00
<b>VPD<sub>close</sub></b> (Pa)	3000	4000	3500	2900	2900	4300
<b>VPD<sub>open</sub></b> (Pa)	650	1000	650	650	650	650
<b>C<sub>L</sub></b> (m s <sup>-1</sup> )	0,0032	0,0032	0,0032	0,0032	0,0024	0,0065
<b>Parâmetro</b>	<b>OSH</b>	<b>WL</b>	<b>SV</b>	<b>Grass</b>	<b>Crop</b>	
<b>T<sub>min<sub>open</sub></sub></b> (°C)	8,80	11,39	11,39	12,02	12,02	
<b>T<sub>min<sub>close</sub></sub></b> (°C)	-8,00	-8,00	-8,00	-8,00	-8,00	
<b>VPD<sub>close</sub></b> (Pa)	4400	3500	3600	4200	4500	
<b>VPD<sub>open</sub></b> (Pa)	650	650	650	650	650	
<b>C<sub>L</sub></b> (m s <sup>-1</sup> )	0,0065	0,0070	0,0070	0,0075	0,0075	

Legenda: ENF = Florestas de coníferas perenes, EBF = Florestas latifoliadas perenes, DNF = Florestas de coníferas decíduas, DBF = Florestas latifoliadas decíduas, MF = Florestas mistas, WL = Savanas lenhosas (cerradão), SV = savanas (cerrado), CSH = Campos sujos, OSH = Campos limpos, Gras = Pradarias, Crop = Agricultura (Mu et al., 2007; 2011).

Para a determinação dos biomas foi utilizado o produto MCD12Q1 que apresenta a classificação anual de uso e cobertura da terra a partir da classificação primária do

Programa Internacional Geosfera-Biosfera (IGBP) com 17 tipos de uso e ocupação da terra, que está na camada Land Cover Type 1.

#### 4.4.3.2 Fração da cobertura vegetal

A fração da cobertura vegetal ( $F_C$ ) é definida como a fração da superfície do solo coberto pela extensão máxima do dossel da vegetação, variando entre 0 e 1 (Mu et al., 2007):

$$F_C = \frac{EVI - EVI_{\min}}{EVI_{\max} - EVI_{\min}} \quad (17)$$

onde o EVI é o índice de vegetação melhorado, no presente trabalho foi utilizado o EVI2 que utiliza apenas duas bandas (Jiang et al., 2008; Zhang, 2015), expresso pela seguinte expressão:

$$EVI2 = 2,5 \times \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + 2,4\rho_1 + 1,0} \quad (18)$$

em que  $\rho_1$  e  $\rho_2$  são respectivamente as reflectâncias das bandas 1 (vermelho), 2 (infravermelho próximo) MOD09Q1.

O  $EVI_{\min}$  é o sinal de solo descoberto ( $LAI \rightarrow 0$ ) e  $EVI_{\max}$  o sinal da vegetação verde densa ( $LAI \rightarrow \infty$ ), que geralmente variam entre 0,05 e 0,95, respectivamente.

O saldo de radiação é particionado linearmente entre o dossel e a superfície do solo usando a fração de cobertura vegetal ( $F_C$ ), tal que:

$$A_C = F_C \times A \quad (19)$$

$$A_{SOIL} = (1 - F_C) \times A \quad (20)$$

onde  $A_C$  e  $A_{SOIL}$  é o saldo total de radiação particionado entre o dossel e o solo respectivamente.

#### 4.4.4 Evaporação do solo

Para o cálculo da evaporação de solo se faz necessário, primeiramente, o cálculo da evaporação potencial ( $\lambda E_{SOILPOT}$ ) usando a equação de Penman-Monteith:

$$\lambda E_{SOILPOT} = \frac{sA_{SOIL} + \rho C_P (e_{sat} - e)/r_a}{s + \gamma \times \frac{r_{tot}}{r_a}} \quad (21)$$

onde  $r_{tot}$  corresponde a resistência aerodinâmica total ao transporte de vapor ( $s \text{ m}^{-1}$ ), representado pela soma de  $r_s$  e da resistência ao transporte de vapor ( $r_v - s \text{ m}^{-1}$ ), tal como  $r_{tot} = r_s + r_v$  (VAN DE GRIEND, 1994), calculado em função da resistência corrigida

( $r_{\text{cor}} - \text{s m}^{-1}$ ) de acordo com a temperatura do ar ( $T_a - ^\circ\text{C}$ ) e pressão atmosférica ( $P_{\text{atm}} - \text{kPa}$ ) em condições padrão com  $T_a = 20^\circ\text{C}$  e  $P_{\text{atm}} = 101,3 \text{ kPa}$ :

$$r_{\text{tot}} = r_{\text{tot}_c} \times r_{\text{cor}} \quad (22)$$

$$r_{\text{cor}} = \frac{1,0}{\left(\frac{273,15 + T_a}{293,15}\right)^{1,75} \times \frac{101,3}{P_{\text{atm}}}} \quad (23)$$

onde  $r_{\text{tot}_c}$  corresponde a um parâmetro de ajuste da resistência aerodinâmica total ( $107 \text{ s m}^{-1}$ ) (Mu et al., 2007). A  $r_a$  é calculada em função da resistência à transferência convectiva de calor ( $r_c - \text{s m}^{-1}$ ) e resistência à transferência radiativa de calor ( $r_r - \text{s m}^{-1}$ ):

$$r_a = \frac{r_c \times r_r}{r_c + r_r} \quad (24)$$

$$r_r = \frac{\rho_a \times C_p}{4,0 \times \sigma \times T_a^3} \quad (25)$$

o  $r_c$  é assumido como igual à resistência da camada limite e é calculado da mesma maneira que  $r_{\text{tot}}$  (THORNTON, 1998).

Finalmente, a evaporação real do solo ( $\lambda E_{\text{SOIL}}$ ) é calculada através da  $\lambda E_{\text{SOIL}_{\text{POT}}}$  e baseando-se na hipótese complementar de interações entre a superfície e a atmosfera a partir do VPD e da umidade relativa (RH - %):

$$\lambda E_{\text{SOIL}} = \lambda E_{\text{SOIL}_{\text{POT}}} \times \left(\frac{\text{RH}}{100}\right)^{(e_{\text{sat}} - e)/100} \quad (26)$$

#### 4.5. Estimativa do balanço de energia pela Razão de Bowen

O Balanço de Energia pela Razão de Bowen (BERB), que é definida como sendo igual à razão entre os fluxos de calores sensível (H) e latente (LE), foi proposta por Bowen, em 1926, como forma de estudar a partição da energia disponível e que pode ser determinada com medições das diferenças da temperatura do ar e pressão de vapor em dois níveis acima do dossel da vegetação (PEREIRA et al, 1997; OLIVEIRA et al., 2014; MACHADO et al., 2016):

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (28)$$

em que  $\gamma$  é a constante psicrométrica ( $0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $\Delta T$ , diferença de temperatura do ar entre dois níveis ( $^\circ\text{C}$ ) e  $\Delta e$ , diferença da pressão de vapor entre dois níveis (kPa).

Através dos dados medidos na estação meteorológica e juntamente com as equações do balanço de energia e a razão de Bowen:

$$Rn = \lambda E + G + H \quad (29)$$

$$\lambda E = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (30)$$

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (Rn - G) \quad (31)$$

onde  $Rn$  é o saldo de radiação;  $G$  é a densidade do fluxo de calor no solo;  $\lambda E$  é a densidade do fluxo de calor latente.

Com o intervalo da média dos dados da estação meteorológica sendo no período de 30 min, calcula-se a ET pelo BERB –  $ET_{BERB}$  (mm dia<sup>-1</sup>) no período em que  $Rn - G > 0$ , conforme abaixo:

$$ET_{BERB} = \frac{\lambda E \times 1800}{\lambda} \quad (32)$$

onde 1800 é o fator de integração do valor instantâneo para o período de 30 min;  $\lambda$  (J kg<sup>-1</sup>) é o calor latente de vaporização.

Com o intuito de diminuir os valores incoerentes, foram descartados os valores da razão de Bowen ( $\beta$ ) menores que -0,75 que foram substituídos por interpolação dos valores antecedentes e posteriores válidos (ORTEGA - FARIAS et al., 1996), assim como aqueles valores nos quais as medições dos gradientes de temperatura e de pressão de vapor estavam menores do que o limite da resolução dos sensores (OHMURA, 1982).

#### 4.6. Evapotranspiração de referência

Para o cálculo da evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) foi utilizada a equação seguinte (ALLEN et al., 1998):

$$\lambda E_0 = \frac{0,408s(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_{sat} - e)}{s + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (33)$$

onde  $\lambda E_0$  é a evapotranspiração de referência (mm dia<sup>-1</sup>);  $s$ , declividade da curva de pressão de vapor na saturação (kPa  $^\circ\text{C}^{-1}$ );  $Rn$ , saldo de radiação (MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>);  $G$ , fluxo de calor no solo (MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>);  $\gamma$ , constante psicrométrica (kPa  $^\circ\text{C}^{-1}$ );  $T$ , temperatura

média do ar;  $u_2$ , velocidade do vento calculada para 2 metros de altura ( $\text{m s}^{-1}$ );  $e_{sat}$ , pressão de saturação do vapor d'água (kPa) e  $e$ , pressão parcial do vapor d'água (kPa).

#### 4.7. Parâmetros estatísticos

Para análise comparativa entre o modelo de determinação da ET proposto por Mu et al. (2007) e o método da BERB, foram utilizados o Erro Absoluto Médio – EAM; o Erro Relativo Médio – ERM; Raiz do Erro Quadrático Médio – REQM.

$$\text{EAM} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X'_i - X_i| \quad (34)$$

$$\text{ERM} = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X'_i - X_i}{X_i} \right| \quad (35)$$

$$\text{REQM} = \left( \frac{\sum_{i=1}^N (X'_i - X_i)^2}{N} \right)^{1/2} \quad (36)$$

onde  $X_i$  corresponde ao valor observado,  $X'_i$  ao valor estimado e  $N$  o número de pares das variáveis.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1. Dados meteorológicos

A Figura 7 apresenta os valores da temperatura média, temperatura máxima e temperatura mínima do ar registrados durante os dois anos de pesquisa (2011 e 2012) na estação meteorológica automática experimental localizada na área de estudo.

A temperatura média diária do ar para o ano de 2011 variou entre 22,1 a 27,4 °C, tendo uma temperatura média anual de 24,9 °C, enquanto para o ano de 2012 a temperatura média diária do ar variou entre 21,6 a 26,6 °C, com uma temperatura média anual de 24,6 °C. As flutuações das temperaturas para os anos de 2011 e 2012 se apresentam com o mesmo padrão, isto é, apresentam diminuição entre os meses de junho até outubro, com aumento para os demais meses. A temperatura mínima registrada entre os dois anos de estudo foi de 15,5 °C, que corresponde ao ano de 2012 e a temperatura máxima foi de 34,3 °C, registrada no ano de 2011.

Na Figura 8 encontram-se os valores da umidade relativa média, umidade relativa máxima e umidade relativa mínima do ar registrados para os anos de 2011 e 2012.

A umidade relativa média do ar oscilou entre 95,7 a 65,6 % para o ano de 2011, tendo com umidade relativa média 76,9 %. Para o ano de 2012 a umidade relativa média situou-se entre 89,4 a 64,1 %, registrando uma umidade relativa média anual de 74,9 %. Os padrões de variação ao longo dos anos de 2011 e 2012 mantiveram-se na mesma similaridade, exceto para o período de abril a maio de 2011, que registrou um aumento da umidade relativa devido às altas precipitações ocorridas neste mesmo período (Figura 11). A umidade relativa mínima registrada foi de 31,4 % para o ano de 2012 e máxima de 100 % para o ano de 2011.

A Figura 9 apresenta os valores da velocidade média diária do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) para o ano de 2011 a agosto de 2012.

A velocidade do vento flutuou entre 0,36 a 2,59  $\text{m s}^{-1}$  para o ano de 2011, tendo uma velocidade média anual de 1,39  $\text{m s}^{-1}$ . Diante dos valores registrados até agosto de 2012 detectou-se uma variação entre 0,37 a 2,19  $\text{m s}^{-1}$ , com valor médio de 1,26  $\text{m s}^{-1}$ .

Na Figura 10 são apresentados os valores do saldo de radiação diário ( $\text{W m}^{-2}$ ) e a radiação solar global diária ( $\text{W m}^{-2}$ ). A radiação solar global incidente ( $S_{\downarrow}$ ) para os anos estudados manteve o mesmo padrão, apresentando diminuição entre os meses de junho a outubro. No ano de 2011 os valores da radiação solar situaram-se entre 52,4 a 284,8

$W m^{-2}$ ; já para o ano de 2012 estes valores foram de 53,6 a 228,3  $W m^{-2}$ . O saldo de radiação diário seguiu o mesmo padrão que a  $S_{\downarrow}$ , com valores registrados que se situaram entre 0,87 a 190,1  $W m^{-2}$  para o ano de 2011; já para 2012 os valores situaram-se entre 16 a 187,8  $W m^{-2}$ .

Na Figura 11 estão apresentados os valores da precipitação diária (mm) e a Figura 12 apresenta os totais mensais da precipitação para os anos de 2011 e 2012 em comparação com a média mensal histórica (1957 – 1993). Em relação ao ano de 2012 só foram registradas precipitações até o mês de agosto devido ao problema no dispositivo de armazenamento de dados.

O período chuvoso para ambos os anos estão de acordo com a média histórica. Os totais precipitados até agosto de 2011 e 2012 foram de 1.670 mm e 802 mm, respectivamente. Os dois anos tiveram dias com picos de precipitação: para o ano de 2011 a chuva de 111 mm em 04 de maio e para o ano de 2012 a chuva de 130 mm ocorreu no dia 18 de fevereiro.

Figura 7 - Variação diária da temperatura média do ar ( $T_{ar}$ ), temperatura mínima do ar ( $T_{ar\_min}$ ), temperatura máxima do ar ( $T_{ar\_max}$ ) da estação meteorológica experimental.

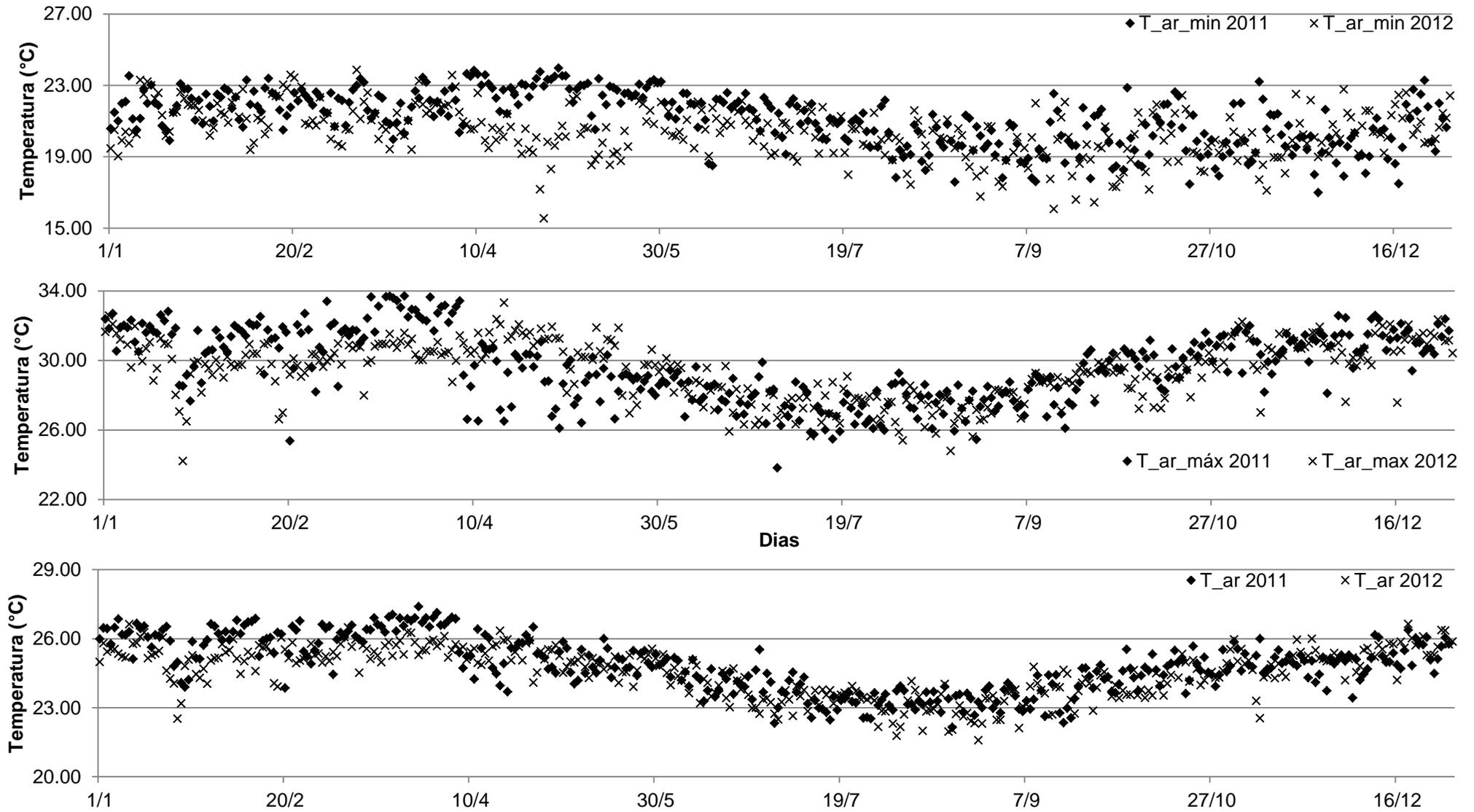


Figura 8 - Variação diária da umidade relativa média do ar (UR), umidade relativa mínima do ar (UR\_min), umidade relativa máxima do ar (UR\_max) da estação meteorológica Experimental.

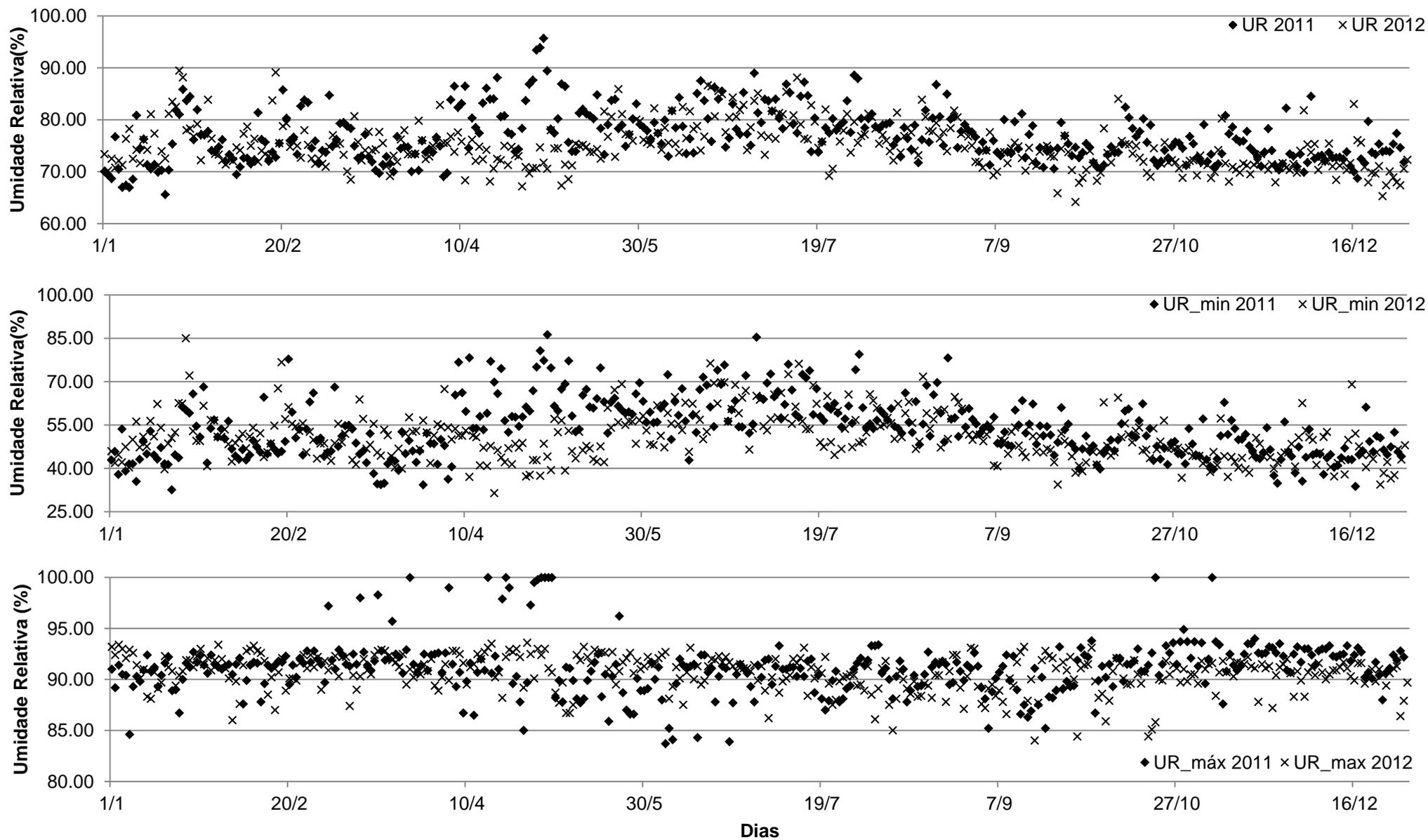


Figura 9 - Variação diária da velocidade do vento.

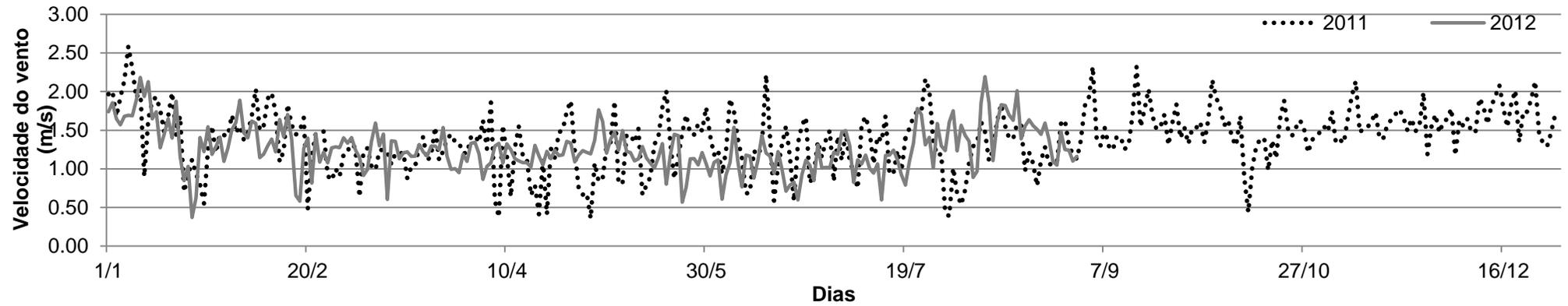


Figura 10 - variação do saldo de radiação (Rn) e da radiação solar global (S↓) para os anos de 2011 e 2012.

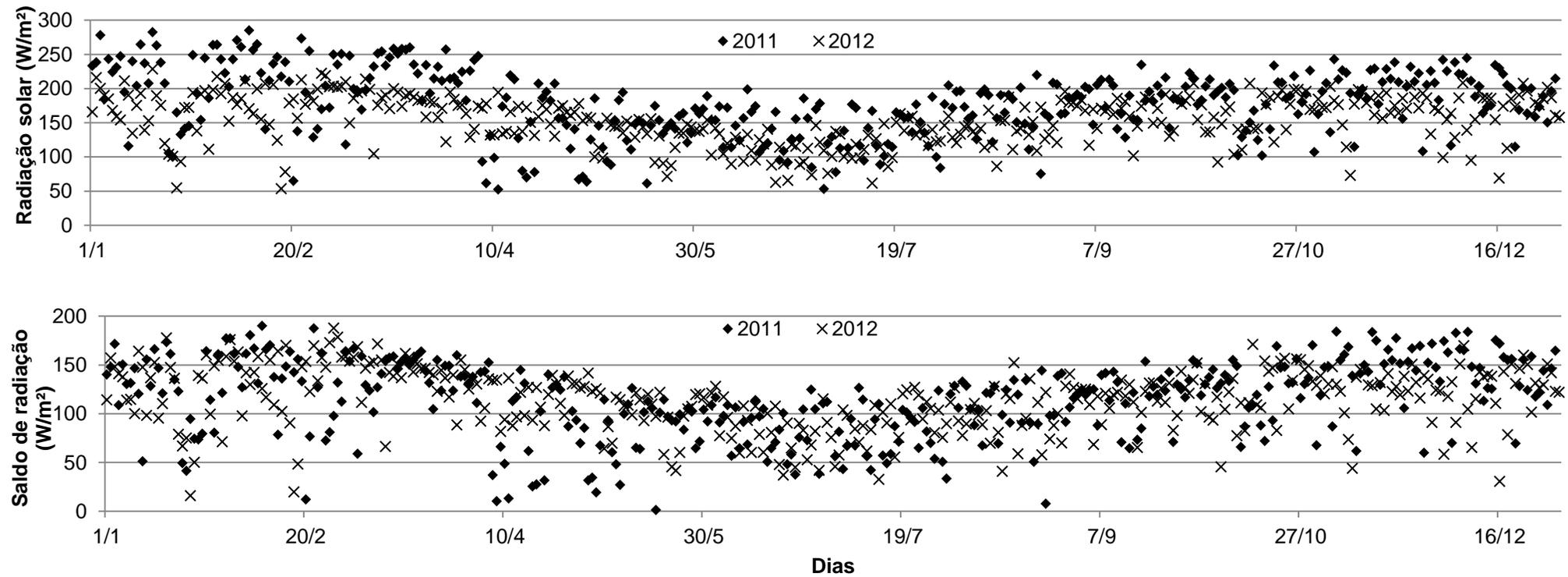


Figura 11 - Precipitação diária para o ano de 2011 e 2012 (até o mês de agosto).

