

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

DISSERTAÇÃO

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL
PARA ÁREA DE CAATINGA UTILIZANDO SEBAL**

JOEL MEDEIROS BEZERRA

RECIFE, PE

2013

JOEL MEDEIROS BEZERRA

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL PARA ÁREA
DE CAATINGA UTILIZANDO SEBAL**

Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

Dissertação submetida à Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE), Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola (PPGEA), como requisito parcial para obtenção do título de **Mestre** em Engenharia Agrícola, na área de Concentração: Engenharia de Água e Solo, Linha de Pesquisa Agrometeorologia.

Recife, PE
Fevereiro 2013

Ficha catalográfica

B574e Bezerra, Joel Medeiros
Estimativa da evapotranspiração real para área de caatinga
utilizando SEBAL / Joel Medeiros Bezerra. – Recife, 2013.
77 f. : il.

Orientador: Geber Barbosa de Albuquerque Moura.
Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) –
Universidade Federal Rural de Pernambuco, Departamento de
Tecnologia Rural, Recife, 2013.

Referências.

1. Fluxo de energia 2. Sensoriamento remoto 3. Caatinga
4. Agrometeorologia 5. SEBAL I. Moura, Geber Barbosa de
Albuquerque, orientador II. Título

CDD 630

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

**Estimativa da evapotranspiração real para áreas de Caatinga
utilizando SEBAL**

Por

JOEL MEDEIROS BEZERRA

Dissertação defendida e aprovada pela comissão examinadora abaixo assinada

Geber Barbosa de Albuquerque Moura - UFRPE

Orientador

Dr. Ênio Farias França e Silva - UFRPE

Examinador

Dr. Pabrcio Marcos Oliveira Lopes - UFRPE

Examinador

Dr. Bernardo Barbosa da Silva - UFPE

Examinador

Recife, 19 de fevereiro de 2013.

A UNIVERSIDADE FEDERAL
RURAL DE PERNAMBUCO pela
oportunidade de contribuir para a
pesquisa agroecológica

DEDICO

A minha família que sempre me
apoiou incondicionalmente em
meus sonhos e conquistas.
Em especial às minhas filhas
Anna Luiza e Lara Fernanda

OFEREÇO

AGRADECIMENTOS

- À Deus em primeiro lugar, por ter me dado o dom da vida e a força durante o percurso, por ter me colocado no caminho de pessoas especiais as quais jamais irei esquecer.
- Aos meus pais José Bezerra e Marta Elizabete, irmão Lucas, minha querida esposa Bruna, meus padrinhos Alberto e Concebida, por serem os principais incentivadores em minha carreira estudantil, em fim toda a minha família, pelo amor, apoio, compreensão e que sempre estiveram dispostos a ajudar-me.
- Ao amigo e orientador prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura, pela amizade, confiança e por todo empenho, sabedoria, compreensão e, acima de tudo, exigência. Gostaria de ratificar a sua competência, participação com discussões, correções, revisões e sugestões.
- Ao prof. Dr. Bernardo Barbosa Silva que contribuiu muito pela experiência e ajudou na orientação e sucesso da pesquisa, além de sua atenção e ensinamentos.
- Ao prof. Dr. Ênio França Farias e Silva pelas contribuições na composição da presente pesquisa científica.
Ao prof. Dr. Fabrício Marcos Oliveira Lopes, pelo apoio com suas sugestões de implementação de técnicas ao presente estudo.
- À Universidade Federal Rural de Pernambuco, pela oportunidade oferecida da concretização de um sonho. Ao Departamento de Tecnologia Rural (DTR) e aos professores.
- Ao Conselho de Aperfeiçoamento e Capacitação de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela concessão de bolsa de estudo durante o Curso.
- À minha prima Marciana e seu marido Diego por terem me acolhido no primeiro momento em Recife.
- Aos amigos do grupo de pesquisa que colaboraram diretamente para realização desse trabalho: Taciana, Moacir, Rochele e Marcos.
- Aos colegas estudantes de Mestrado, Doutorado da PPGEA e Funcionários do DTR e aos colegas de disciplinas da UFPE.
- Aos amigos Daniel Dantas, Djison Silvestre, Luis Coutrin, Gian Carlo, Miguel, Francisco, Antônio Henrique e Glécio Machado, que sempre me apoiaram para a realização e sucesso deste trabalho, ou ainda nos momentos de descontração, viagens, eventos e outros momentos.
- A todos, muito obrigado.