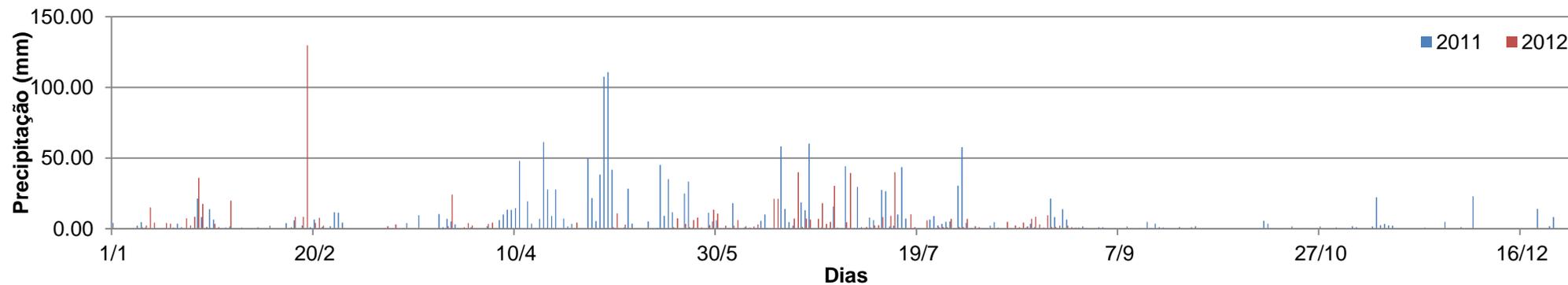
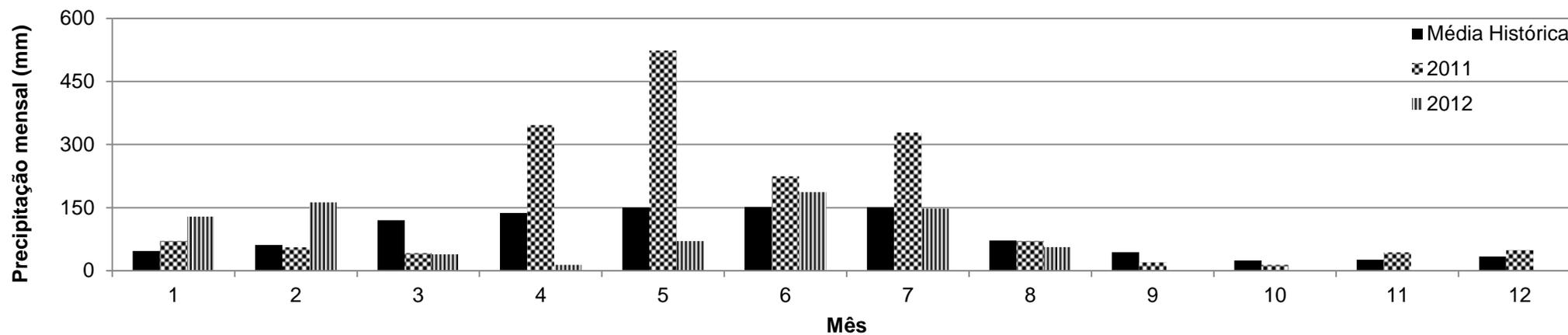


Figura 12 - Precipitação mensal para os anos de 2011 e 2012 em comparação com a média histórica.

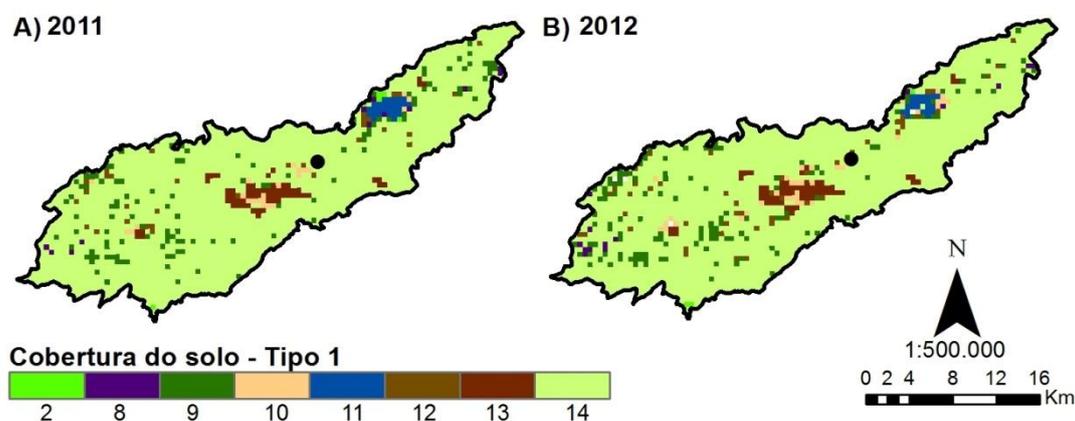


## 5.2. Produto cobertura do solo – MCD12Q1

O produto de cobertura do solo (MCD12Q1) é produzido anualmente e com resolução espacial de 500 metros. Este produto consiste de cinco tipos de classificação: a camada cobertura do solo tipo 1 é referente à classificação do Programa Internacional Geosfera-Biosfera (IGBP), possuindo 17 tipos de cobertura do solo; a camada referente a cobertura do solo tipo 2 é a classificação relacionada a Universidade de Maryland (UMD), com 14 tipos do uso e ocupação do solo; a camada da cobertura do solo tipo 3 é uma classificação com 10 classes utilizando o algoritmo IAF/FPAR dos produtos MODIS; o tipo de cobertura do solo tipo 4 apresenta oito biomas; a cobertura do solo tipo 5 apresenta uma classificação de tipo funcional das plantas com 12 classes (FRIEDL et al., 2010).

Na Figura 13 é apresentada a cobertura do solo para os anos de 2011 e 2012, para a cobertura do solo tipo 1, que foi o utilizado no modelo por apresentar número maior de classificação em relação aos outros tipos fornecidos pelo modelo. A descrição dos tipos de cobertura tipo 1 está na Tabela 3.

Figura 13 - Classificação da cobertura do solo segundo o produto MCD12Q1 – classificação tipo1 para os anos 2011 (A) e 2012 (B).



Através da Figura 13 pode-se verificar a pouca mudança no padrão apresentado pelo produto MCD12Q1, a modificação mais perceptível foi a área do reservatório de Tapacurá que apresentou diminuição para o ano de 2012, o que já era esperado tendo em vista a diminuição no total da precipitação. Pode-se observar também que o reservatório não é classificado como água e sim como zona úmida permanente, a que se deve o fato desse produto ser anual o que teria uma oscilação entre os níveis. Observa-

se também que a grande maioria da bacia do Tapacurá está inserida na classificação de agricultura e mosaico de vegetação natural.

Tabela 3 – Identificação das classes para o produto MCD12Q1 para a cobertura do solo tipo 1 (IGBP).

CLASSE	IGBP
0	Água
1	Florestas de coníferas perenes
2	Florestas latifoliadas perenes
3	Florestas de coníferas decíduas
4	Florestas latifoliadas decíduas
5	Florestas mistas
6	Campos sujos
7	Campos limpos
8	Savanas lenhosas
9	Savanas (cerrado)
10	Pradarias
11	Zonas úmidas permanentes
12	Agricultura
13	Área urbana e construção
14	Agricultura/ mosaico de vegetação natural
15	Neve e Gelo
16	Árido ou vegetação escassa

### 5.3. Parâmetros biofísicos

#### 5.3.1. Albedo

Para a escolha do melhor método para o cálculo do albedo foram utilizadas sete imagens dos produtos MOD09A1 (utilizado para o cálculo do albedo proposto por Tasumi et al., (2003)) e MOD09Q1 (utilizado para o cálculo do albedo proposto por Teixeira et al., (2013; 2014)) para os anos de 2015 e 2016, período onde foi instalado o saldo radiômetro CNR4 tornando possível a comparação e validação dos resultados obtidos. O maior motivo da comparação foi o interesse em se obter cartas de albedo com uma melhor resolução espacial. A Tabela 4 apresenta os valores do Erro Absoluto – EA ( - ), Erro Relativo – ER (%) e Erro Relativo Médio – ERM (%) em relação ao albedo medido na bacia do rio Tapacurá – PE.

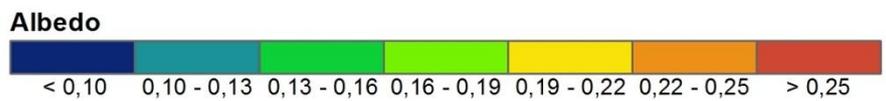
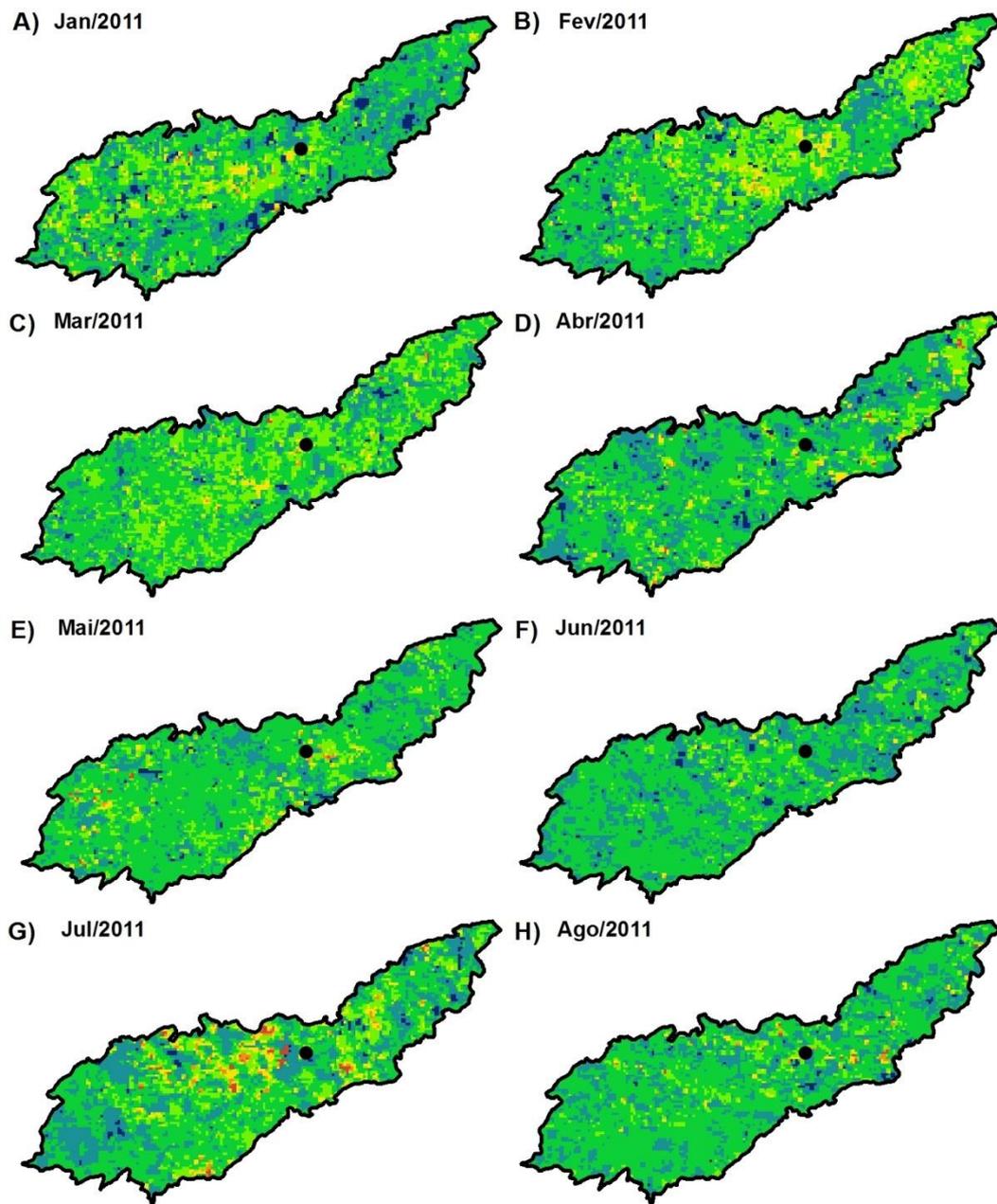
Tabela 4 - Valores do Erro Absoluto – EA (-), Erro Relativo – ER (%) e Erro Relativo Médio – ERM (%) em relação ao albedo medido na bacia do rio Tapacurá – PE

<b>Dia</b>	<b>Albedo Tasumi</b>		<b>Albedo Teixeira</b>	
	<b>EA</b>	<b>ER</b>	<b>EA</b>	<b>ER</b>
<b>04/07/2015</b>	0,021	14,000	0,010	6,667
<b>09/11/2015</b>	0,070	53,846	0,050	38,462
<b>17/11/2015</b>	0,014	10,294	0,015	11,029
<b>25/11/2015</b>	0,028	20,438	0,023	16,788
<b>03/12/2015</b>	0,060	43,478	0,037	26,812
<b>10/02/2016</b>	0,041	29,927	0,025	18,248
<b>08/05/2016</b>	0,014	9,589	0,003	2,055
<b>ERM</b>	-	25,939	-	17,152

De acordo com a Tabela 4 o albedo proposto por Teixeira et al. (2013; 2014) foi o que apresentou o menor ERM (17,152 %) e, na maioria das datas estudadas, o menor erro absoluto. Desta forma, para o cálculo da carta temática do albedo para a determinação do saldo de radiação diário e da evapotranspiração real, foi utilizado o albedo proposto por Teixeira et al. (2013; 2014), melhorando assim a resolução espacial.

As composições mensais do albedo para o ano de 2011 podem ser encontradas nas Figuras 14 e 15 e para o ano de 2012 nas Figuras 16 e 17. Esta composição representa os melhores pixels (pixels livres de nuvens) para cada mês, no qual foi baseado nos albedos calculados para todas as imagens do mês em questão. Através dos mapas de albedo com resolução espacial de 250 m (melhor resolução do sensor MODIS) apresentados nota-se a heterogeneidade dos diferentes alvos o que não poderia ser obtido com resolução maior.

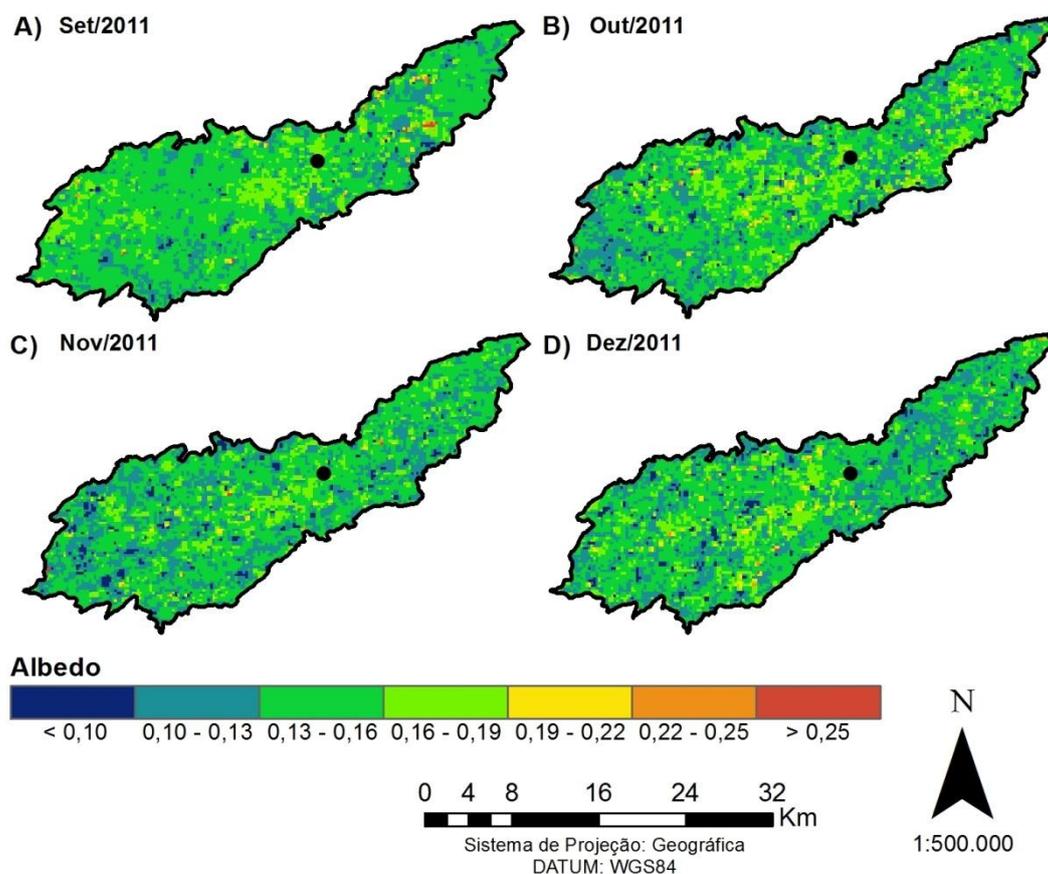
Figura 14 - Composição mensal do albedo para o ano de 2011.



Sistema de Projeção: Geográfica  
DATUM: WGS84

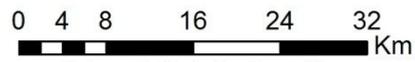
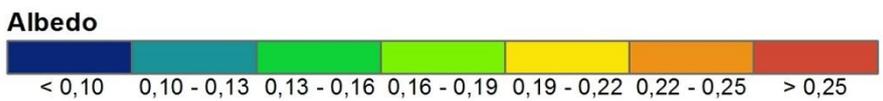
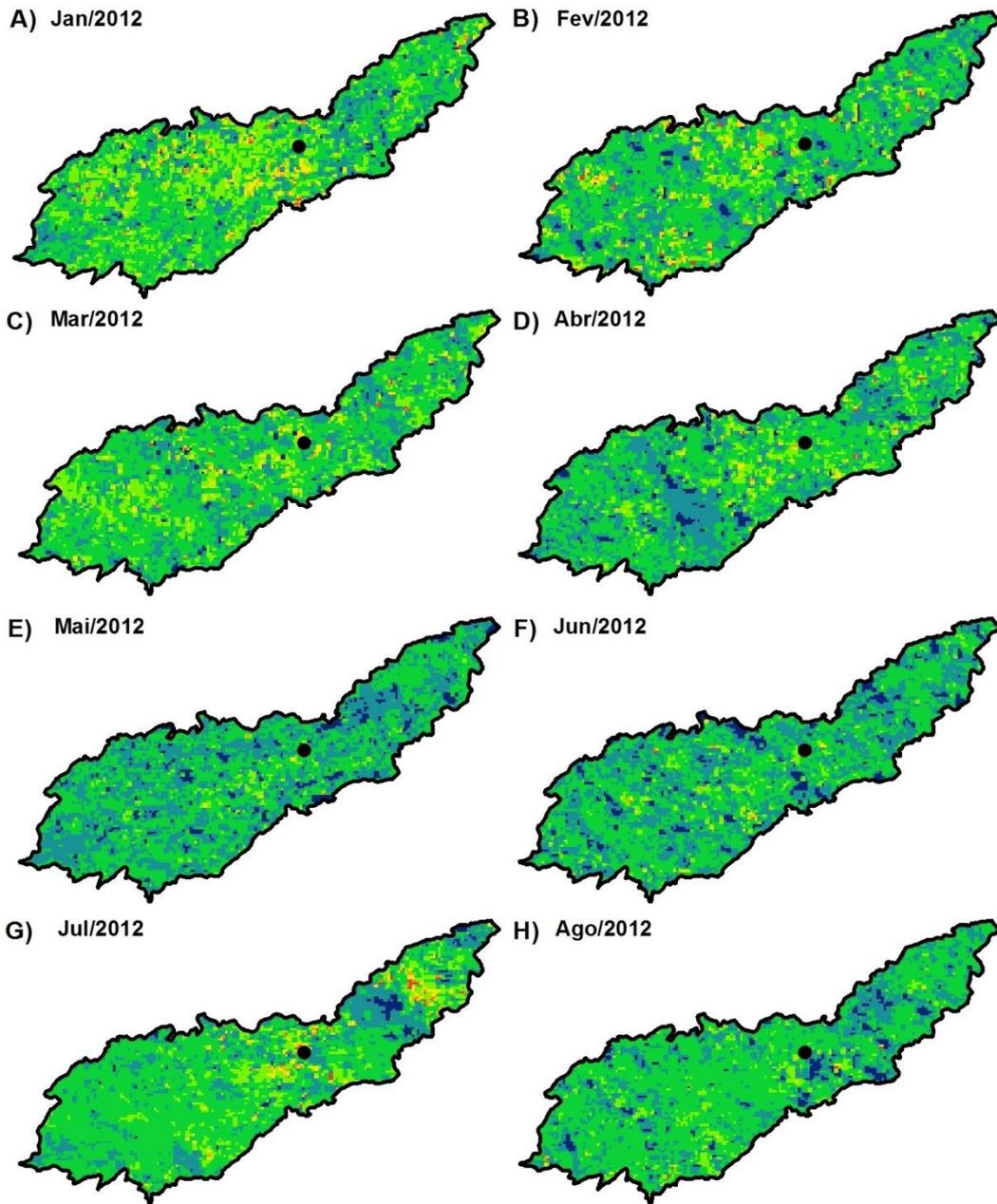


Figura 15 – Composição mensal do albedo para o ano de 2011.



As classes do albedo para os anos estudados variaram entre 0,10 a 0,25, valores menores que 0,10 representam a água que na maioria dos casos caracteriza o reservatório do rio Tapacurá e em alguns casos pode representar valores de fragmentos de Mata Atlântica. Por outro lado, este valor do albedo muito baixo em áreas agrícolas e urbanas se deve ao sombreamento das nuvens que não foi possível ser eliminado da composição. Os valores maiores que 0,25 representam a presença de nuvens na imagem, em maior quantidade na composição do mês de julho para o ano de 2011 (Figura 14G) e em outubro para o ano de 2012 (Figura 17B), sendo perceptível a localização da estação livre de nuvens para todas as composições do albedo. Na Tabela 5 estão apresentados os valores do albedo da superfície ( $\alpha$ ) onde está localizada a estação meteorológica na bacia do Tapacurá.

Figura 16 – Composição mensal do albedo para o ano de 2012.



Sistema de Projeção: Geográfica  
DATUM: WGS84



Figura 17 - Composição mensal do albedo para o ano de 2012.

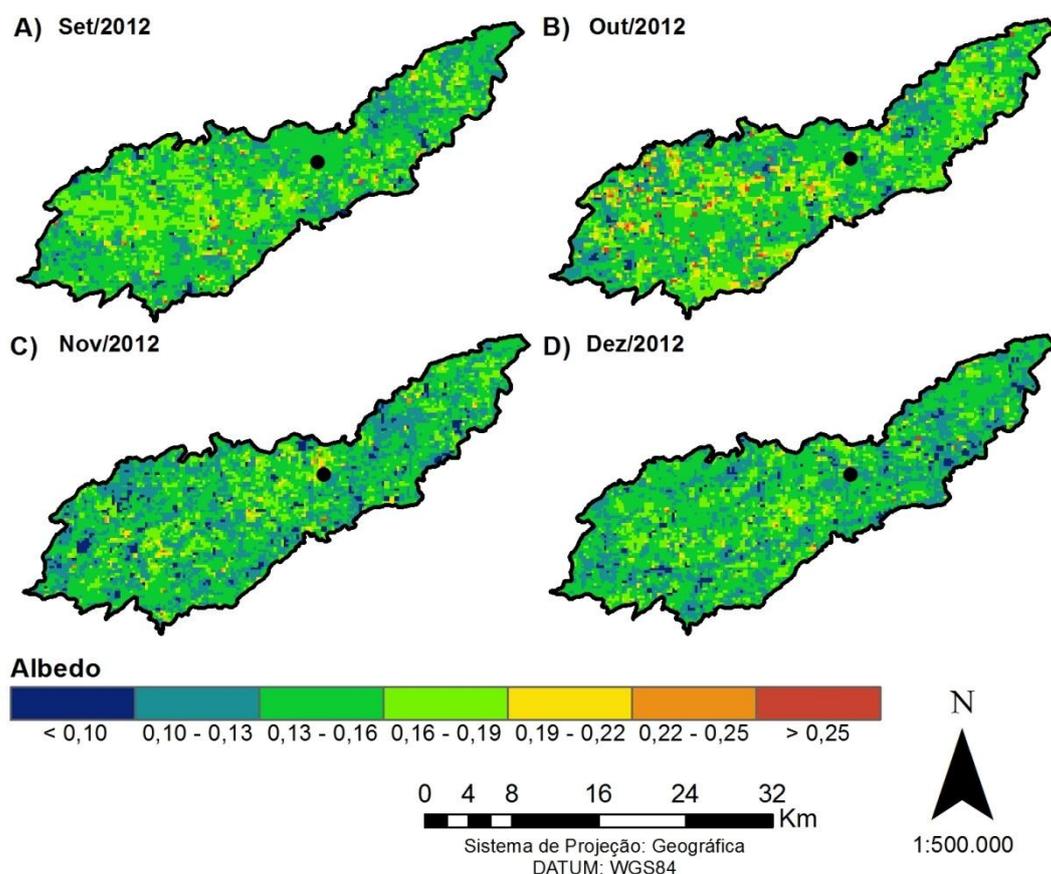


Tabela 5 – Valores do albedo da superfície para os anos de 2011 e 2012 no local da estação experimental automática.

Mês	Albedo (2011)	Albedo (2012)	Mês	Albedo (2011)	Albedo (2012)
<b>Janeiro</b>	0,171	0,150	<b>Julho</b>	0,151	0,130
<b>Fevereiro</b>	0,190	0,143	<b>Agosto</b>	0,152	0,159
<b>Março</b>	0,179	0,150	<b>Setembro</b>	0,165	0,151
<b>Abril</b>	0,136	0,167	<b>Outubro</b>	0,156	0,157
<b>Mai</b>	0,135	0,159	<b>Novembro</b>	0,149	0,140
<b>Junho</b>	0,115	0,156	<b>Dezembro</b>	0,147	0,149

De uma forma geral, os valores do albedo para área de estudo não diferiram muito entre os anos estudados, exceto para os meses de setembro a dezembro onde obteve-se um ligeiro aumento para o ano de 2012 (Figura 17), sendo este um ano com menos chuvas. A classe predominante do albedo para todas as composições mensais do ano de 2011 (Figuras 14 e 15) foi de 0,13 a 0,16; já para o ano de 2012 os valores predominantes para a maioria dos meses foi de 0,13 a 0,16, tendo um aumento de classe para os meses janeiro (Figura 16A), setembro e outubro (Figuras 17A e 17B, respectivamente) com valores entre 0,16 e 0,19. Esses valores que se apresentam em grande quantidade são condizentes com áreas agrícolas de acordo com o mapa do uso e

ocupação do solo (Figura 13). Estes valores são semelhantes aos encontrados por Gusmão et al. (2013), que estimaram para áreas antropizadas valores que variaram entre 0,14 a 0,26. Silva et al. (2012) encontraram, para o perímetro irrigado de São Gonçalo para áreas de coqueiro irrigado e pastagem em regime de sequeiro, valores entre 0,14 a 0,18 e 0,20 a 0,31, respectivamente.

Houspanossian et al. (2017) avaliaram durante 12 anos (2000 a 2012) o albedo para a floresta subtropical do Chaco localizado na América do Sul, encontrando valores médios mensais para a parte que se encontra na Argentina de pastagens entre 0,15 e 0,17, monocultura entre 0,16 a 0,19, policultura 0,14 a 0,18. Já para a parte que se encontra no Paraguai as pastagens tiveram valores médios entre 0,16 a 0,20, agrossilvopastoril entre 0,13 a 0,15. Para ambos os locais os valores da mata seca situaram-se entre 0,10 a 0,12.

Pode-se observar que os valores de albedo apresentaram uma ligeira diminuição para os meses de abril, maio, junho e agosto para o ano de 2011 (respectivamente, Figuras 14D; 14E; 14F; 14H) e abril, maio e junho para o ano de 2012 (Figuras 16D; 16E; 16F, respectivamente), o que condiz com os meses mais chuvosos do local.

Na parte central das imagens que representa o município de Vitória de Santo Antão, observa-se um aumento no valor do albedo em que encontram-se valores máximos entre 0,19 a 0,25 para o mês de fevereiro de 2011 (Figura 14B) e para o mês de outubro de 2011 (Figura 15B). Os valores mínimos se encontram entre 0,13 e 0,16 para o mês de junho de 2011 (Figura 14F) e para o mês de agosto de 2012. Oliveira et al. (2012), através do sensor TM/Landsat 5, determinaram para os anos de 2005 e 2007, albedos entre 0,23 e 0,28 para área urbana dos municípios da mesma área de estudo.

O reservatório de Tapacurá, para o ano de 2011, apenas está definido na composição do mês de fevereiro (Figura 14B), onde os valores ficaram situados entre menores 0,13. Para as demais imagens percebe-se que há uma diminuição do albedo para esta região, exceto para o mês de julho de 2011 (Figura 14G) onde há presença de nuvens. Para o ano de 2012 não é identificado uma definição clara do reservatório, mas observa-se uma diminuição do valor do albedo em sua região, apresentando valores menores que 0,13.

### **5.3.2. Índices de vegetação**

As composições mensais do LAI para o ano de 2011 podem ser encontradas nas Figuras 18 e 19 e para o ano de 2012 nas Figuras 20 e 21.

Figura 18 - Composição mensal do IAF para o ano de 2011.

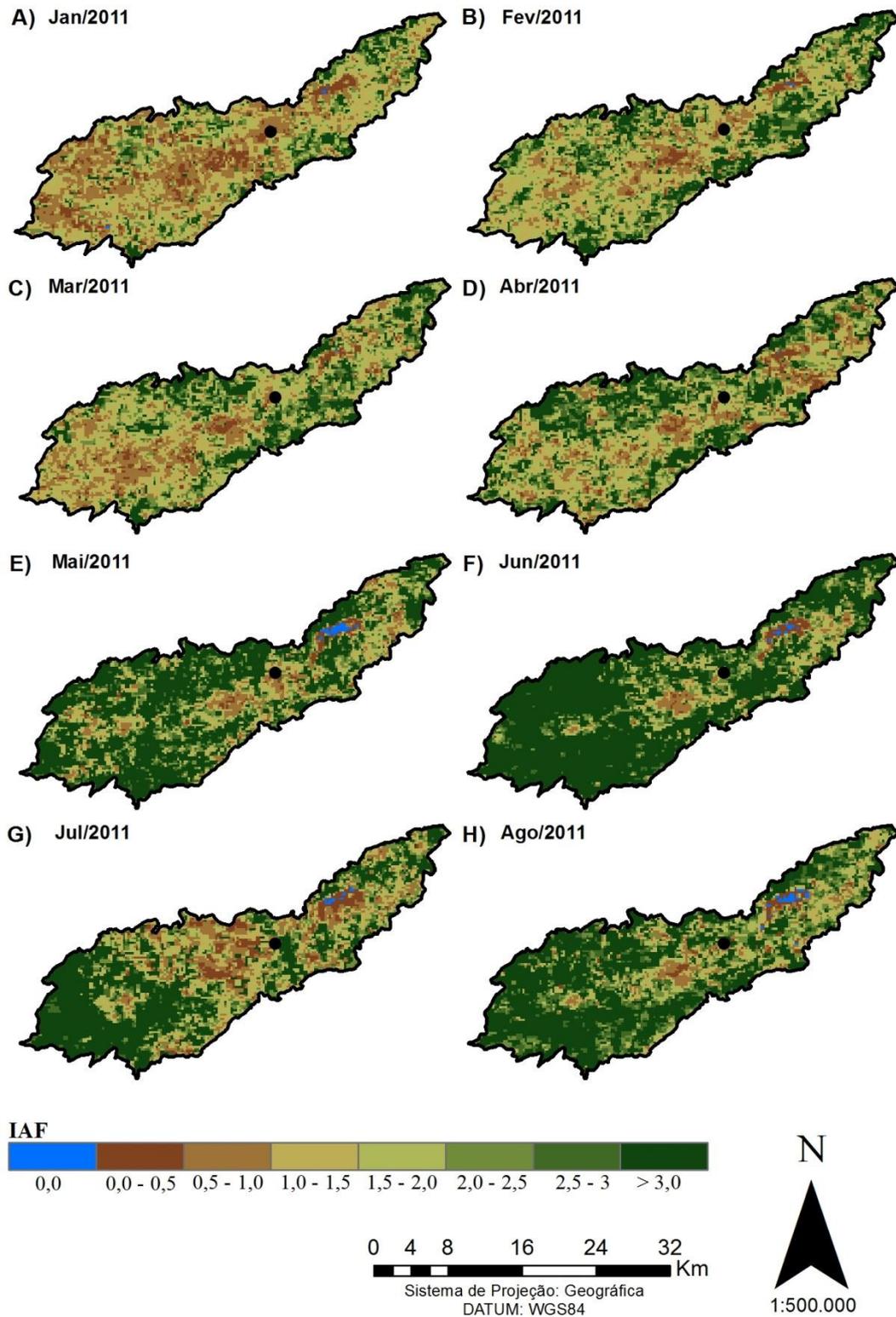
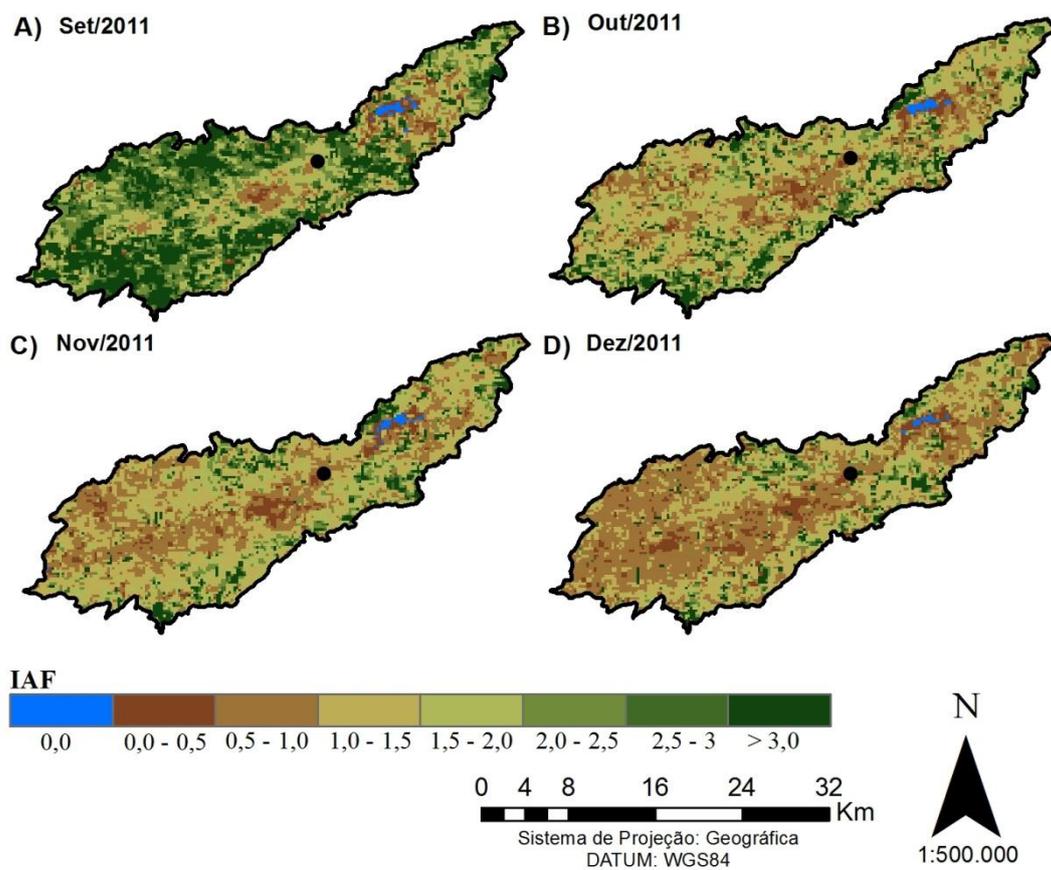


Figura 19 - Composição mensal do IAF para o ano de 2011.

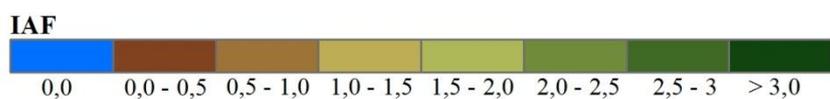
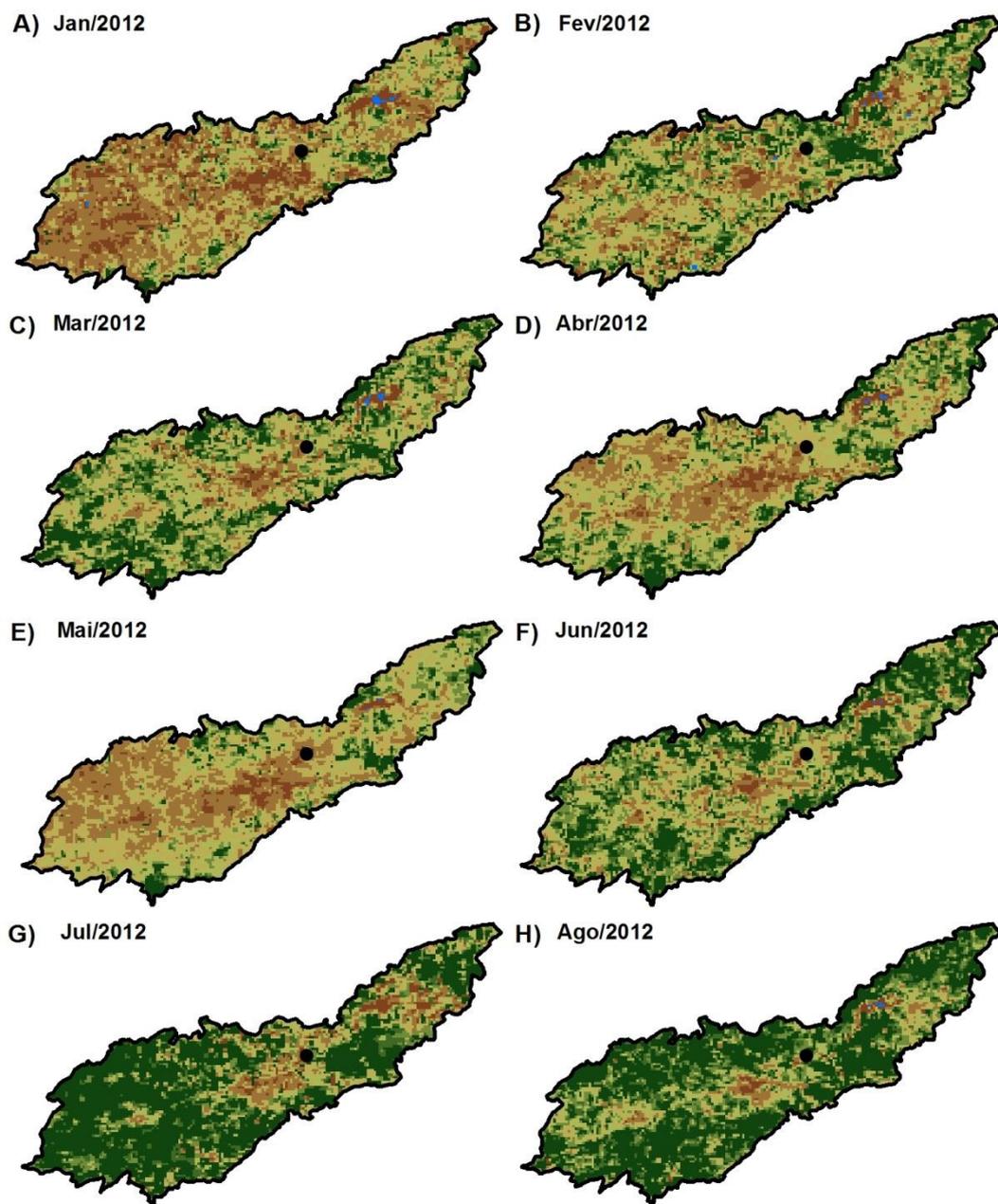


Através da presente composição pode-se observar a diferença do IAF ao longo dos diferentes meses do ano, que acompanha diretamente o regime pluviométrico da região, identificando maiores quantidade de pixels com elevados valores de IAF para o período chuvoso.

Comparando os anos estudados percebe-se uma significativa diminuição do IAF para todos os meses do ano de 2012 em comparação com o ano anterior, o que representa uma resposta da vegetação ao total precipitado.

Pode-se observar nas cartas temáticas do IAF para ambos os anos que os valores iguais a 0 representam, em sua grande maioria, o reservatório de Tapacurá, podendo ser melhor visualizado nos meses de maio a dezembro de 2011 (Figuras 18 e 19). Pontos de valor igual a zero fora do local do reservatório devem-se a presença de nuvens, não tendo sido eliminados.

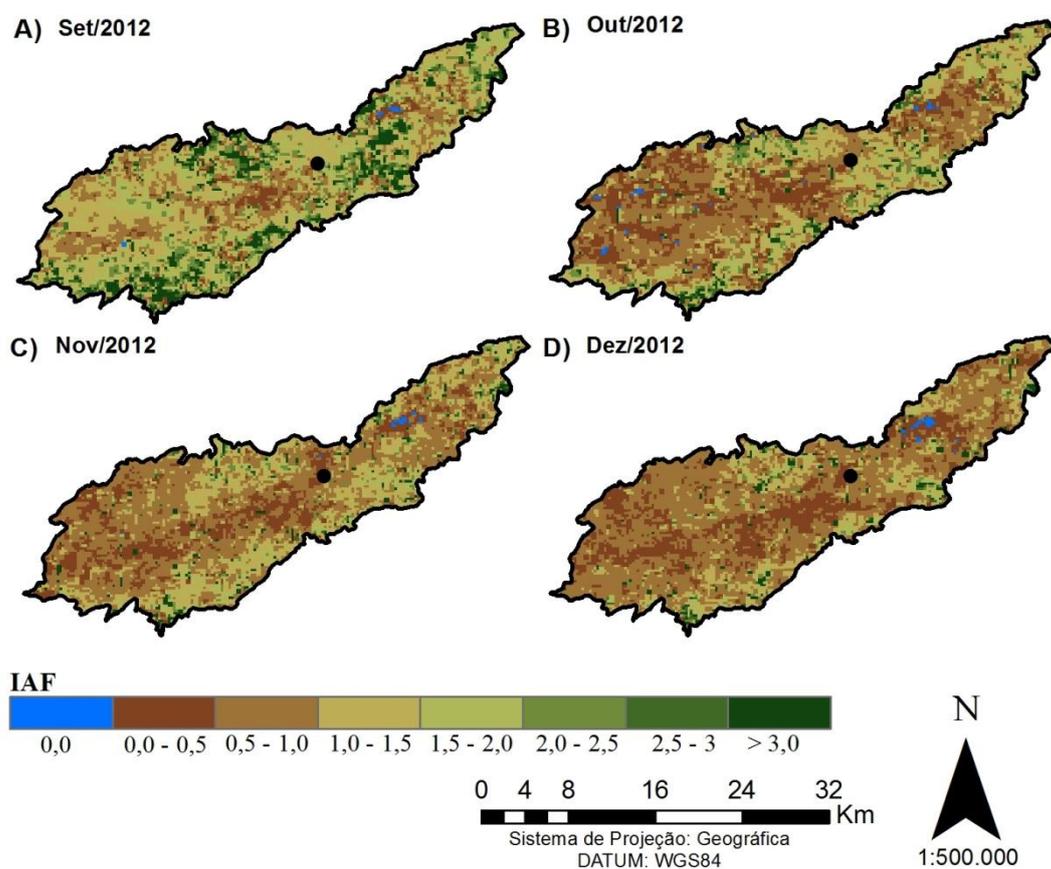
Figura 20 - Composição mensal do IAF para o ano de 2012.



Sistema de Projeção: Geográfica  
DATUM: WGS84



Figura 21 - Composição mensal do IAF para o ano de 2012.



Os valores situados entre 0 e 1  $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$  representam as áreas urbanas, que é o caso do município de Vitória de Santo Antão na parte central e de Pombos na parte mais esquerda da bacia. Essas áreas urbanas aparecem bem definidas para todas as composições mensais e para os diferentes anos estudados.

As imagens que apresentaram o maior valor de IAF foram as composições do mês de junho para 2011 e julho de 2012, onde uma grande parte da bacia apresentou valores maiores que 3,0  $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ , haja vista que foram os meses que tiveram o maior total mensal de precipitação do mês anterior. Para maio de 2011, o total mensal foi de 524 mm e para junho de 2012 foi de 187 mm. Para o mês de julho de 2011 houve uma redução no IAF se comparado aos meses adjacentes (junho e agosto), a que se deve a presença de nuvens como já discutido anteriormente.

Para todos os meses dos anos estudados podem-se observar poucos pixels que permaneceram com valores maiores que 3,0  $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ , estas áreas são correspondentes a fragmentos da Mata Atlântica. Danelichen et al. (2016) avaliaram o IAF de uma floresta de transição Amazônia-Cerrado, através da metodologia proposta por Allen et al. (2002)

com o sensor TM/Landsat 5 e o produto MOD15A2 do MODIS, tendo melhor resultado com o produto MODIS, uma vez que os valores ficaram situados entre 4,2 a 6,0 m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>.

Os valores obtidos no ponto da estação meteorológica experimental podem ser encontrados na Tabela 6.

Tabela 6 - Valores do IAF (m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>) para os anos de 2011 e 2012 no local da estação experimental automática.

<b>Mês</b>	<b>IAF (2011)</b>	<b>IAF (2012)</b>	<b>Mês</b>	<b>IAF (2011)</b>	<b>IAF (2012)</b>
<b>Janeiro</b>	0,685	0,663	<b>Julho</b>	2,859	1,410
<b>Fevereiro</b>	1,118	1,535	<b>Agosto</b>	3,945	2,319
<b>Março</b>	0,937	0,836	<b>Setembro</b>	1,781	1,424
<b>Abril</b>	1,852	1,328	<b>Outubro</b>	1,242	0,894
<b>Mai</b>	1,154	0,735	<b>Novembro</b>	1,027	0,846
<b>Junho</b>	2,507	1,519	<b>Dezembro</b>	0,713	0,461

Pode-se observar que houve bastante variação nos valores do IAF para área da estação meteorológica experimental. Oliveira (2012) encontrou para o mesmo local num período de março de 2010 a junho de 2011 valores que se alternaram entre 0,407 a 2,474 m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup>.

As composições mensais do EVI2 para o ano de 2011 podem ser observadas nas Figuras 22 e 23 e para o ano de 2012 nas Figuras 24 e 25.

As classes do EVI2 se situaram entre 0,1 a 0,6, os valores menores que 0,1 correspondem à área do reservatório do Tapacurá e maiores que 0,6 estão diretamente associados ao maior vigor e densidade da cobertura vegetal.

Os padrões do EVI2 se mantiveram em relação ao IAF, em que houve diminuição para o ano de 2012 em relação ao ano anterior. Pois, onde foram registrados maiores valores de IAF foram também registrados maiores valores do EVI2, da mesma forma ocorreu com o inverso.

Os valores menores que 0,1 do EVI2 correspondem a área do reservatório de Tapacurá, exceto para os meses de outubro a dezembro de 2012 (Figuras 25B, 25C e 25D, respectivamente) que apresentaram poucos pixels aleatoriamente na bacia, a que se deve à presença de nuvens.

Para áreas urbanas os valores ficaram em sua grande maioria entre 0,1 e 0,3, com poucos pontos na classe de 0,3 a 0,4 no período chuvoso. Valores semelhantes foram obtidos por Oliveira et al. (2012), que através do satélite TM/Landsat 5 encontraram para áreas urbanas o EVI entre 0,0 a 0,4 para os anos de 2005 e 2007.

Figura 22 - Composição mensal do EVI 2 para o ano de 2011.

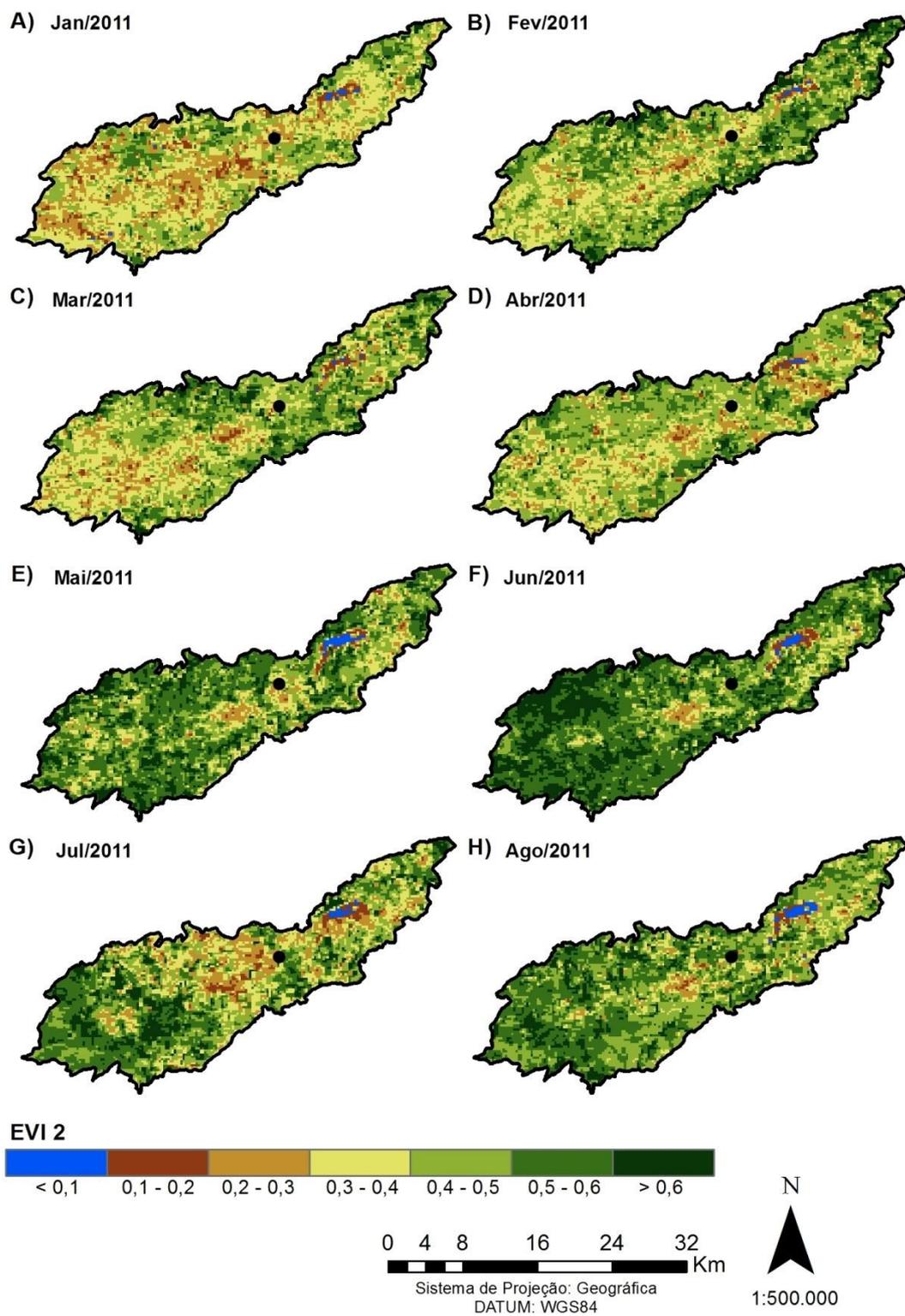
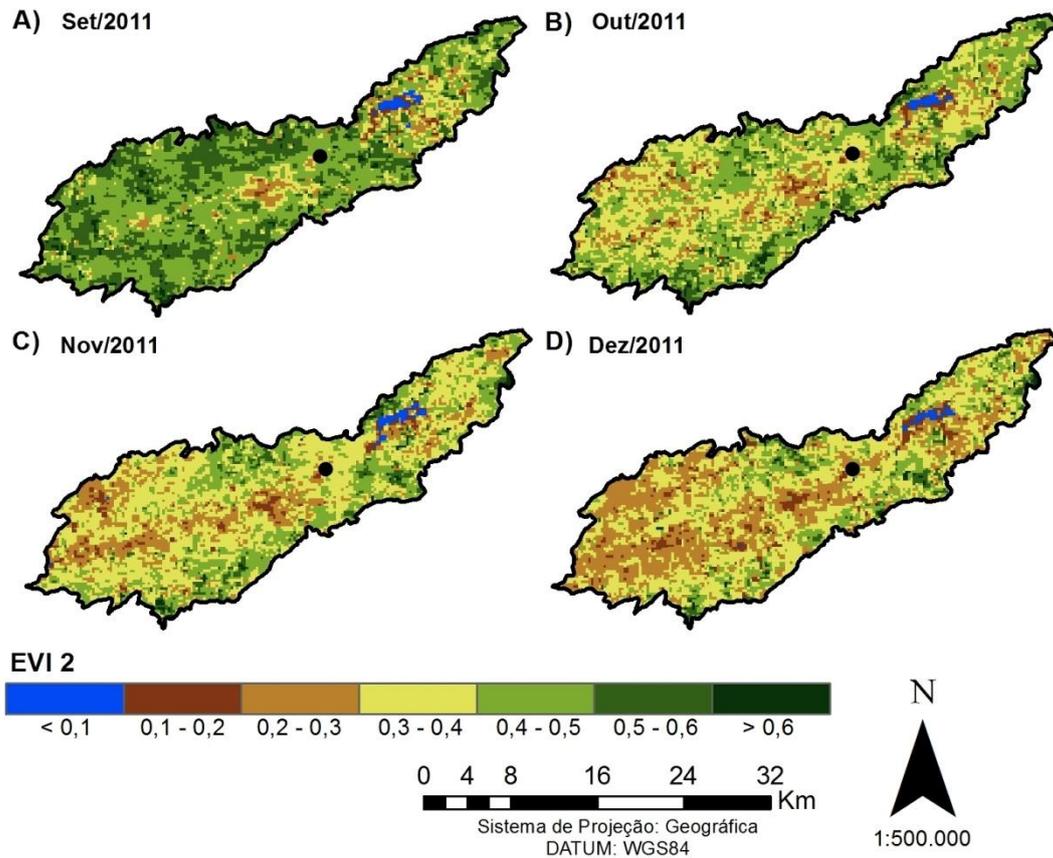


Figura 23 - Composição mensal do EVI 2 para o ano de 2011.



No período chuvoso os valores para áreas agrícolas e pastagens variaram, na maior parte, entre 0,4 a 0,6, para os meses de maio, junho, agosto e setembro de 2011; já para o ano de 2012 esta classe pode ser encontrada apenas nos meses de julho e agosto. Para os demais meses a classe predominante foi entre 0,2 a 0,5. Valores semelhantes foram encontrados por Zhang (2015) ao determinar para toda a América do Norte o EVI2, evidenciando diferenças entre diferentes biomas por um longo período (entre 1982 a 1999) a partir de dados do sensor AVHRR/NOAA. Os valores variaram aproximadamente entre 0,15 a 0,45 para áreas de cultivo agrícola e em torno de 0,15 a 0,6 para áreas de pastagem.

Figura 24 - Composição mensal do EVI 2 para o ano de 2012.

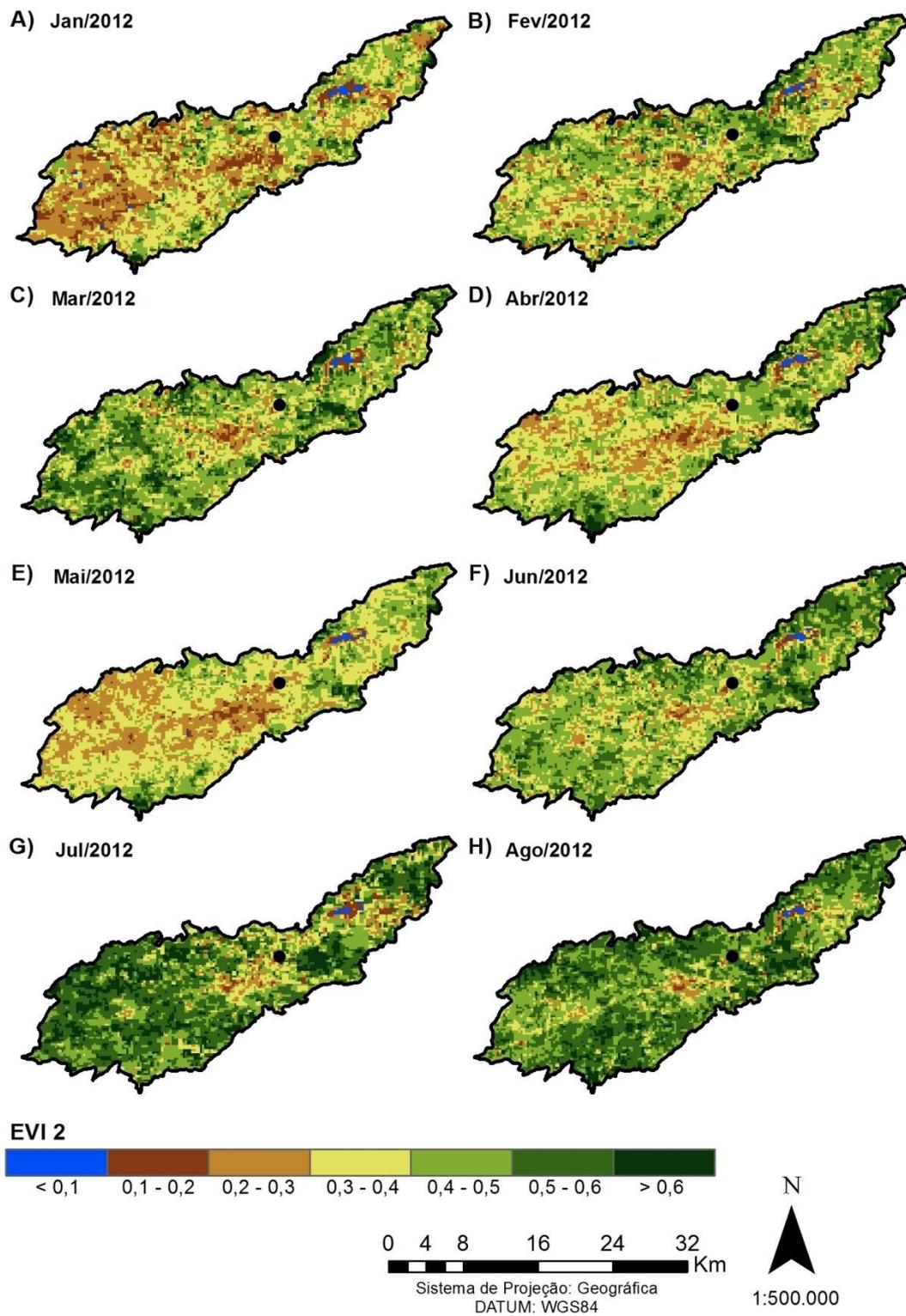
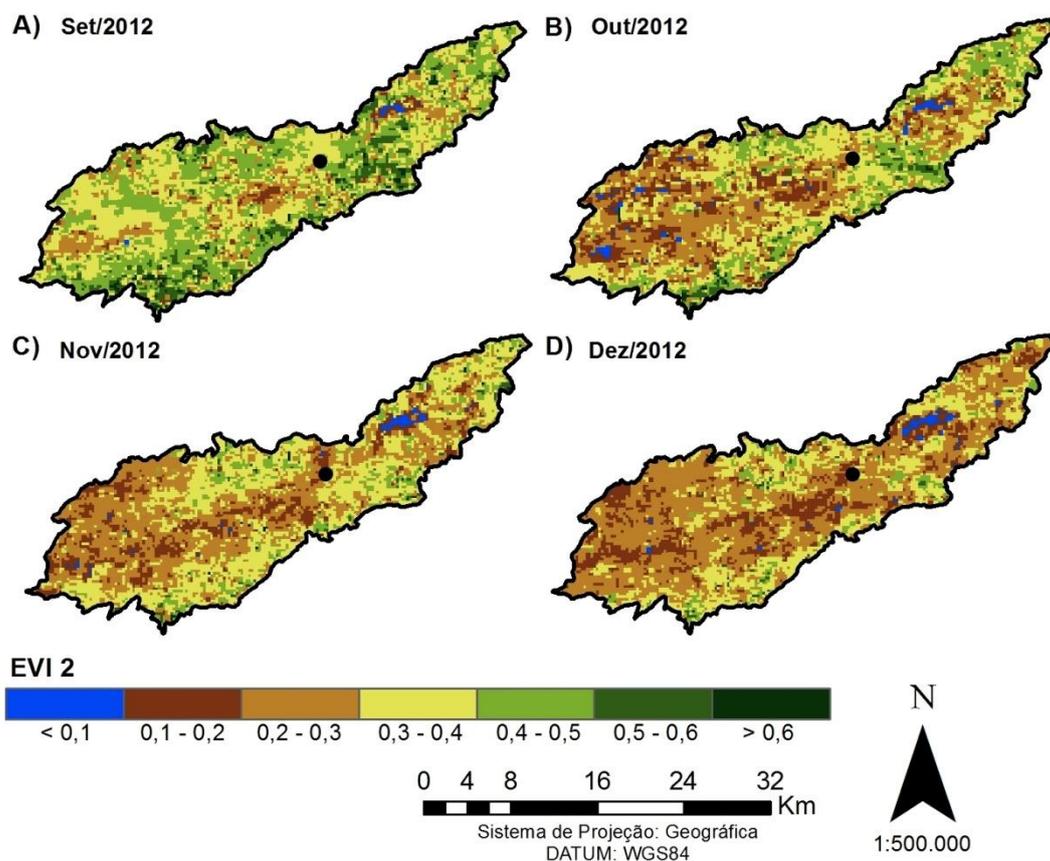


Figura 25 - Composição mensal do EVI 2 para o ano de 2012.



Os valores obtidos no ponto da estação meteorológica experimental podem ser encontrados na Tabela 7. Através destes valores pode-se verificar que assim como os valores do IAF, o EVI 2 apresentaram valores maiores no ano de 2011 exceto para o mês de fevereiro, que foi obtido valor maior para 2012.

Tabela 7 - Valores do EVI 2 para os anos de 2011 e 2012 no local da estação experimental automática.

Mês	EVI2 (2011)	EVI2 (2012)	Mês	EVI2 (2011)	EVI2 (2012)
<b>Janeiro</b>	0,313	0,245	<b>Julho</b>	0,494	0,437
<b>Fevereiro</b>	0,401	0,513	<b>Agosto</b>	0,534	0,528
<b>Março</b>	0,347	0,305	<b>Setembro</b>	0,458	0,422
<b>Abril</b>	0,423	0,409	<b>Outubro</b>	0,367	0,306
<b>Mai</b>	0,386	0,273	<b>Novembro</b>	0,360	0,286
<b>Junho</b>	0,540	0,413	<b>Dezembro</b>	0,261	0,219

#### 5.4. Calibração da estimativa do saldo de radiação

Através dos dados da torre micrometeorológica experimental instalada na fazenda Canadá em maio de 2015, efetivou-se uma calibração do coeficiente de ajuste ( $a$ ) para a

determinação do saldo de radiação diário (Equação 6), que é um coeficiente de regressão entre o saldo de radiação de onda longa e a transmissividade atmosférica diária. Esta calibração ocorreu no período de maio de 2015 a abril de 2016.

O coeficiente encontrado foi de aproximadamente 76 (Figura 26) para 366 valores diários obtidos através do saldo radiômetro (CNR4), sendo este o coeficiente calibrado para a bacia do Tapacurá.

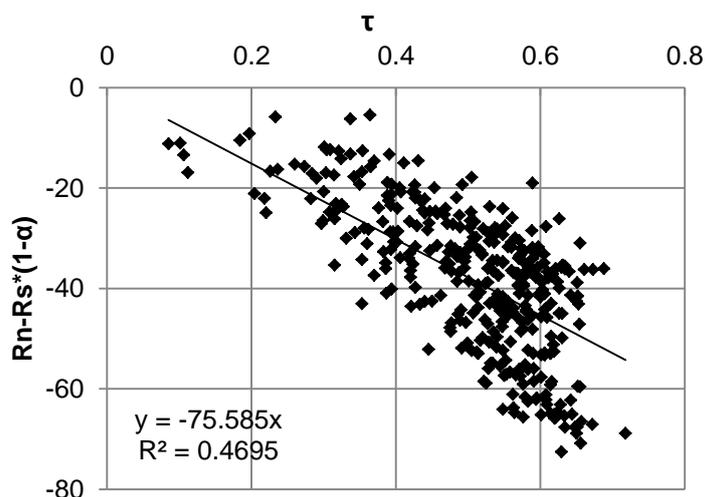


Figura 26 – Regressão para a determinação do coeficiente “a”

O critério empregado para avaliar a melhoria no cômputo do coeficiente consistiu em se comparar os valores do  $Rn_{24h}$  medido localmente, com os valores obtidos com a calibração e sem a calibração, conforme empregado por alguns autores sem calibração local ( $a=110$ ) (Oliveira 2012; Gusmão et al., 2012). A Tabela 8 mostra os valores do Erro Absoluto Médio – EAM, Erro Relativo Médio – ERM e Raiz do Erro Quadrático Médio – REQM, para um conjunto de 366 valores do  $Rn_{24h}$ .

Tabela 8 – Saldo de radiação diário com calibração e sem calibração

MODELO	EAM ( $W m^{-2}$ )	ERM (%)	REQM ( $W m^{-2}$ )
<b>Com calibração</b>	8,74	6,85	10,4
<b>Sem calibração</b>	17,82	13,62	20,59

Os resultados obtidos mostram que o modelo sem calibração apresentou erros bem maiores do que os com calibração. Diante desses valores obtidos, o valor de “a” utilizado para o cálculo do  $Rn_{24h}$  para os anos de 2011 e 2012 foi o obtido através da calibração local, qual seja,  $a = -75,59$ .

A calibração local para a determinação do saldo de radiação diário foi realizada também por Santos et al. (2015) que avaliaram diferentes metodologias para a

estimativa do  $Rn_{24h}$ , entre elas o modelo proposto por De Bruin (1987). Com a comparação dos diferentes coeficientes (calibrado e o valor pré-estabelecido – 110) obtendo pouca diferença entre os coeficientes de determinação (Calibrado,  $R^2 = 0,94$  e para o valor pré-estabelecido  $R^2 = 0,93$ ).

### **5.5. Saldo de radiação diário**

A determinação do saldo de radiação foi realizada através da equação 6, onde pode ser obtido o saldo de radiação ( $Rn_{24h}$ ) para todos os dias dos anos estudados. Para uma melhor representatividade foi obtida a média dos dias de cada mês, onde podem ser vistas nas Figuras 27 e 28 para o ano de 2011 e nas Figuras 30 e 31 para ano de 2012.

Para o ano de 2011 a média mensal do  $Rn_{24h}$  para o mês de março resultou no maior valor apresentado, tendo valores, para toda a bacia, maiores que  $140 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 27), a que se deve um maior valor da radiação solar diária. Já o mês de julho foi o que mostrou os menores valores, entre  $70$  a  $90 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 27), onde houve uma diminuição da radiação solar diária. Já para o ano de 2012 os meses de fevereiro e março apresentaram os maiores valores, estando estes situados entre  $120$  a  $140 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 30) e tendo junho como o mês que apresentou os menores valores, de  $70 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 30), sendo esta a menor média apresentada para os anos de estudo.

Comparando os anos estudados pode-se perceber que o ano de 2011 teve os valores médios do saldo de radiação diário superiores para todos os meses se comparados com o ano de 2012. Com os valores apresentados percebe-se a variação do  $Rn_{24h}$  para cada mês e para os diferentes anos.

Oliveira et al. (2016) avaliaram o saldo de radiação e seus componentes fazendo uso da metodologia do SEBAL e produtos MODIS para as bacias do Alto Tapajós e Curua-Una localizadas no Pará, onde determinaram a média para os meses num período de janeiro de 2001 a dezembro de 2006. Os autores chegaram à conclusão que a abordagem foi adequada e minimizou o problema relacionado à forte nebulosidade, o que permitiu mapear consistentemente a distribuição espacial de componentes do saldo de radiação na região da Amazônia.

Figura 27 - Média mensal do saldo de radiação diário para os meses de janeiro a agosto de 2011.

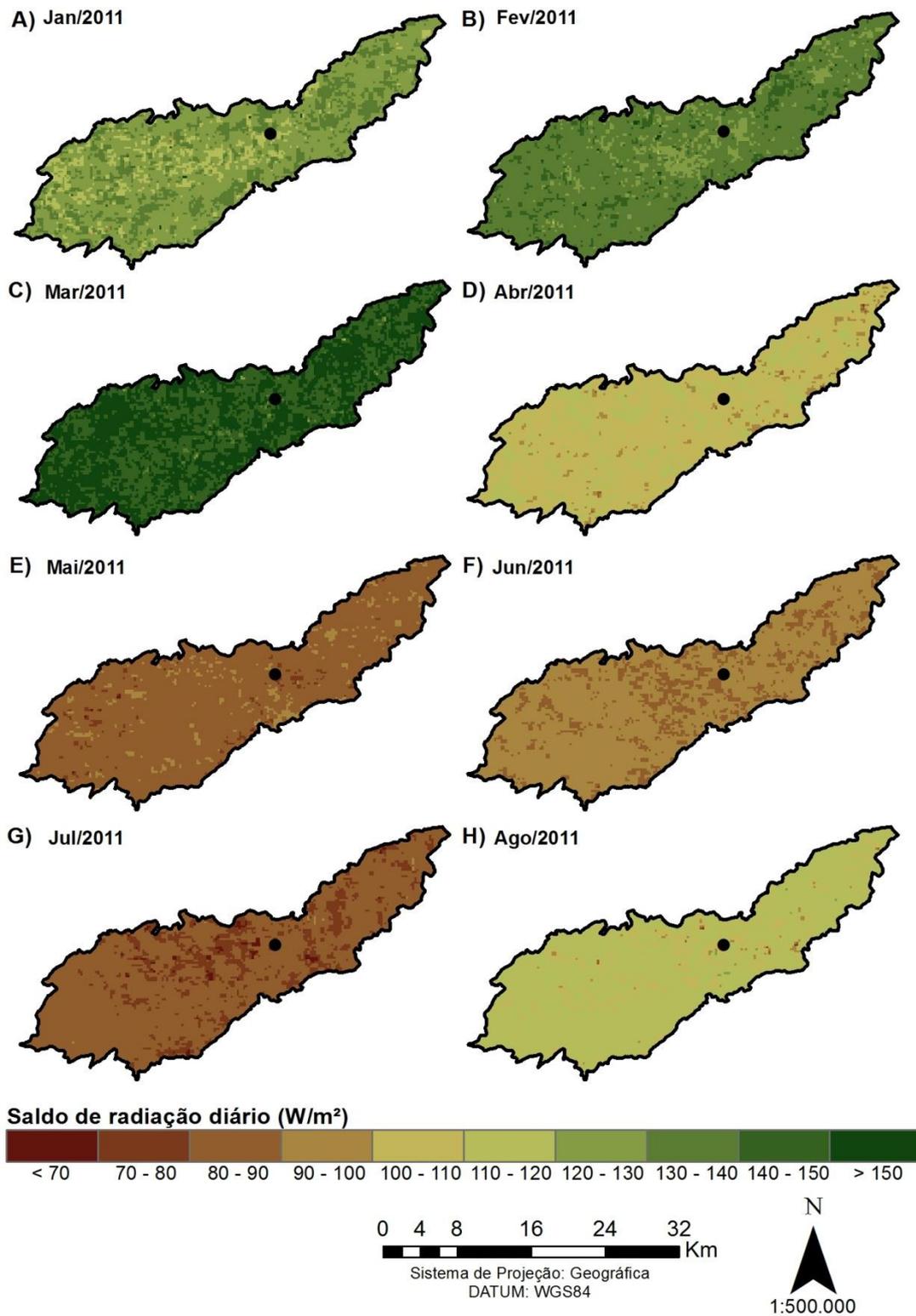
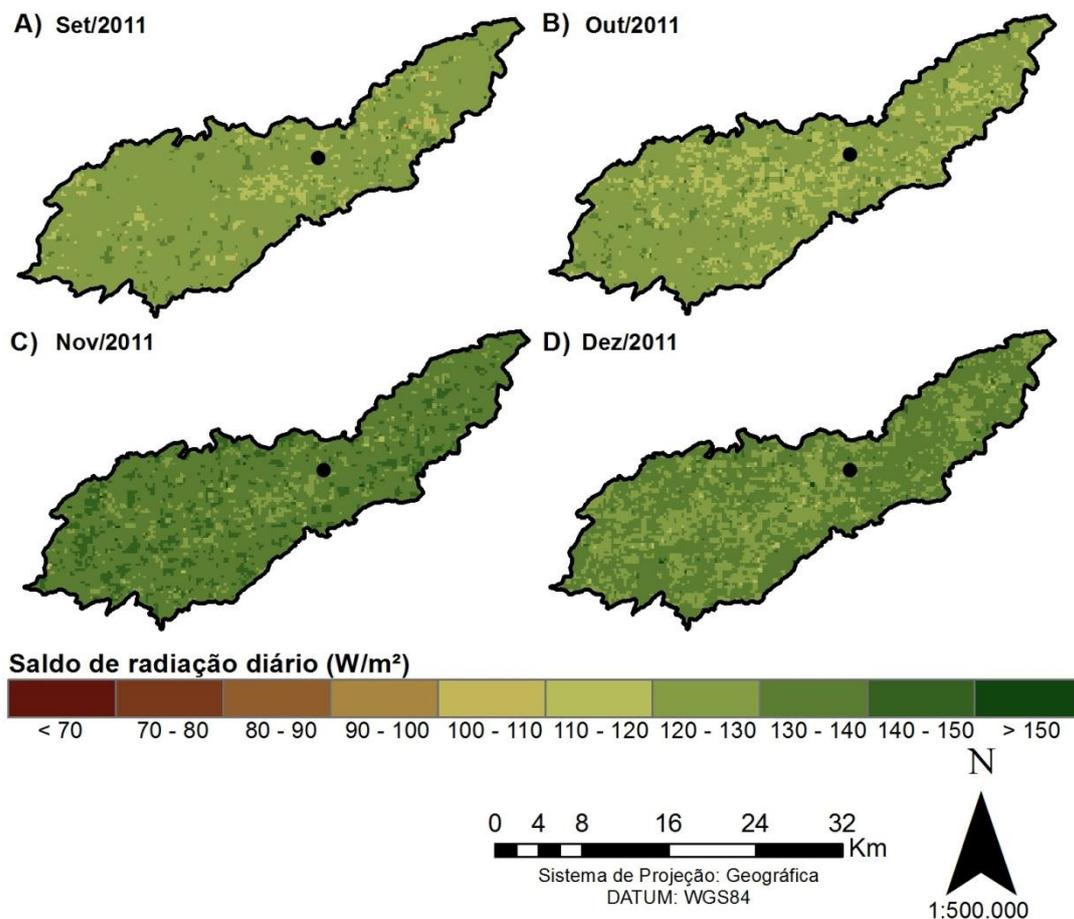


Figura 28 - Média mensal do saldo de radiação diário para os meses de setembro a dezembro de 2011.



Oliveira et al. (2015) encontraram valores para o saldo de radiação diário na bacia do rio Tapacurá no ano de 2010 valores entre  $120,6$  a  $154,7 W m^{-2}$ , para os meses de abril e março, respectivamente. Já para o ano de 2011 os valores se situaram entre  $95,4$  e  $157,5 W m^{-2}$ , para os meses de junho e março, respectivamente.

Os valores médios mensais para os anos de 2011 e 2012 na localização da estação meteorológica experimental estão apresentados na Figura 31. Observa-se que neste ponto apenas o mês de abril apresentou um discreto aumento para 2012 em relação a 2011. Para todos os outros meses as médias mensais foram maiores no ano de 2011. Através desta figura, nota-se também que os valores mensais medidos ( $Rn_{24h\_med}$ ) se aproximam bastante dos valores estimados por sensoriamento remoto ( $Rn_{24h\_SR}$ ), tendo valores mais próximos para o ano de 2011. Para os valores do ano de 2012 os valores médios de  $Rn_{24h}$  foram todos subestimados.

Figura 29 - Média mensal do saldo de radiação diário para os meses de janeiro a agosto de 2012.

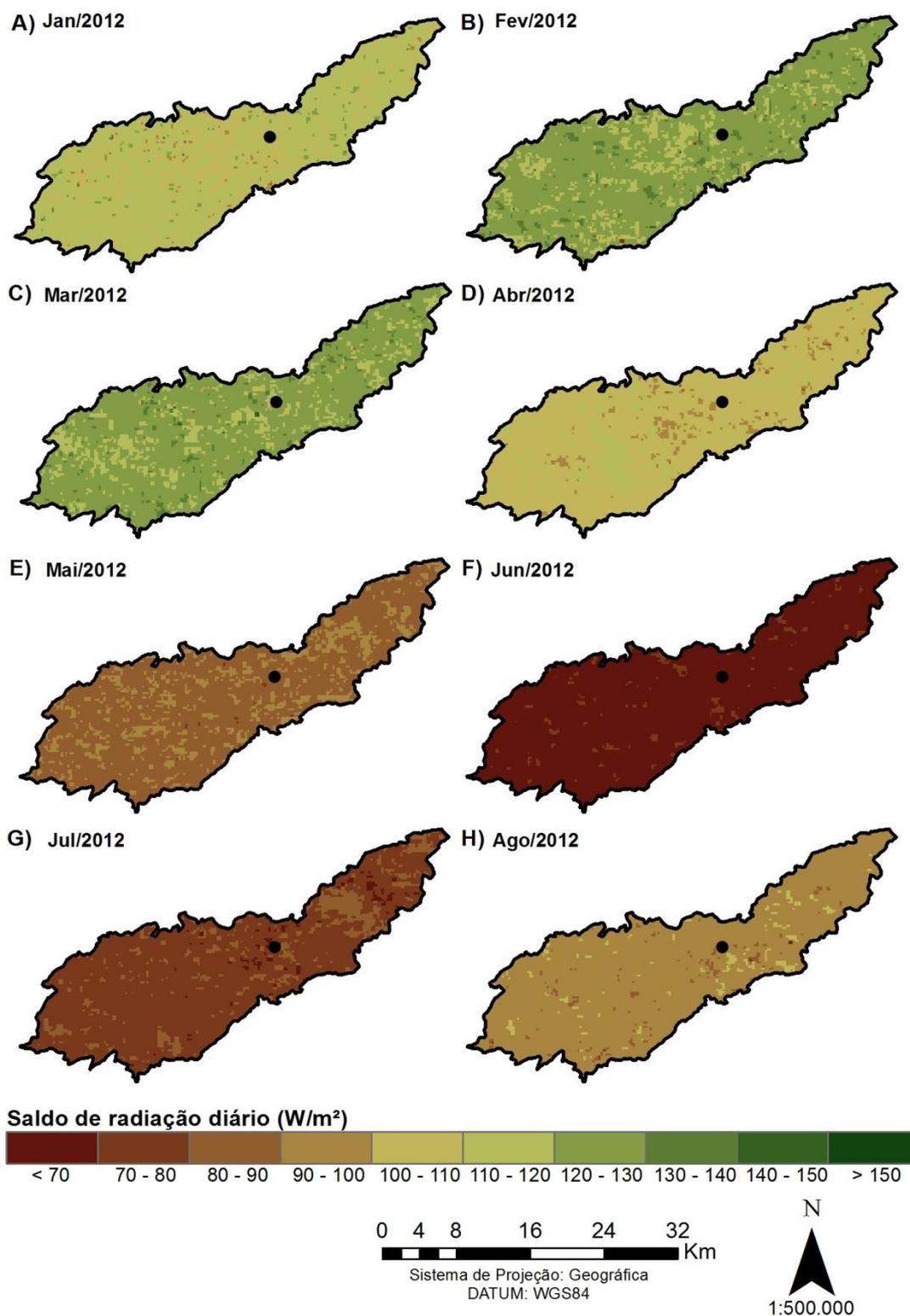


Figura 30 - Média mensal do saldo de radiação diário para os meses de setembro a dezembro de 2011.

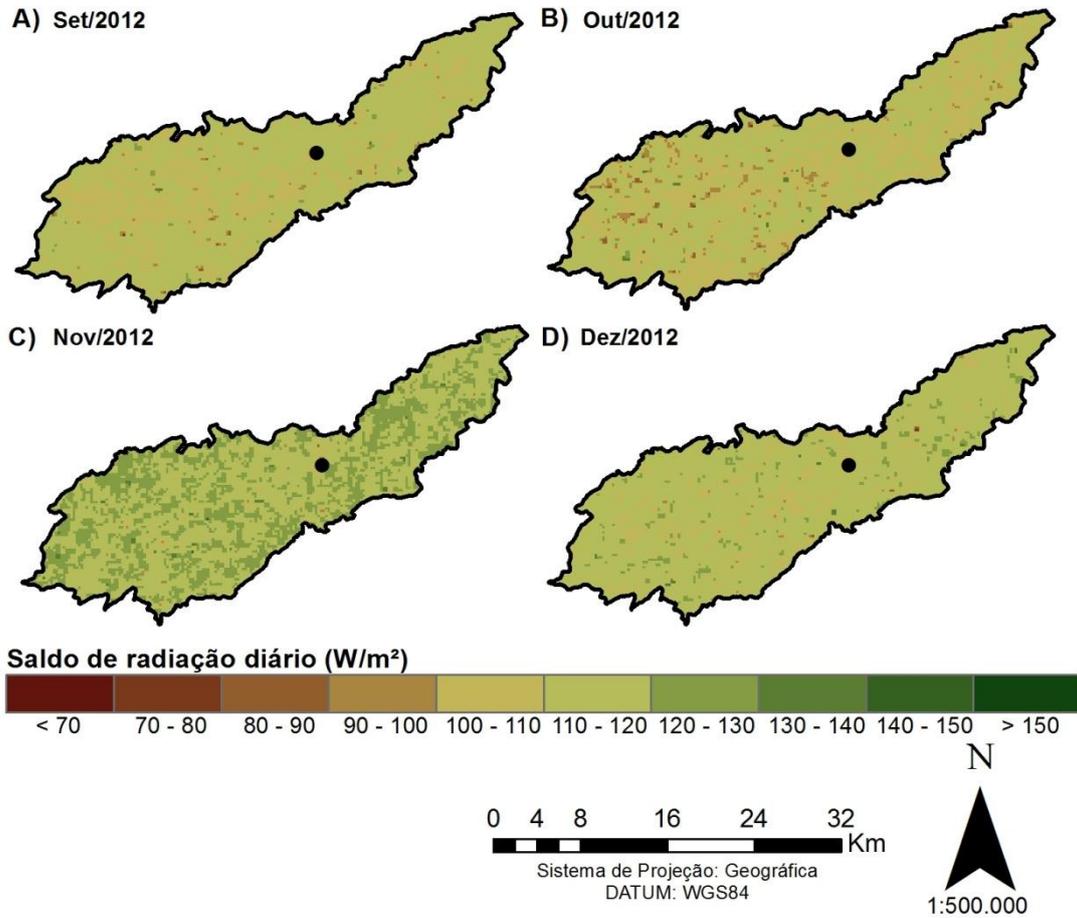
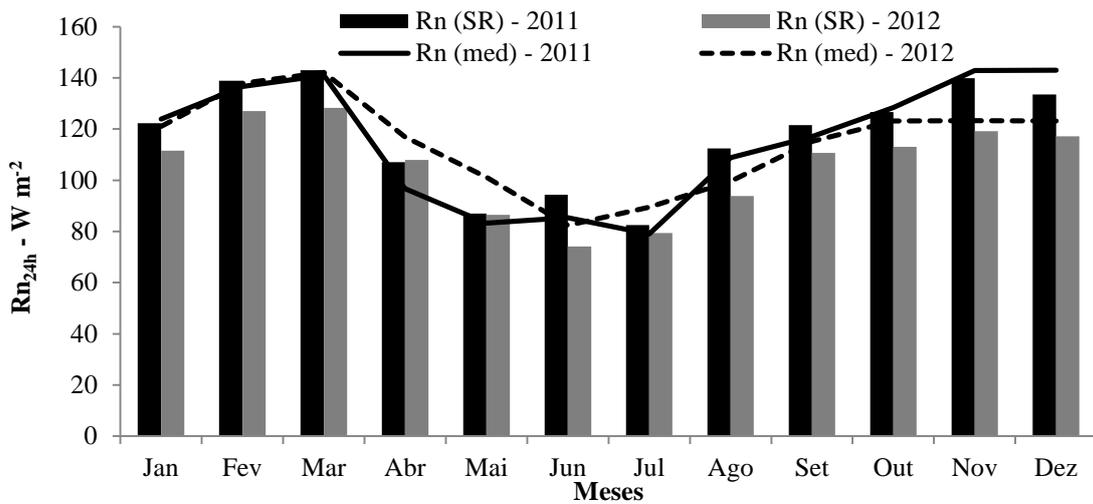


Figura 31 - Comparação entre a média mensal do saldo de radiação diário estimado por sensoriamento remoto e medido na estação meteorológica para os anos de 2011 e 2012.

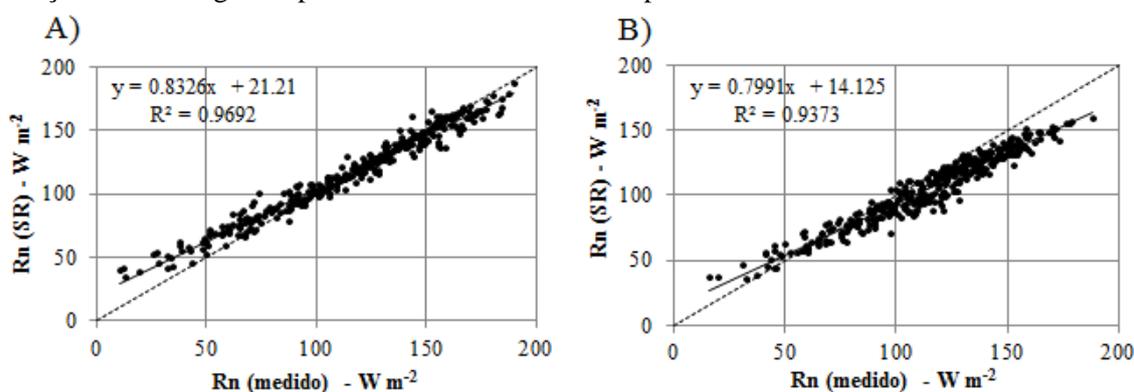


### 5.5.1. Validação do saldo de radiação diário

Foram processadas cartas do saldo de radiação diário para todos os dias dos anos de 2011 e 2012, gerando um total de 731 mapas e todos foram comparados com dados medidos em superfície.

Procurou-se mostrar na Figura 32 as correlações entre  $Rn_{24h}$  estimado por SR com relação ao saldo medido pelo sensor NR-LITE da estação instalada na área de estudo.

Figura 32 - Comparação entre saldo de radiação diário por sensoriamento remoto  $Rn$  (SR) e saldo de radiação medido na estação meteorológica experimental –  $Rn$  (medido) na área da estação meteorológica experimental da bacia do rio Tapacurá – PE.



Observou-se que para os dois anos o coeficiente de determinação foram excelentes, 0,97 para o ano de 2011 e 0,94 para o ano de 2012. Para o ano de 2011 o EAM, ERM e o REQM foram, respectivamente,  $6,12 W m^{-2}$ , 9,70% e  $8,79 W m^{-2}$ . Já para o ano de 2012 o EAM, ERM e o REQM foram, respectivamente,  $10,59 W m^{-2}$ , 9,70% e  $12,82 W m^{-2}$ .

Este estudo se mostrou com resultados mais satisfatórios quando comparado ao realizado por Oliveira et al. (2016), que para duas bacias localizadas no estado do Pará estimaram o saldo de radiação diário. Os autores obtiveram  $R^2 = 0,57$ ;  $R^2 = 0,31$  e  $R^2 = 0,06$  quando compararam resultados obtidos através do sensor MODIS com três torres situadas na superfície e os valores do REQM foram  $18,7$ ,  $19,7$  e  $24,8 W m^{-2}$ .

Resultados semelhantes ao presente trabalho foram obtidos por Silva et al. (2015) que avaliaram o saldo de radiação diário para área de cerrado e cana-de-açúcar ocasião em que obtiveram o EAM, ERM e o REQM de  $8,3 W m^{-2}$ , 8,4% e  $10,4 W m^{-2}$  para a área de cana-de-açúcar, respectivamente. E, para área do Cerrado esses erros apresentaram valores iguais a  $6,5 W m^{-2}$ , 6,3% e  $8,5 W m^{-2}$ , respectivamente.

## **5.6. Evapotranspiração**

### **5.6.1. Evapotranspiração real mensal**

A dinâmica temporal da variabilidade espacial da evapotranspiração real mensal está representada para todos os meses do ano de 2011 nas Figuras 33 e 34 e para o ano de 2012 nas Figuras 35 e 36. Através destes mapas que representam a evapotranspiração total mensal para os diferentes meses do ano, pode-se observar que os valores apresentados estão condizentes com as cartas dos índices de vegetação e do saldo de radiação, identificando maiores valores da ETr para os meses que apresentaram maiores valores de índice de vegetação e maior média do saldo de radiação mensal. Ruhoff (2011) descreve que o IAF e a radiação solar são as variáveis preditoras da ETr determinada pelo princípios do presente modelo, tendo em vista que a  $C_s$  e  $C_c$  são estimados a partir do IAF, que tendo radiação disponível, a transpiração das plantas ocorre obedecendo a amplitude sazonal do IAF.

As classes da ETr para os anos estudados variaram entre 50 a 130 mm mês<sup>-1</sup>. Os valores menores que 50 mm mês<sup>-1</sup> representa áreas urbanas, podendo ser observados em todos os meses das imagens. Os valores maiores que 130 mm mês<sup>-1</sup> representa fragmentos de Mata Atlântica na maioria dos casos, exceto para o mês de março dos anos estudados que representam também áreas agrícolas, isso deve ao fato do referido mês apresentar a maior média do saldo de radiação associada a uma razoável cobertura vegetal. Os valores sem dados (no data) são referentes à água, tendo em vista que não foi possível obter valores reais para água. E em alguns pontos nas imagens pode-se observar valores sem dados, que muito provavelmente se deve à presença de nuvens.

O mês que apresentou menor ETr foi o mês de dezembro para os dois anos de estudo, apresentando valores menores para o ano de 2012. Para todos os meses do ano de 2011 os valores das cartas da ETr se apresentaram maiores se comparado com o ano seguinte, a que se deve uma maior precipitação associada a uma maior energia disponível no qual vem atrelado um maior vigor na vegetação.

Figura 33 - Evapotranspiração mensal ( $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ ) para os meses de janeiro a agosto de 2011.

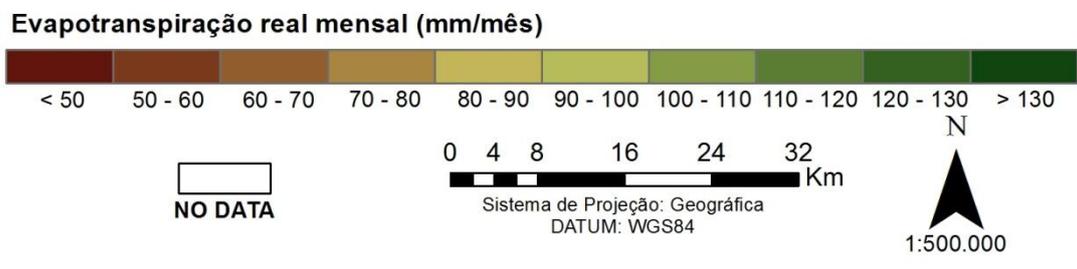
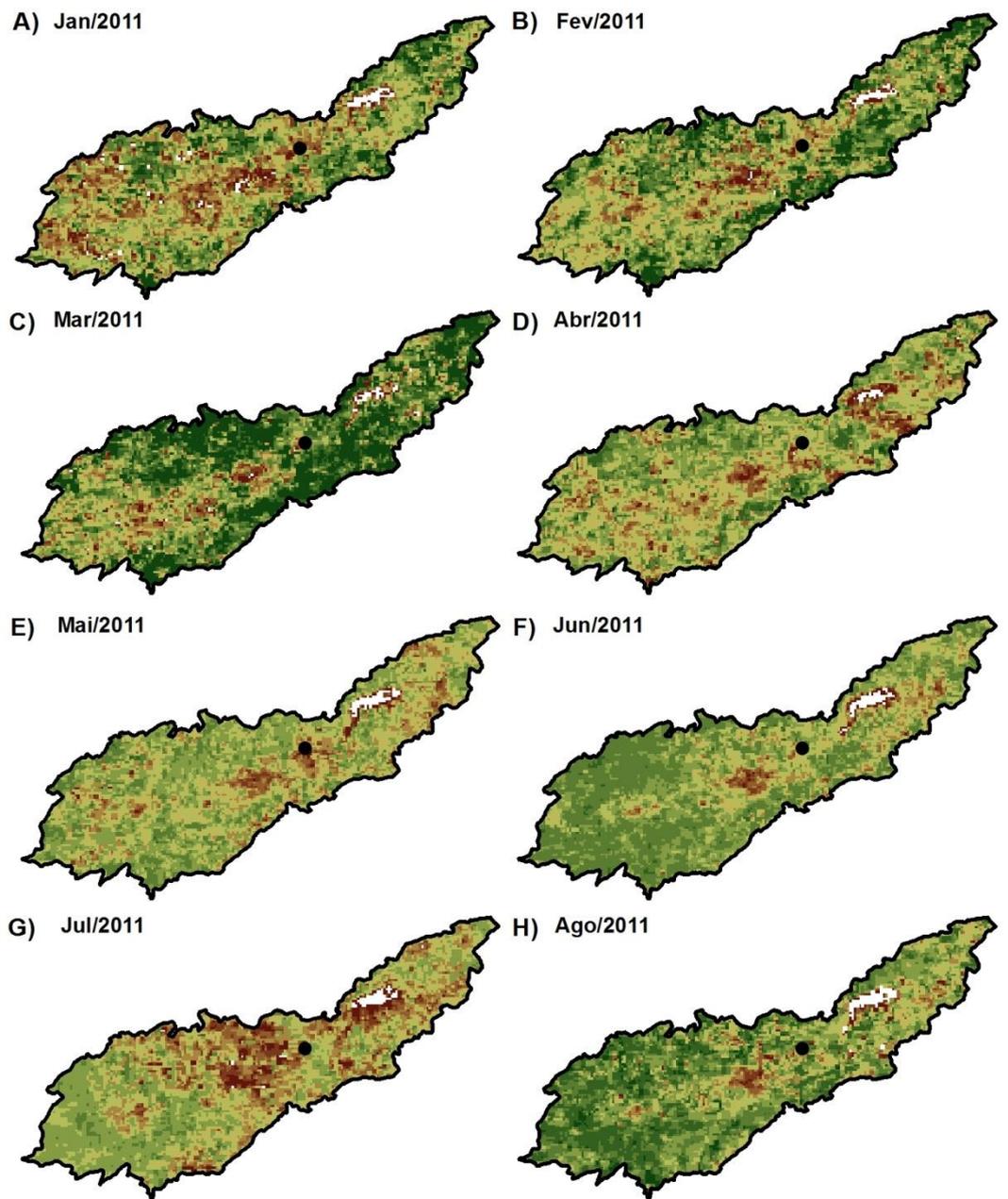
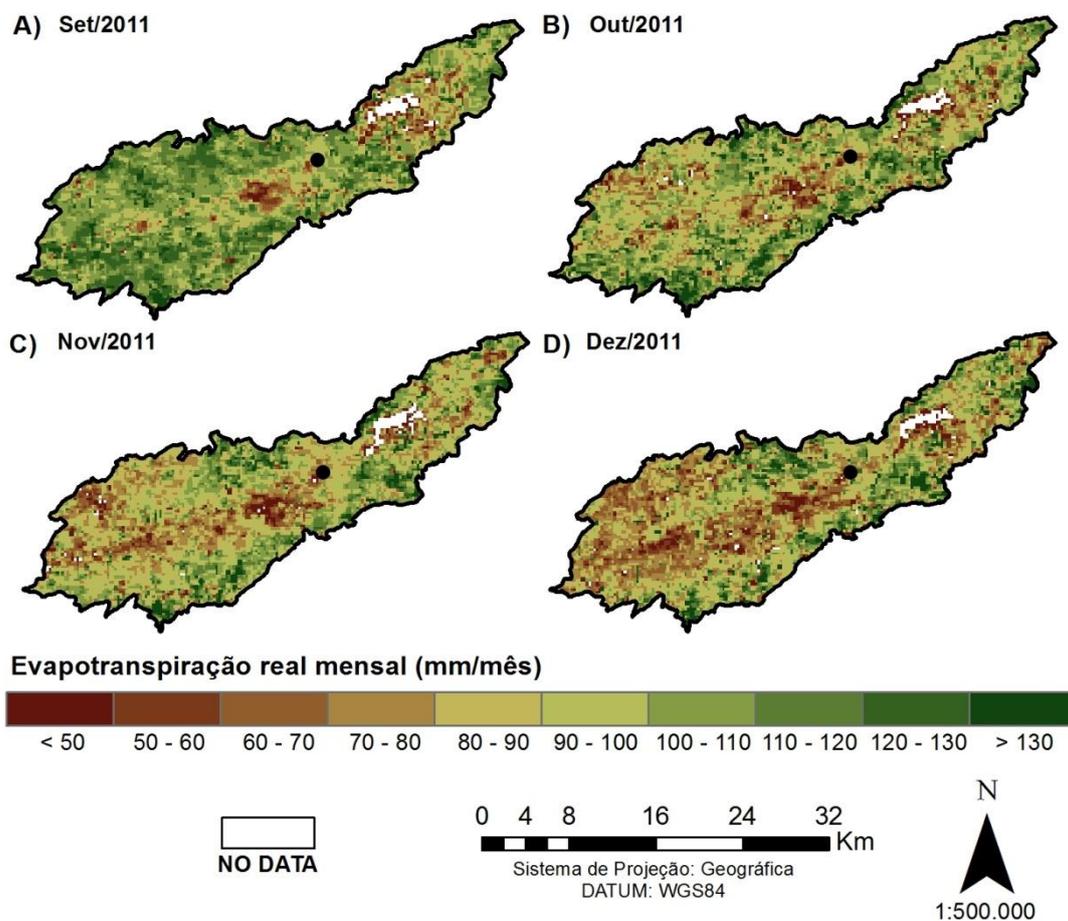


Figura 34 - Evapotranspiração mensal ( $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ ) para os meses de setembro a dezembro de 2011.



Os valores da evapotranspiração mensal no local da estação meteorológica experimental podem ser visualizados na Tabela 9. Pode-se observar que para a maioria dos meses, o ano de 2011 apresentou valores maiores da ETr comparado ao ano de 2012, exceto no mês de fevereiro. O mês de fevereiro de 2012 foi o que apresentou o maior pico de precipitação (130 mm – Figura 12), o que justifica um alto valor da ETr para o ano mais seco.

Tabela 9 - Valores do ETr mensal para os anos de 2011 e 2012 no local da estação experimental automática.

Mês	ETr – 2011 ( $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ )	ETr – 2012 ( $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ )	Mês	ETr – 2011 ( $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ )	ETr – 2012 ( $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ )
<b>Janeiro</b>	81,3	79,9	<b>Julho</b>	93,4	75,2
<b>Fevereiro</b>	84,6	89,9	<b>Agosto</b>	113,7	97,0
<b>Março</b>	88,6	73,8	<b>Setembro</b>	96,9	89,3
<b>Abril</b>	94,6	91,8	<b>Outubro</b>	89,3	72,5
<b>Mai</b>	75,3	63,6	<b>Novembro</b>	84,7	72,6
<b>Junho</b>	109,1	80,7	<b>Dezembro</b>	70,5	58,9

Figura 35 - Evapotranspiração mensal ( $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ ) para os meses de janeiro a agosto de 2012.

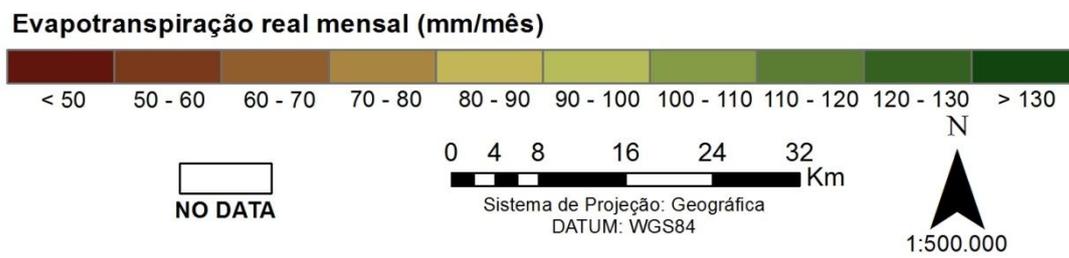
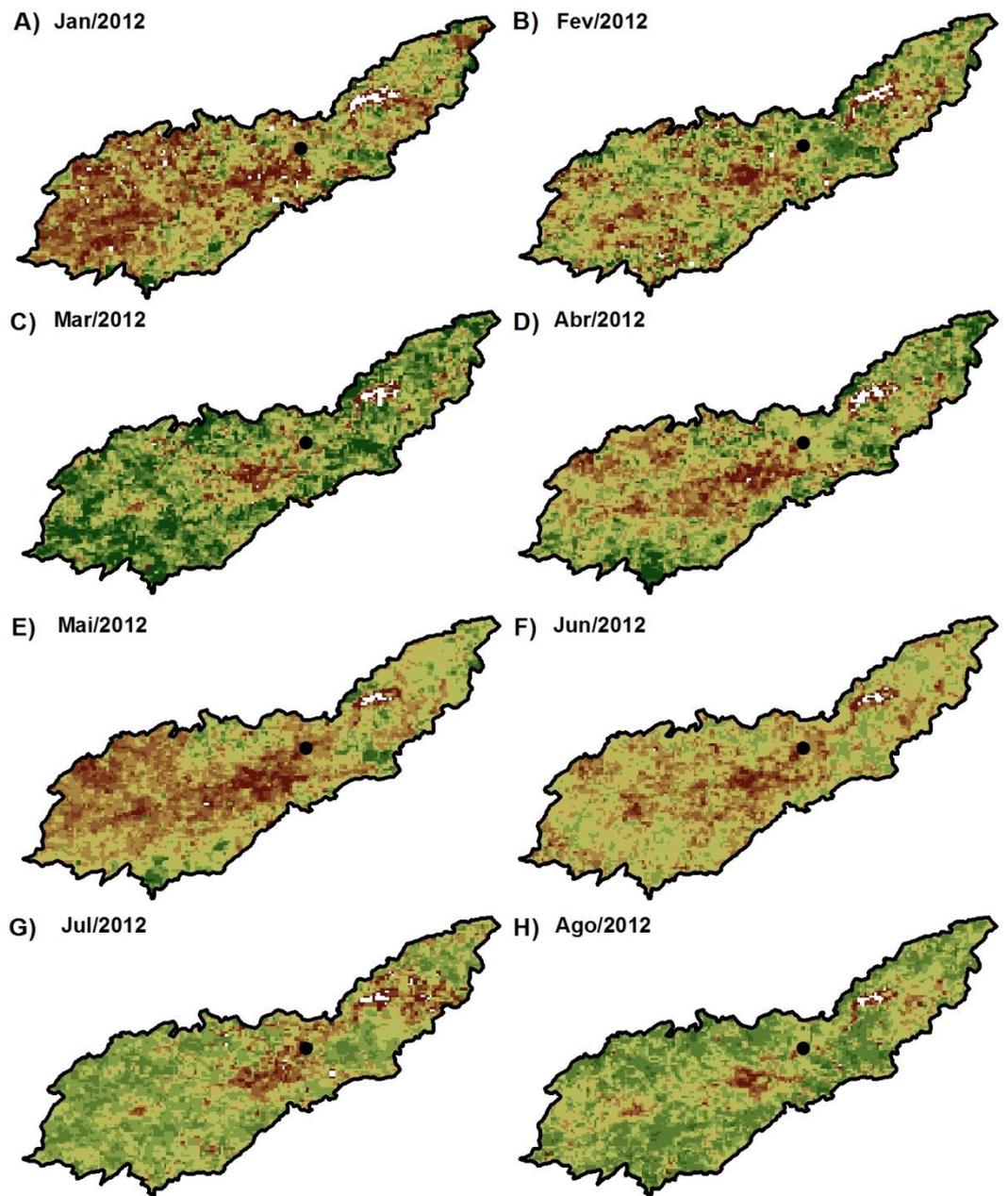
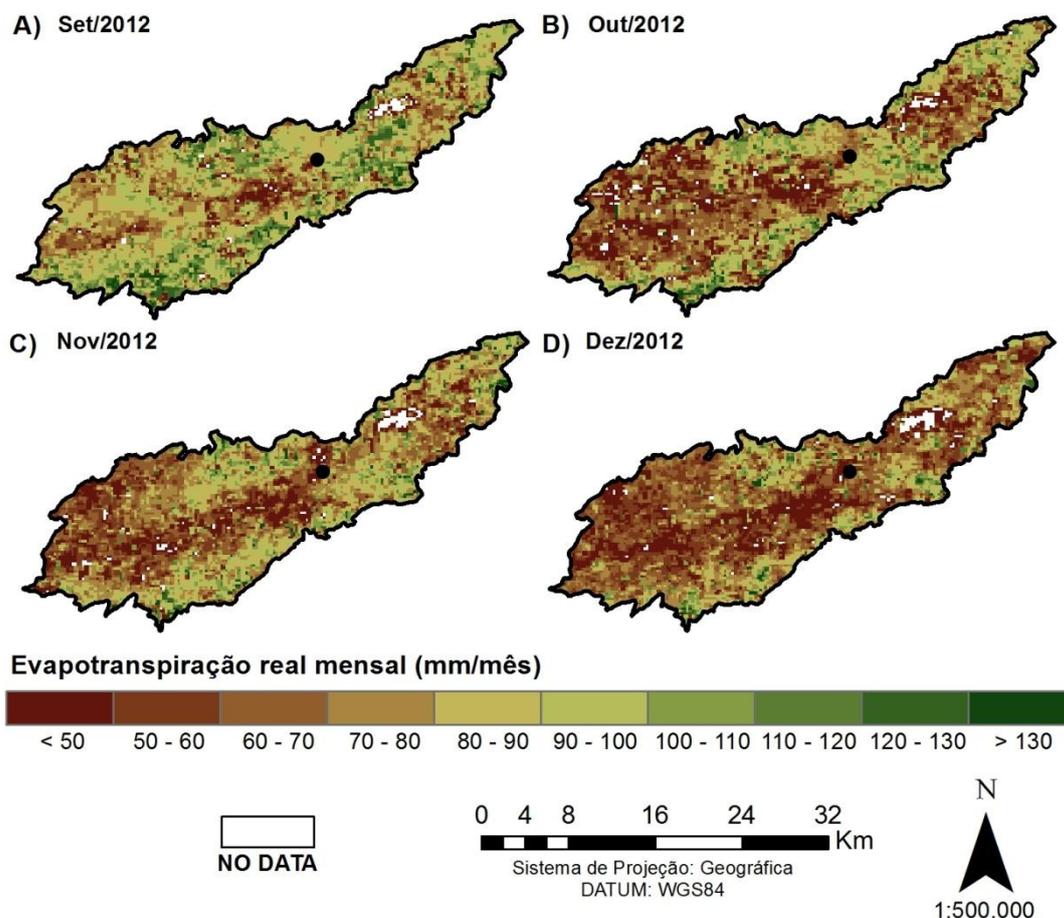


Figura 36 - Evapotranspiração mensal ( $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ ) para os meses de setembro a dezembro de 2011.



As Figuras 37, 38, 39 e 40 mostram as cartas da evapotranspiração real mensal obtidas através do produto MOD16A2 para os anos de 2011 e 2012.

O produto MOD16 apresenta para o ano de 2011 valores maiores que para o ano de 2012, assim como na proposta do presente trabalho. Os valores em branco (no data) são relacionados aos dados inconsistentes, são pixels que apresentaram valores maiores que 3000 mm. As cartas que apresentam maiores valores da ETr são referentes aos meses de maio a agosto de 2011 que se situam entre 90 a 130  $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ , em sua grande maioria. Os menores valores foram encontrados nos meses de Novembro e Dezembro de 2012, valores que se situam menores que 50  $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ , para a maioria dos pixels da imagem.

Por ser de resolução espacial grosserira (1 Km), o MOD16 não diferencia as áreas da bacia do Tapacurá, os valores para área urbana chegaram até 90 a 110  $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$  nos meses de maio a agosto de 2011. Esses valores não são condizentes com a ETr obtida pelo presente trabalho que para todos os anos estudados os valores foram menores que 50  $\text{mm m\textsuperscript{-1}}$ .

Figura 37 - Evapotranspiração real mensal do MOD16A2 para o ano de 2011.

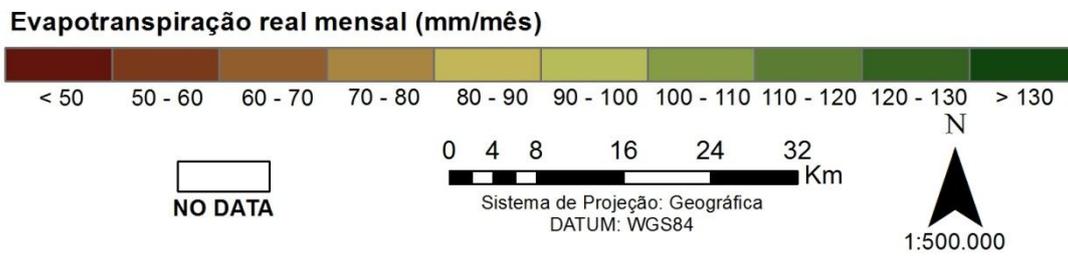
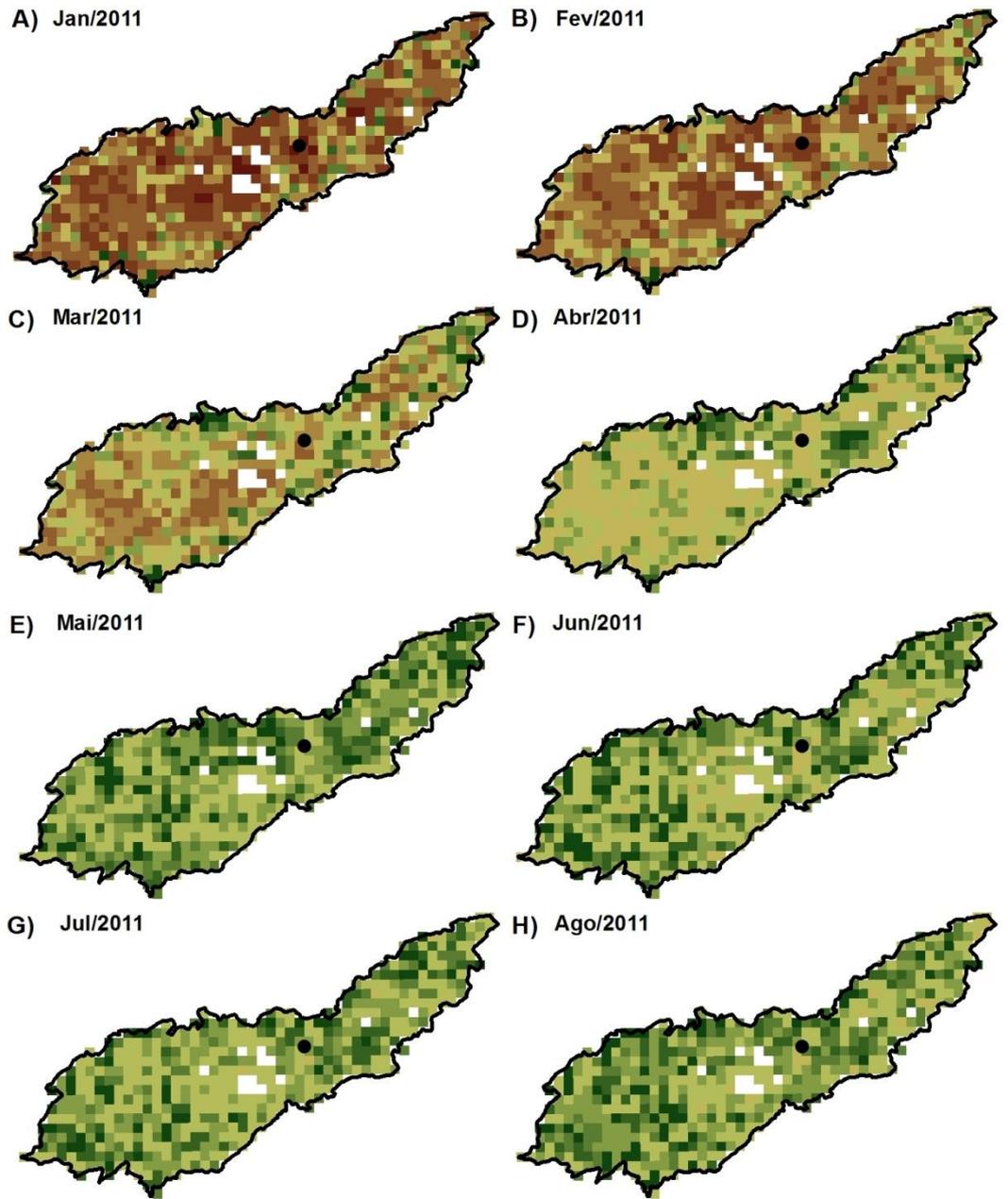
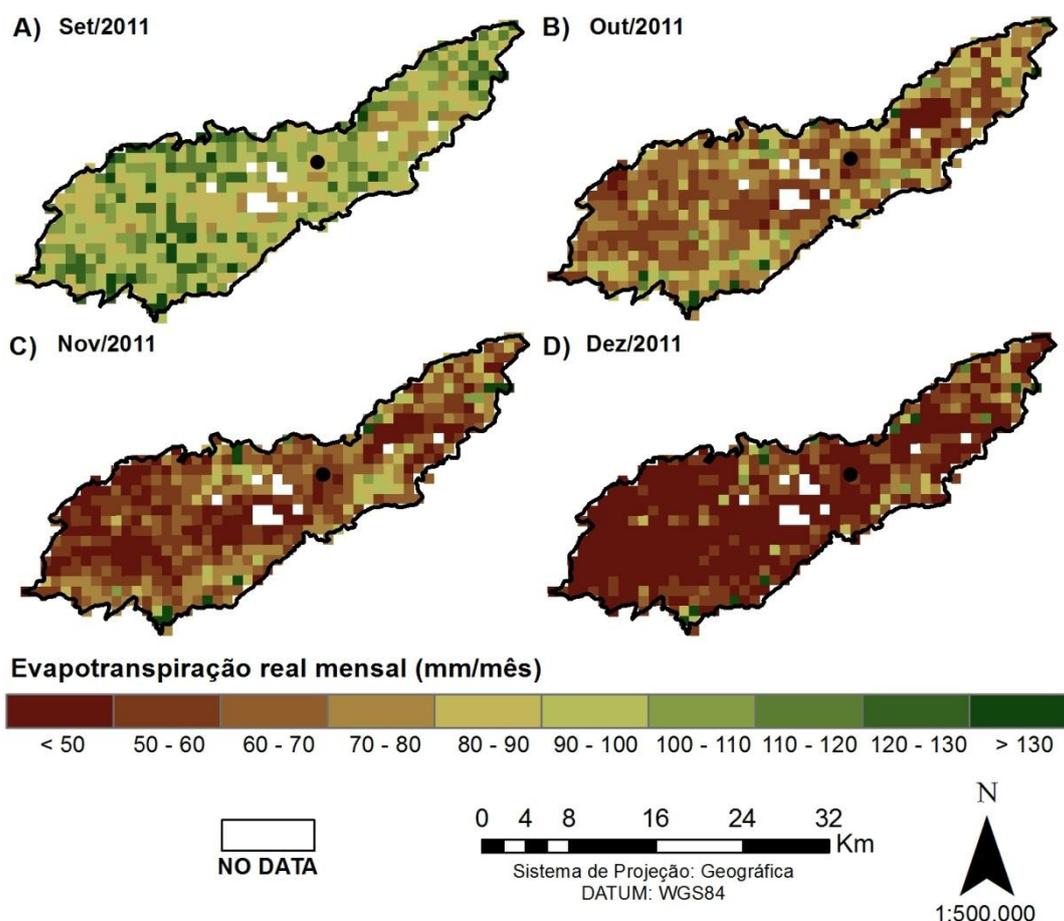


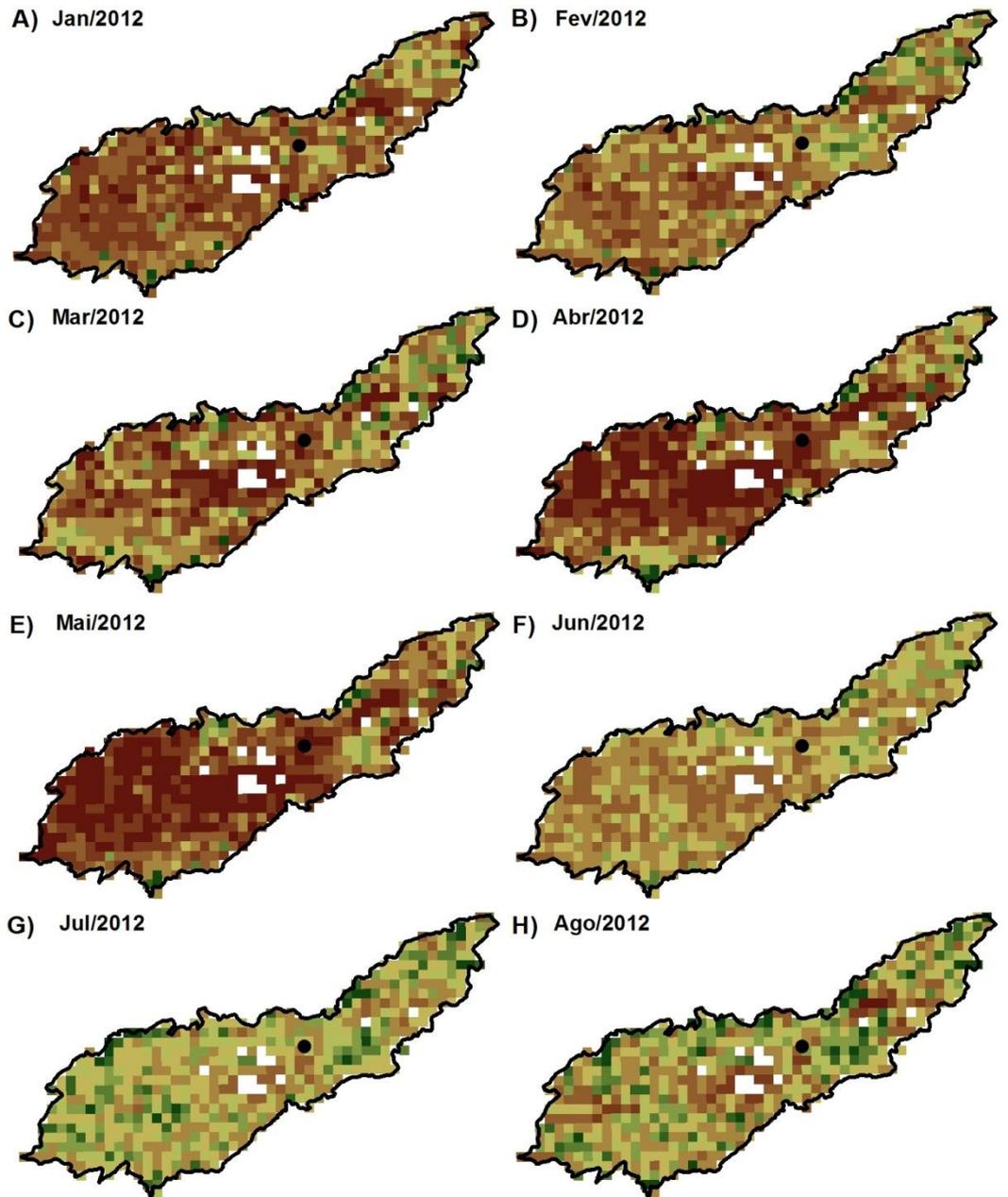
Figura 38 - Evapotranspiração real mensal do MOD16A2 para o ano de 2011.



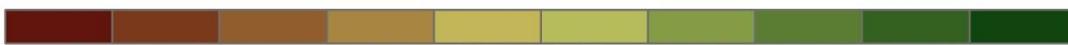
Comparando os modelos pode-se observar que os mesmos seguem padrões parecidos, se diferenciando apenas para o mês de março onde a diferença é mais evidenciada, estando este mês para o MOD16 com valores inferiores.

Comparando-se as cartas da evapotranspiração real obtidas pela proposta do presente trabalho (Figuras 33, 34, 35 e 36) com o produto MOD16 (Figuras 37, 38, 39 e 40) pode-se perceber nitidamente uma grande vantagem em relação à resolução espacial (de 1 Km para 250 m), trazendo uma maior riqueza de detalhes da superfície evapotranspirante. Outro ponto positivo que se pode destacar é em relação à disponibilidade da Etr diária que é proposto pela presente proposta, diferenciando do MOD16 que fornece totais de 8 dias, mensais ou anuais. E, ainda a dependência na disponibilidade dos produtos no site do NTSG (2017), pois atualmente os produtos disponíveis são do período de 2000 até 2014.

Figura 39 - Evapotranspiração real mensal do MOD16A2 para o ano de 2012.

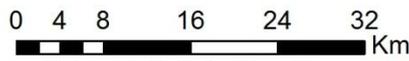


Evapotranspiração real mensal (mm/mês)



< 50 50 - 60 60 - 70 70 - 80 80 - 90 90 - 100 100 - 110 110 - 120 120 - 130 > 130

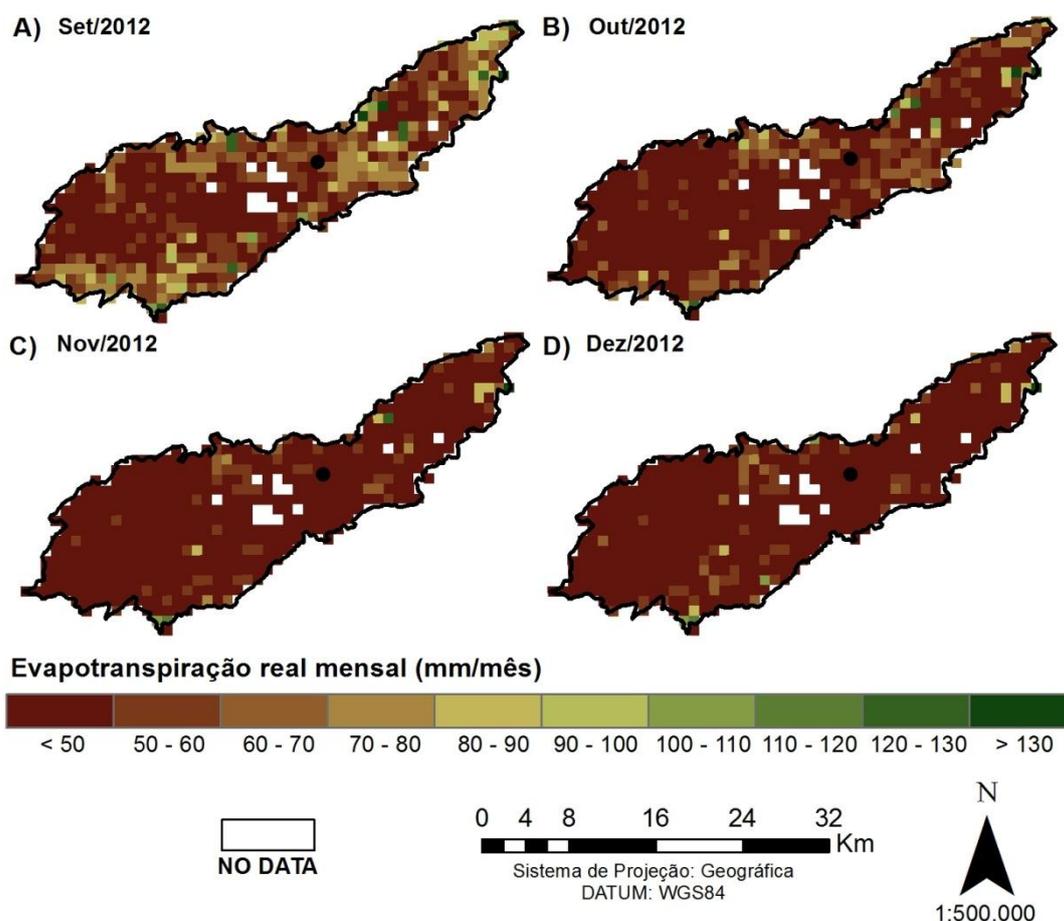
NO DATA



Sistema de Projeção: Geográfica  
DATUM: WGS84



Figura 40 - Evapotranspiração real mensal do MOD16A2 para o ano de 2012.



### 5.6.2. Validação da evapotranspiração diária

Os resultados obtidos através do sensoriamento remoto para a evapotranspiração real diária ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) foram validados através do método do balanço de energia pela Razão de Bowen, sendo comparados também com a evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ).

#### 5.6.2.1. Evapotranspiração de referência

A evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ), calculada pelo método de Penman Monteith através dos dados coletados na estação meteorológica experimental, está representada nas Figuras 41 e 42, onde é exposta a variação temporal para todos os dias de 2011 e 2012 até o mês de agosto, respectivamente. Pode-se observar que o comportamento da  $ET_0$  varia diretamente com os eventos chuvosos do local, com atenuação entre os meses de abril a agosto, a que se deve a redução da temperatura e ao aumento da nebulosidade entre os referidos meses, mesmo com uma maior disponibilidade hídrica na região.

Para o ano de 2011 os valores da  $ET_0$  variaram entre 1,3 e 5,7 mm dia<sup>-1</sup> (para os meses de julho e janeiro, respectivamente) tendo um valor médio de 3,7 mm dia<sup>-1</sup>. Já para o ano de 2012 (de janeiro a agosto) se mantiveram entre 1,3 e 4,9 mm dia<sup>-1</sup> (ambos para os meses de janeiro), tendo um valor médio de 3,7 mm dia<sup>-1</sup>. Considerando o período de janeiro a agosto de ambos os anos estudados tem-se uma  $ET_0$  total de 858,71 e 783,76 mm para os anos de 2011 e 2012, respectivamente. A  $ET_0$  apresentou maiores resultados para o ano de 2011, que mesmo com maior índice pluviométrico, registrou maiores temperaturas e radiação solar.

Os resultados da  $ET_0$  obtidos foram semelhantes ao encontrado por Oliveira (2012) que encontrou para o ano de 2010 valores entre 1,4 a 5,9 mm dia<sup>-1</sup> e para o ano de 2011 (de janeiro a agosto) 1,3 e 5,7 mm dia<sup>-1</sup> para a bacia do Tapacurá, na qual fez-se uso dos dados da mesma estação meteorológica do presente trabalho. Para o semiárido, Coelho (2016) através dos dados da estação meteorológica instalada na cidade de Arcoverde (Pernambuco) encontrou valores entre 1,63 e 8,34 mm dia<sup>-1</sup> para o ano de 2011 e para o ano de 2012 os valores situaram-se entre 2,05 e 8,08 mm dia<sup>-1</sup>.

Figura 41 - Variação temporal em 2011 da evapotranspiração de referência – ETo (mm dia<sup>-1</sup>) na bacia do rio Tapacurá – PE.

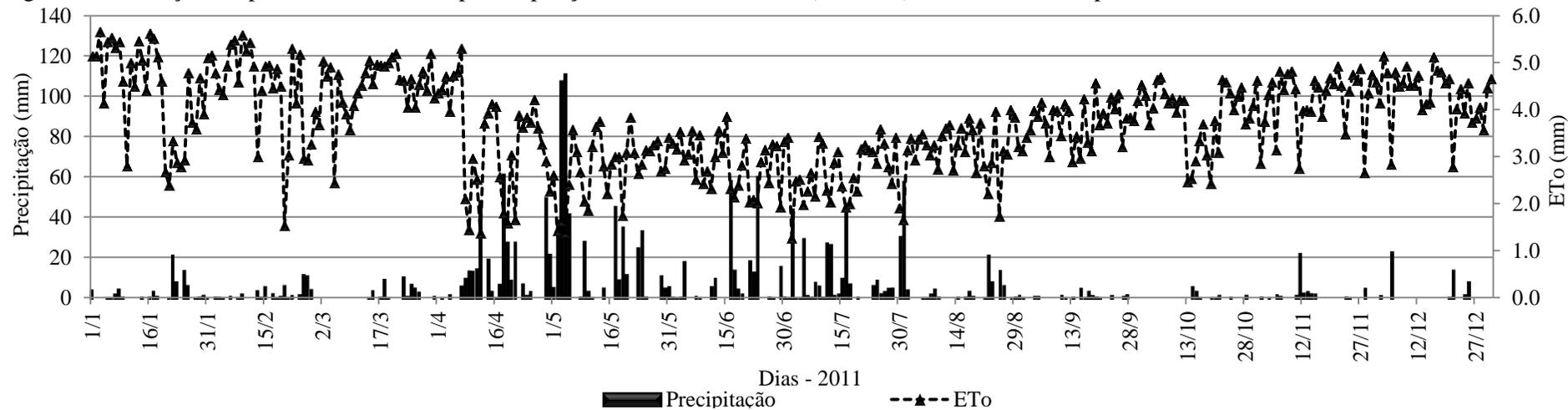
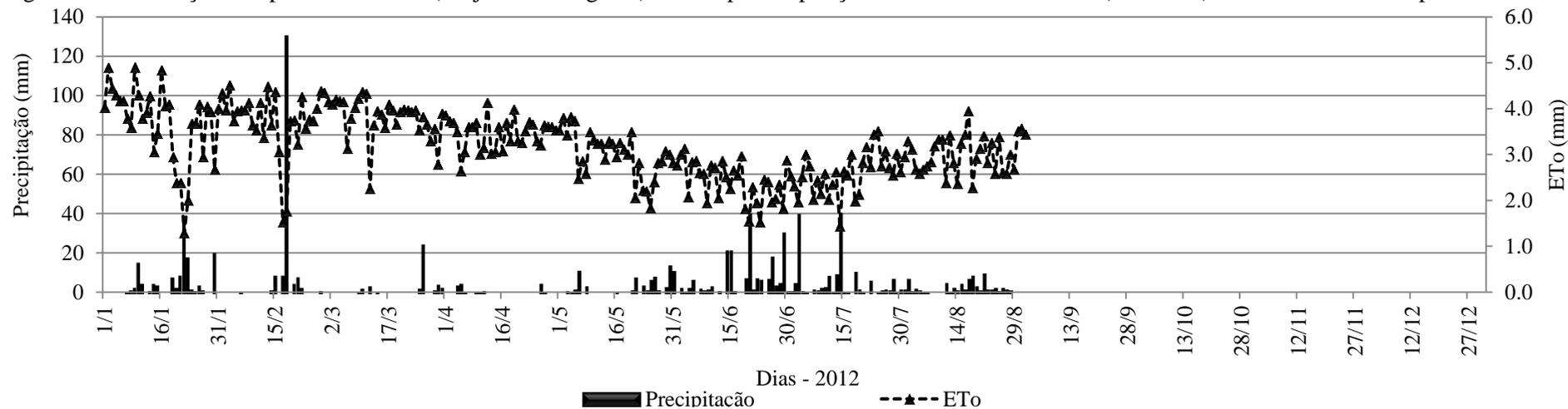


Figura 42 - Variação temporal em 2012 (de janeiro a agosto) da evapotranspiração de referência – ETo (mm dia<sup>-1</sup>) na bacia do rio Tapacurá – PE.



### 5.6.2.2. Evapotranspiração real diária

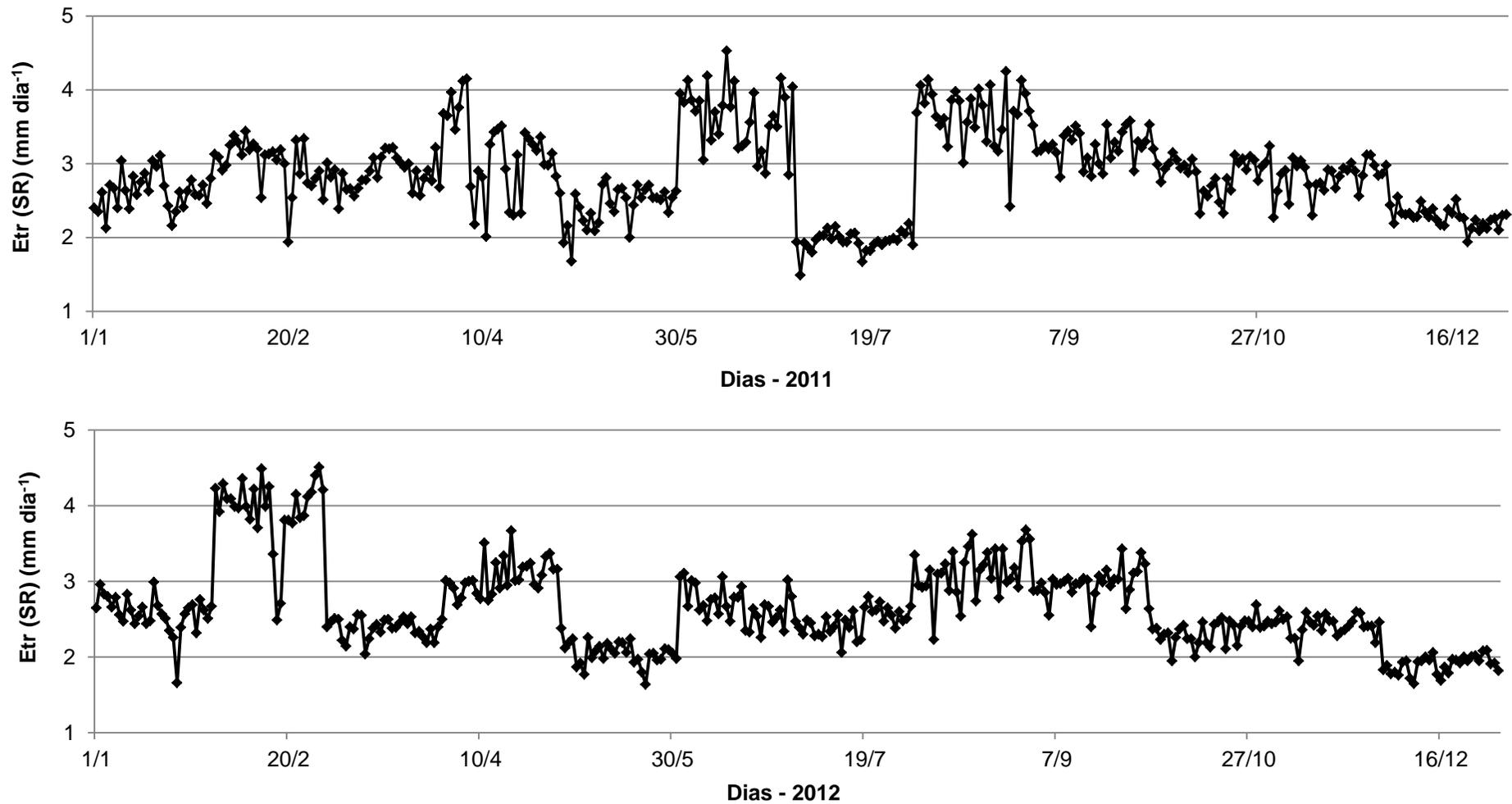
Os valores da evapotranspiração real diária, obtidos através do sensoriamento remoto diante do aprimoramento do modelo Mu et al. (2007), podem ser observados na Figura 43. Se verifica que o padrão da distribuição dos valores da ETr difere dos valores obtidos pela  $ET_0$ , essa diferença no padrão se deve ao fato do presente modelo ser muito sensível aos índices de vegetação, que por sua vez aumenta o seu vigor após as precipitações. E, ainda, Westerhoff (2015) avaliando as incertezas na determinação da  $ET_0$  para toda a Nova Zelândia, afirma que a análise de incerteza mostra que: a  $ET_0$  é mais sensível à temperatura, seguida pela radiação solar, umidade relativa e razão de nebulosidade.

A evapotranspiração real pôde ser obtida através do sensoriamento remoto para todos os dias dos anos estudados, mesmo com intensa presença de nuvens na região. Isso deve ao fato da realização das composições mensais dos índices de vegetação e albedo que são parâmetros de entrada do modelo, sendo estes parâmetros considerados constantes para cada mês em questão.

Para os valores obtidos no ano de 2011 pode-se destacar o mês de julho que teve uma brusca diminuição nos valores da ETr, isso ocorreu devido a diminuição nos valores dos índices de vegetação, bem como para o mês de maio de 2012.

Os valores da ETr variaram de 1,5 a 4,5 mm dia<sup>-1</sup> para o ano de 2011 e para o ano de 2012 variou entre 1,6 e 4,5 mm dia<sup>-1</sup>. Estes valores foram semelhantes aos obtidos por Oliveira et al. (2014) que, através do SEBAL, determinaram para o mesmo local a evapotranspiração real tendo valores entre 2,8 a 4,2 mm dia<sup>-1</sup> para os anos de 2010 e 2011. Silva et al. (2015) determinaram a ETr através do sensor TM aplicando o SEBAL para a cidade de Mogy Guaçu no estado de São Paulo avaliando a área de Cerrado com valores de ETr aproximados entre 2 a 7 mm dia<sup>-1</sup>, para cana-de-açúcar entre 1 a 6 mm dia<sup>-1</sup> e para o eucalipto entre 2 a 6,5 mm dia<sup>-1</sup>.

Figura 43 – Valores da evapotranspiração real obtidos através do sensoriamento remoto para os anos de 2011 e 2012.



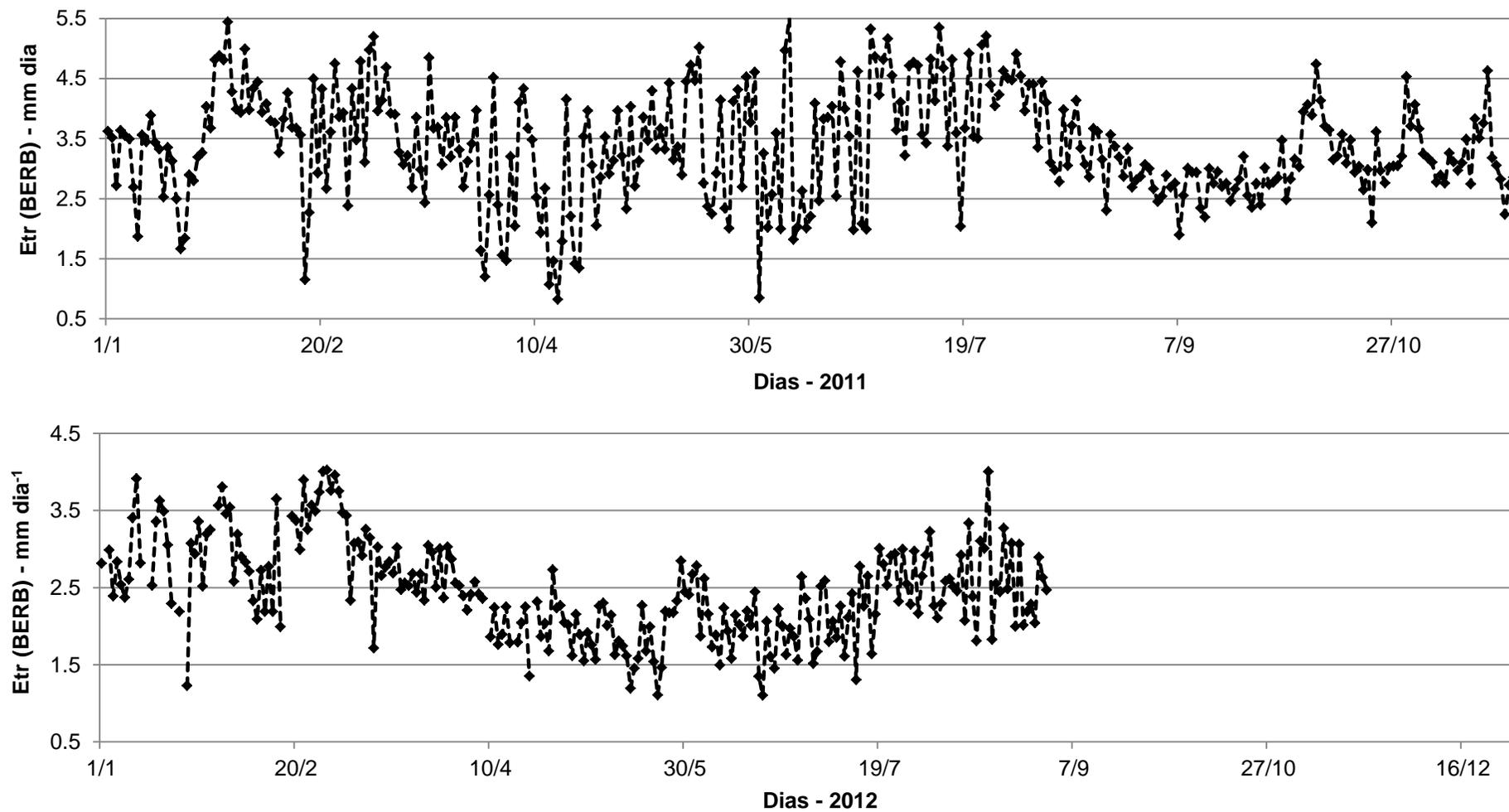
Santos et al. (2010) determinaram para o município de Paraíso do Sul (RS) a ETr através do sensor ASTER aplicando a metodologia do SEBAL onde obtiveram valores para áreas com vegetação nativa valores entre 3,97 e 5,80 mm dia<sup>-1</sup>. Machado et al. (2014) para o Litoral Sul de Pernambuco encontraram através do SEBAL com o sensor TM valores para ETr entre 4,13 e 5,13 mm dia<sup>-1</sup>.

Na Figura 44 estão os valores da ETr obtidos através do BERB através do dados coletados na estação meteorológica experimental para o ano de 2011 a agosto de 2012, que devido a falha no registro do sensor do fluxo de calor no solo não pôde ser concluído o ano inteiro. Os valores obtidos através do BERB variaram entre 0,8 a 5,5 mm dia<sup>-1</sup> para o ano de 2011 e de janeiro a agosto de 2012 os valores se situaram entre 0,8 a 4,0 mm dia<sup>-1</sup>. Estes valores estão de acordo com os valores obtidos através do sensoriamento remoto.

Para a determinação do LE e H pelo BERB foram eliminados e substituídos pela média entre os valores antecedente e subsequente, os valores da razão de Bowen -  $\beta$  menores que -0,75 (ORTEGA-FARIAS et al., 1996) e os que apresentavam gradientes de temperatura e pressão de vapor menores que a resolução dos sensores. Este procedimento foi também adotado por, Oliveira et al. (2009), Lima et al. (2011) e Oliveira (2012). Mas mesmo com esta substituição alguns valores permaneceram inconsistentes.

Verificou-se que para os 365 dias do ano de 2011 foram eliminados 36 valores e para os 244 dias do ano de 2012 foram eliminados 7 valores. Mesmo tendo número de dias inferiores o ano de 2012 apresentou menores valores incompatíveis, isso é devido ao ano de 2012 ter sido menos chuvoso que de acordo com Perez et al. (1999) verificaram dois pontos vulneráveis: que os dados inconsistentes (valores absolutos superiores a 0,7) ocorreram, principalmente, no nascer e pôr-do-sol e à noite devido à inversão térmica e os baixos gradientes de pressão de vapor (menores que 0,03 kPa m<sup>-1</sup>) originários de advecção reduzida, chuvas ou após irrigação.

Figura 44 - Valores da evapotranspiração real obtidos através do balanço de energia pela razão de Bowen (BERB) para os anos de 2011 e 2012.

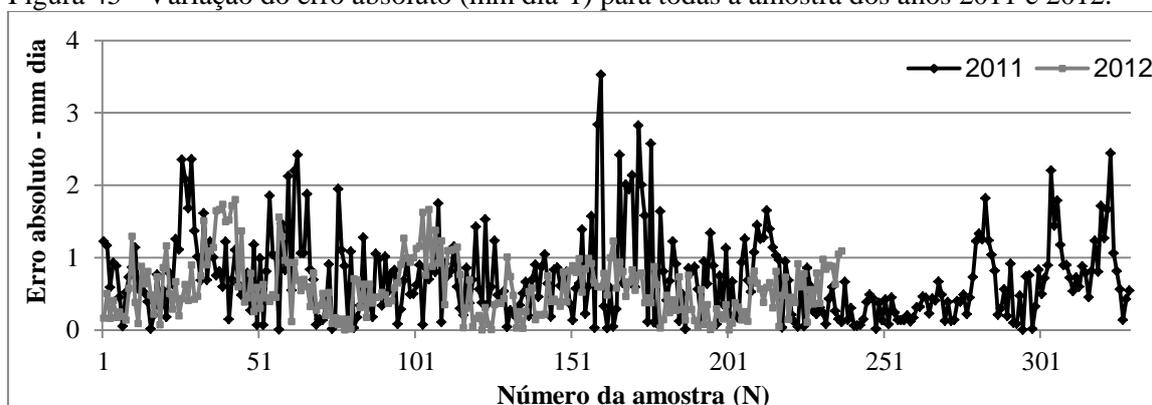


Para a avaliação da evapotranspiração através do BERB, Silva et al. (2016) determinaram para uma área cultivada com grama batatais (*Paspalum notatum Flügge*) em Piracicaba, SP num período de 11 a 25/06/2000, fizeram-se uso de dois sistemas de aquisição dentro da área experimental onde obtiveram valores entre 2,67 a 4,33 mm dia<sup>-1</sup>. Lima et al. (2011), aplicando também metodologia do BERB em áreas com feijão caupi sob condições de sequeiro, encontraram valores de 2,2 a 5,8 mm dia<sup>-1</sup> tendo como valor médio registrado na área de estudo de 3,8 mm dia<sup>-1</sup>. Já Bezerra et al. (2015) determinaram para área com cultivo de algodão sob condições de irrigação em Apodi, RN os fluxos de energia e a ETr pela BERB para os anos de 2008 e 2009, onde encontram valores para a ETr entre 4,0 a 9,6 mm dia<sup>-1</sup>, aproximadamente.

Para a validação dos dados obtidos através do sensoriamento remoto foram utilizados os valores obtidos através do BERB para o ano de 2011 e o período de janeiro a agosto de 2012, excluindo os valores inconsistentes mencionados anteriormente.

O coeficiente de correlação (r) para o período do ano de 2011 e 2012 foram 0,49 e 0,50, respectivamente. Considerando o ano de 2011, o tamanho da amostra (N) foi de 244 onde o EAM, ERM e o REQM foram, respectivamente, 0,73 mm dia<sup>-1</sup>, 17,1 % e 0,93 mm dia<sup>-1</sup>. O erro absoluto diário variou de 0,0 a 3,5 mm dia<sup>-1</sup> para os meses de novembro e julho, respectivamente. Em relação ao ano de 2012 (para os meses de janeiro a agosto), o tamanho da amostra (N) foi de 237 onde o EAM, ERM e o REQM foram, respectivamente, 0,58 mm dia<sup>-1</sup>, 26,8 % e 0,70 mm dia<sup>-1</sup>. O erro absoluto diário variou de 0,0 (para os meses de março, maio e julho) a 1,8 mm dia<sup>-1</sup> (para o mês de fevereiro). Os erros absolutos para todos os dias anos estudado estão presentes na Figura 46.

Figura 45 - Variação do erro absoluto (mm dia<sup>-1</sup>) para todas a amostra dos anos 2011 e 2012.



Observa-se através da Figura 46 que os erros absolutos se mantiveram, em sua grande maioria, menores que  $1,5 \text{ mm dia}^{-1}$  para o ano de 2011 e menores que  $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$  para o ano de 2012. Oliveira et al. (2014) para a mesma área de estudo encontrou erros absolutos para a ET obtidas por sensoriamento remoto através do SEBAL valores entre  $0,0$  a  $1,20 \text{ mm dia}^{-1}$  e erros relativos entre  $0$  e  $30\%$ .

Hu et al., (2015) validando o produto MOD16 com 15 torres de fluxos situadas em diferentes tipos de bioma que vão de terras cultivadas, pastagens, matas, savanas, às florestas da Europa para 2011, tiveram valores do REQM entre  $0,33$  a  $1,57 \text{ mm dia}^{-1}$  e o erro absoluto variou entre  $0,03$  a  $1,11 \text{ mm dia}^{-1}$ . Os autores também verificaram outro produto disponível que é o LSA-SAFMSG ETa, verificando o REQM entre  $0,27$  a  $1,25 \text{ mm dia}^{-1}$  e EA entre  $0,03$  a  $1,11 \text{ mm dia}^{-1}$ . Já Machado et al. (2014) encontraram erros absolutos para três dias diferentes na cana-de-açúcar entre  $0,06$  a  $0,50 \text{ mm dia}^{-1}$  e o erro relativo entre  $1,43$  e  $7,17\%$ , quando comparava a ET determinada pelo SEBAL com sensor TM com a  $ET_0$ .

Bhattacharai et al. (2016) avaliaram a ET para o sudeste dos Estados Unidos através de vários modelos de determinação da evapotranspiração real por sensoriamento remoto de forma a investigar qual seria o mais adequado para o local. Os modelos utilizados foram SEBAL; METRIC; S-SEBI; SEBS; SSEBop; em que a REQM foram, respectivamente,  $0,83$ ;  $0,95$ ;  $0,92$ ;  $0,74$ ;  $1,67 \text{ mm dia}^{-1}$ . O  $R^2$  (seguindo a mesma ordem) foram  $0,77$ ;  $0,81$ ;  $0,75$ ;  $0,82$ ;  $0,71$ . Os autores concluíram que para o local de estudo o modelo que melhor se ajustou foi o SEBS.

## 6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 6.1. Conclusões

As conclusões do presente trabalho são:

- A metodologia utilizada para extrair pixels livres de nuvens se mostrou bastante eficaz, se tornando uma grande alternativa para áreas que apresentam intensa nebulosidade como é o caso da bacia do Tapacurá;
- As composições mensais dos índices de vegetação (IAF e EVI2) e albedo representaram de forma eficaz a variação entre os meses e os anos, mostrando-se eficaz no monitoramento destes parâmetros periodicamente.
- A determinação do albedo utilizando a metodologia de Teixeira et al. (2013; 2014) que faz uso de apenas duas bandas espectrais teve um menor erro, proporcionando para a pesquisa uma melhor resolução espacial.
- Com a calibração do coeficiente do saldo de radiação diário proposto por De Bruim (1987) foram obtidos  $Rn_{24h}$  com menores erros relativos e absolutos.
- Com base na composição mensal do albedo e no coeficiente calibrado foi permitida a determinação do saldo de radiação diário para todos os dias da pesquisa, podendo-se obter valores aceitáveis dos erros calculados e excelentes valores do coeficiente de determinação.
- A evapotranspiração real diária calculada com base no aprimoramento da metodologia de Mu et al. (2007) com produtos MODIS apresentou menores valores registrados em áreas urbanas e maiores nas áreas vegetadas com maior índice de vegetação, como esperado.
- A validação da evapotranspiração real diária pela proposta do presente trabalho com o Balanço de Energia pela razão de Bowen apresentou boa concordância, conforme evidenciado pelos erros empregados (raiz do Erro Quadrático Médio – REQM, Erro Absoluto Médio – EAM e Erro Relativo Médio – ERM), demonstrando a eficiência da metodologia em estudos da distribuição espacial e temporal da evapotranspiração real diária, com uma resolução espacial de melhor qualidade (250 m).

### 6.2. Recomendações

Apesar dos resultados interessantes alcançados neste trabalho, algumas lacunas ainda permanecem abertas nessa área do conhecimento, com possibilidades de

refinamento nas aplicações do modelo para a estimativa da evapotranspiração real diária em bacias representativas. Nesse sentido, os esforços direcionados às aplicações futuras devem levar em consideração as seguintes recomendações:

- Verificação das composições mensais em relação à presença e ao sombreamento das nuvens;
- Análise das interferências no saldo de radiação e na evapotranspiração real provocadas pelas composições mensais como padrões fixos de entrada no modelo proposto.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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**, v. 133, n. 4, p. 380-394, 2007a.

ALLEN, R. G.; TAUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W.; ROBISON, C. W. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Applications. **Journal of irrigation and drainage engineering**, v. 133, n. 4, p. 395-406, 2007b

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and Drainage paper 56. Rome, 297p., 1998.

ALLEN, R.G.; WATERS, R.; TREZZA, R.; TASUMI, M.; BASTIAANSEN, W. Sebal -surface energy balance algorithms for land: Idaho implementation: advance training and users manual. Moscow: Idaho Department of Water Resources, 98p., 2002.

AMATYA, P. M.; MA, Y.; HAN, C.; WANG, B.; DEVKOTA, L. P. Estimation of net radiation flux distribution on the southern slopes of the central Himalayas using MODIS data. **Atmospheric Research**, v. 154, p. 146-154, 2015.

ARAÚJO, A. L. Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais. Tese de Doutorado em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, Campina Grande – PB, 101p., 2014.

ARAÚJO, W. F.; COSTA, S. A. A.; SANTOS, A. E. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>) para. **Revista Caatinga**, v. 20, n. 4, p. 84-88, 2007.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. The surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part 1, formulation, *Journal of Hydrology*, n. 212-213, p.198-298, 1998.

BEZERRA, B. G.; BEZERRA, J. R. C.; SILVA, B. B. D.; SANTOS, C. A. C. D. Surface energy exchange and evapotranspiration from cotton crop under full irrigation conditions in the Rio Grande do Norte State, Brazilian Semi-Arid. **Bragantia**, v. 74, n. 1, p. 120-128, 2015.

BHATTARAI, N.; SHAW, S. B.; QUACKENBUSH, L. J.; IM, J.; NIRLA, R. Evaluating five remote sensing based single-source surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in a humid subtropical climate. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 49, p. 75-86, 2016.

BHATTARAI, N.; SHAW, S. B.; QUACKENBUSH, L. J.; IM, J.; NIRLA, R. Evaluating five remote sensing based single-source surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in a humid subtropical climate. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 49, p. 75-86, 2016.

BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n.7, p. 1522-1534, 2010.

BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. **Remote Sensing of Environment**, v.97, n.1, p.52–67, 2005.

BIUDES, M. S.; CAMPELO JÚNIOR, J. H.; NOGUEIRA, J. DE S.; SANCHES, L. Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do pantanal pelo método da razão de Bowen. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.2, p.135-143, 2009.

BRAGA, A. C. Evapotranspiração e Produtividade Primária Bruta em áreas agrícolas utilizando técnicas de sensoriamento remoto. Tese de Doutorado em Meteorologia pela Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, Campina Grande – PB, 121p., 2014.

CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M. B. P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. **Bragantia**, v. 59, n. 2, p. 125-137, 2000.

CHAGAS, R. M.; FACCIOLI, G. G.; AGUIAR NETTO, A. O.; SOUSA, I. F.; VASCO, A. N.; SILVA, M. G. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>) no município de Rio Real-BA. **Irriga**, v. 18, n. 2, p. 351-363, 2013.

CLEUGH, H. A.; LEUNING, R.; MU, Q.; RUNNING, S. W. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v. 106, p. 285–304, 2007.

COELHO, V. H. R. Estimativa da recarga subterrânea em bacia hidrográfica do semiárido pernambucano a partir de técnicas de sensoriamento remoto e sistemas de informações geográficas. Tese de Doutorado em Engenharia Civil pela Universidade Federal de Pernambuco, Recife – PE, 223p., 2016.

COMPESA – Companhia Pernambucana de Saneamento. Disponível em: <http://servicos.compesa.com.br/wp-content/uploads/2016/01/tapacura.pdf>. Acesso em: 19/10/2016.

DANELICHEN, V. H. de M.; BIUDES, M. S.; MACHADO, N. G.; VELASQUE, M. C. S.; SILVA, B. B.; NOGUEIRA, J. de S. Uso do sensoriamento remoto na estimativa do índice de área foliar em floresta tropical. **Ciência e Natura**, v. 38, n. 3, p.1352-1360, 2016.

DANELICHEN, V. H. M.; BIUDES, M. S.; MACHADO, N. G.; VELASQUE, M. C. S.; SILVA, B. B.; NOGUEIRA, J. S. Uso do sensoriamento remoto na estimativa do índice de área foliar em floresta tropical. **Ciência e Natura**, v. 38, n.3, p. 1352-1360, 2016.

DAN-SCIENTIA. Disponível em: <http://dan-scientia.blogspot.com.br/2010/03/relacao-da-frequencia-com-o-comprimento.html>. Acesso em: 28/04/2016

De BRUIN DE, H.A.R. From Penman to Makkink. In: Hooghart, J.C. (Ed.), Proceedings and Information: TNO Committee on Hydrological, vol. 39, Gravenhage, The Netherlands, pp.5–31, 1987.

FELIX, M. V. B. Variabilidade espaço temporal do estoque de carbono e índice de vegetação em uma área de caatinga por meio de sensoriamento remoto. Dissertação de Mestrado em Engenharia Agrícola pela Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE, Recife – PE, 56p., 2013.

FERERES, E.; SORIANO, M. A. Deficit irrigation for reducing agricultural water use. **Journal of experimental botany**, v. 58, n. 2, p. 147-159, 2007.

FLORENZANO, T. G. Iniciação em sensoriamento remoto. Imagens de satélite para estudos ambientais. Oficina de Textos, 101p., 2007.

FRIEDL, M. A.; MCIVER, D. K.; HODGES, J. C.; ZHANG, X. Y.; MUCHONEY, D.; STRAHLER, A. H.; WOODCOCK, C. E.; GOPALA, S.; SCHNEIDER, A.; COOPER, A.; BACCINI, A.; GAO, F.; SCHAAF, C. Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1, p. 287-302, 2002.

GIOVANELLI, L. B.; OLIVEIRA, R. A.; OLIVEIRA FILHO, J. C.; SEDIYAMA, G. C.; CECON, P. R.; BAPTESTINI, J. C. M. Influência de elementos meteorológicos na evapotranspiração estimada pelo irrigômetro. **IRRIGA**, v. 21, n. 1, p. 58-73, 2016.

GUSMÃO, A. C. V. L.; SILVA, B. B.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; GALVINCIO, J. D. Determinação do saldo radiativo na Ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 10, p. 1107-1114, 2012.

HOUSPANOSSIAN, J.; GIMÉNEZ, R.; JOBBÁGY, E.; NOSETTO, M. Surface albedo raise in the South American Chaco: Combined effects of deforestation and agricultural changes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 232, p. 118-127, 2017.

HU, G.; JIA, L.; MENENTI, M. Comparison of MOD16 and LSA-SAF MSG evapotranspiration products over Europe for 2011. **Remote Sensing of Environment**, v. 156, p. 510-526, 2015.

HU, S.; ZHAO, C.; LI, J.; WANG, F.; CHEN, Y. Discussion and reassessment of the method used for accepting or rejecting data observed by a Bowen ratio system. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 15, p. 4506-4510, 2013.

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

IDSO, S. B.; JACKSON, R. D. Thermal radiation from the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 74, p. 5397–5403, 1969.

KHALAF, A. Spatial and temporal distribution groundwater recharge in the West Bank using remote sensing and GIS techniques. PhD thesis, Durham University, United Kingdom, 276p., 2010.

LANDSBERG, J. J., & GOWER, S. T. Applications of physiological ecology to forest management. Academic Press, 1997.

LIMA, E. D. P.; SEDIYAMA, G. C.; ANDRADE, R. G., LOPES, V. D., & SILVA, B. B. D. Evapotranspiração real diária em sub-bacias do Paracatu, utilizando produtos do sensor Modis. **Revista Ceres**, vol. 61, n. 1, p. 17-27, 2014b.

LIMA, J. E. F. W.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; Montenegro, A. A. A.; KOIDE, S. Comparative hydrology: relationships among physical characteristics, hydrologicaA.; I behavior, and results of the SWAT model in different regions of Brazil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 6, p. 1187-1195, 2014a.

LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. O.; SOUZA, E. S.; SILVA, I. F. Balanço de energia e evapotranspiração de feijão caupi sob condições de sequeiro. **Revista Ciência Agronômica**, v.42, n.1, p.65-74, 2011.

LIMA, N. da S.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ALBUQUERQUE FILHO, J. A. C.; SILVA, E. F. F.; MONTENEGRO, A. A. A.; NASCIMENTO, A. H. C. Desempenho de um lisímetro de pesagem hidráulica com sensor de pressão hidrostática e sistema manométrico. **IRRIGA**, v.18, n.3, p. 540-557, 2013.

LONG, D.; GAO, Y.; SINGH, V. P. Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days. **Journal of Hydrology**, v. 388, n. 3, p. 217-233, 2010.

LUO, T; JUTLA, A; ISLAM, S. Evapotranspiration estimation over agricultural plains using MODIS data for all sky conditions. **International Journal of Remote Sensing**, v. 36, n. 5, p. 1235-1252, 2015.

MACHADO, C. C.; SILVA, B. B.; ALBUQUERQUE, M. B.; GALVÍNCIO, J. D. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM-Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 1, p. 55-67, 2014.

MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S.; ANGELINI, L. P.; MÜTZENBERG, D. M. D. S.; NASSARDEN, D. C. S.; BILIO, R. D. S.; SILVA, T. J. A.; NEVES, G. A. R.; ARRUDA, P. H. Z.; NOGUEIRA, J. D. S. Sazonalidade do Balanço de Energia e Evapotranspiração em Área Arbustiva Alagável no Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 1, p. 82-91, 2016.

MAHMOUD, S. H.; ALAZBA, A. A. A coupled remote sensing and the Surface Energy Balance based algorithms to estimate actual evapotranspiration over the western and southern regions of Saudi Arabia. **Journal of Asian Earth Sciences**, in press, Available online 9 May 2016

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. The state and movement of water in living organisms. Symposium of the society of experimental biology, v. 19, p. 205–234, Cambridge: Cambridge University Press, 1964.

MU Q.; HEINSCH F. A.; ZHAO M; RUNNING S. W. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. **Remote Sensing of Environment**, v.111, p.519-536, 2007.

MU Q.; ZHAO M.; RUNNING S. W. Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm. **Remote Sensing of Environment**, v.115, p.1781-1800, 2011.

NASA - National Aeronautics and Space Administration – Modis website. Disponível em: <http://www.modis.gsfc.nasa.gov>. Acesso em: 16/04/2016.

NTSG – Numerical Terradynamic Simulation Group. Disponível em: <http://www.ntsug.umd.edu/project/mod16#data-product>. Acesso em: 13/02/17.

OHMURA, A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, n. 04, p. 595-598, 1982.

OLIVEIRA, G.; BRUNSELL, N. A.; MORAES, E. C.; BERTANI, G.; SANTOS, T. V.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAGÃO, L. E. Use of MODIS Sensor Images Combined with Reanalysis Products to Retrieve Net Radiation in Amazonia. **Sensors**, v. 16, n. 7, p. 956, 2016.

OLIVEIRA, L. M. M. Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto na Bacia do Rio Tapacurá-PE. Tese de Doutorado em Engenharia Civil pela Universidade Federal de Pernambuco, Recife – PE, 136p., 2012.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; SILVA, B. B.; MACHADO, C. C. C.; GALVÍNCIO, J. D. Análise quantitativa de parâmetros biofísicos de bacia hidrográfica obtidos por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 47, n. 9, p.1209-1217, 2012.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SILVA, B. B.; ANTONINO, A. C. D.; MOURA, A. E. S. S. Evapotranspiração real em bacia hidrográfica do Nordeste brasileiro por meio do SEBAL e produtos MODIS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, n.10, p.1039–1046, 2014.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SILVA, B. B.; MOURA, A. E. S. S. Balanço de radiação por sensoriamento remoto em bacia hidrográfica da Zona da Mata nordestina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 30(1). (2015).

OREN, R.; SPERRY, J. S.; KATUL, G. G.; PATAKI, D. E.; EWERS, B. E.; PHILLIPS, N.; SCHÄFER, K. V. R. Survey and synthesis of intra-and interspecific variation in stomatal sensitivity to vapour pressure deficit. **Plant, Cell & Environment**, v. 22, n. 12, p. 1515-1526, 1999.

ORTEGA-FARIAS, S. O.; CUENCA, R. H.; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 81, p. 131-143, 1996.

PAÇO, T. A.; PÔÇAS, I.; CUNHA, M.; SILVESTRE, J. C.; SANTOS, F. L.; PAREDES, P.; PEREIRA, L. S. Evapotranspiration and crop coefficients for a super intensive olive orchard. An application of SIMDualKc and METRIC models using ground and satellite observations. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 2067-2080, 2014.

PEREIRA, A.R; VILLA NOVA, N.A; SEDIYAMA, G.C. Evapo(trans)piração. Piracicaba: FEALQ, 183p., 1997.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; IBÁÑEZ, M.; ROSELL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 97, p. 141-150, 1999.

RAMOELO, A.; MAJOZI, N.; MATHIEU, R.; JOVANOVIĆ, N.; NICKLESS, A.; DZIKITI, S. Validation of global evapotranspiration product (MOD16) using flux tower data in the African savanna, South Africa. **Remote Sensing**, v. 6, n. 8, p. 7406-7423, 2014.

RUHOFF, A. L. Sensoriamento remoto aplicado a estimativa da evapotranspiração. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 166p., 2011.

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; ARAGAO, L. E. O. C.; MU, Q.; MALHI, Y.; COLLISCHONN, W.; ROCHA, H. R.; RUNNING, S. W. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. **Hydrological Sciences Journal**, v. 58, n. 8, p. 1658-1676, 2013.

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; ARAGAO, L. E.; ROCHA, H. R.; MALHI, Y. S. A MODIS-based energy balance to estimate evapotranspiration for clear-sky days in Brazilian tropical savannas. **Remote Sensing**, v. 4, n. 3, p. 703-725, 2012.

SANTOS, F. A. C.; SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; ARAÚJO, A. L.; CUNHA, J. E. B. L. Desempenho de metodologias para estimativa do saldo de radiação a partir de imagens MODIS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 3, p. 295 - 306, 2015.

SANTOS, T. V.; FONTANA, D. C.; ALVES, R. C. M. Avaliação de fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com uso de dados do sensor ASTER. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 45, n. 5, p. 488-496, 2010.

SILVA, B. B. da, BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo – PB mediante imagens orbitais. **Revista Caatinga**, v.24, n.3, p.145-152, 2011.

SILVA, B. B. da; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.47, n.9, p.1218-1226, 2012.

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, B. B., WILCOX, B. P., SILVA, V. D. P. R., MONTENEGRO, S. M. G. L.; OLIVEIRA, L. M. M. Changes to the energy budget and evapotranspiration following conversion of tropical savannas to agricultural lands in São Paulo State, Brazil. **Ecohydrology**, v. 8, n. 7, p. 1272-1283, 2015.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do Semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 47, n. 9, p. 1218-1226, 2012.

SILVA, B. B.; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; MACHADO, C. C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; MOURA, M. S. B. Determinação por sensoriamento remoto da produtividade primária bruta do perímetro irrigado São Gonçalo–PB. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n.1, p. 57-64, 2013b.

SILVA, L. D. B.; LYRA, G. B.; SILVA, J. B. G.; PINHO, C. F.; NASCENTES, A. L.; ALMEIDA, G. V.; FOLEGATTI, M. V. Desempenho do método do balanço de energia – Razão de Bowen na estimativa da evapotranspiração de referência. **IRRIGA**, v. 21, n. 3, p. 516-529, 2016.

SILVA, M. G.; ARRAES, F. D. D.; LEDO, E. R. F.; SANTOS, N. T.; SILVA FILHO, J. A. Avaliação da evapotranspiração de referência por Penman-Monteith usando dados climáticos mínimos no sertão do Ceará. **Revista Agro@mbiente On-line**, v. 7, n. 3, p. 284-293, 2013a.

SILVA, T. G. F. da; MOURA, M. S. B. de; ZOLNIER, S.; SOARES, J. M.; SOUZA, L. S. B. de; BRANDÃO, E. O. Variação do balanço de radiação e de energia da cana-de-açúcar irrigada no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.2, p.139-147, 2011.

TAO, X. E.; CHEN, H., XU, C. Y.; HOU, Y. K.; JIE, M. X. Analysis and prediction of reference evapotranspiration with climate change in Xiangjiang River Basin, China. **Water Science and Engineering**, v. 8, n. 4, p. 273-281, 2015.

TASUMI, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Idaho, PhD Thesis – Department Biological and Agricultural Engineering, University of Idaho, 357p., 2003.

TEIXEIRA, A. H. D. C.; SCHERER-WARREN, M.; HERNANDEZ, F. B.; ANDRADE, R. G.; Leivas, J. F. 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. D. C.; VICTORIA, D. C.; ANDRADE, R. G.; LEIVAS, J. F.; BOLFE, E. L.; CRUZ, C. R. Coupling MODIS images and agrometeorological data for agricultural water productivity analyses in the Mato Grosso state, Brazil. **Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology**, v. 9239, 2014.

THORNTON, P. E. Regional ecosystem simulation: combining surface- and satellite-based observations to study linkages between terrestrial energy and mass budgets. PhD. Dissertation, School of Forestry, The University of Montana, Missoula, MT., 280 p, 1998.

VAN DE GRIEND, A. A. Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions. **Water Resources Research**, v. 30, n. 181–188, 1994.

VELPURI, N. M., SENAY, G. B., SINGH, R. K., BOHMS, S., VERDIN, J. P. A comprehensive evaluation of two MODIS evapotranspiration products over the conterminous United States: Using point and gridded FLUXNET and water balance ET. **Remote Sensing of Environment**, v. 139, p. 35-49, 2013.

WESTERHOFF, R. S. Using uncertainty of Penman and Penman–Monteith methods in combined satellite and ground-based evapotranspiration estimates. **Remote Sensing of Environment**, v. 169, p. 102-112, 2015.

XU, L.; BALDOCCHI, D. D. Seasonal trend of photosynthetic parameters and stomatal conductance of blue oak (*Quercus douglasii*) under prolonged summer drought and high temperature. **Tree Physiology**, v. 23, p. 865–877, 2003.

YANG, J. Y.; MEI, X. R.; HUO, Z. G.; YAN, C. R.; HUI, J. U.; ZHAO, F. H.; QIN, L. I. U. Water consumption in summer maize and winter wheat cropping system based on SEBAL model in Huang-Huai-Hai Plain, China. **Journal of Integrative Agriculture**, v. 14, n. 10, p. 2065-2076, 2015.

ZHANG, X. Reconstruction of a complete global time series of daily vegetation index trajectory from long-term AVHRR data. **Remote Sensing of Environment**, v. 156, p. 457-472, 2015.