SUMÁRIO

ÍNDICE DE FIGURAS	xii
ÍNDICE DE TABELAS	xiii
ÍNDICE DE SIGLAS	xiv
ÍNDICE DE SÍMBOLOS	xvi
RESUMO	xviii
ABSTRACT	xx
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1. Evapotranspiração: conceitos e fatores determinantes	4
2.2. Estimativa da evapotranspiração	5
2.3. Método de Penman Monteith FAO 56	6
2.4. Estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto	9
2.5. Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL.....	10
2.6. Balanço de energia	12
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	14
3.1. Área de estudo	14
3.2. Dados orbitais.....	17
3.3. Dados meteorológicos	18
3.4. Implementação do SEBAL.....	19
3.4.1.Saldo de radiação à superfície	19
3.4.2.Fluxo de calor no solo	22
3.4.3.Fluxo de calor sensível	23
3.4.4.Fluxo de calor latente	28
3.4.5.Evapotranspiração diária	28
3.5. Análise estatística	29
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	31
4.1. Análise Exploratória.....	31
4.2. Mapeamento Temático dos parâmetros biofísicos	34
5. CONCLUSÕES	51
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	52
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa do Brasil, região Nordeste, estado do Rio Grande do Norte, Parque Nacional da Furna Feia e sua respectiva zona de amortecimento, municípios de Mossoró e Baraúna. Data: 19/12/2008, Imagem Landsat 5-TM composição colorida.	14
Figura 2 - Delimitação do Parque Nacional da Furna Feia. (Fonte: Google, 2012).....	15
Figura 3 - Balanço Hídrico Climatológico e Armazenamento de água no solo para o município de Mossoró – RN.....	16
Figura 4 - Mapa de pedologia e hidrologia dos municípios de Mossoró e Baraúna - RN.	16
Figura 5 - Carta temática de uso e ocupação do solo da área de estudo.....	18
Figura 6 - Mapa do modelo digital de elevação e localização da área do PNFF e da estação meteorológica automática.	19
Figura 7 - Fluxograma metodológico para o cálculo do saldo de radiação instantâneo.	20
Figura 8 - Fluxograma do processo iterativo de obtenção do fluxo de calor sensível (H).	24
Figura 9 - Variação sazonal diária da radiação solar global incidente (MJ.m^{-2}), velocidade média diária do vento (m.s^{-1}) a 2 m de altura, temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$) e regime de precipitação pluviométrico (mm) da estação automática meteorológica, com o apontamento dos períodos de obtenção das imagens orbitais.....	32
Figura 10 - Carta temática da variação sazonal do NDVI de 2007 a 2010.	35
Figura 11 - Carta temática sazonal de albedo da superfície de 2007 a 2010.....	38
Figura 12 - Carta temática sazonal do saldo de radiação instantâneo de 2007 a 2010..	41
Figura 13 - Carta temática sazonal do saldo de radiação diário de 2007 a 2010.	43
Figura 14 - Carta temática sazonal da evapotranspiração diária pelo SEBAL de 2007 a 2010.	46
Figura 15 - Gráfico de dispersão da variável saldo de radiação: a) diário (MJ.m^{-2}) e b) instantâneo (W.m^{-2}).	48
Figura 16 - Evapotranspiração diária estimada pelo método SEBAL (ETR SEBAL) e o método de referência FAO (ETo FAO 56).	49
Figura 17 - Gráfico da distribuição temporal das variáveis do balanço de energia à superfície.....	50

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Variáveis utilizadas no cômputo do balanço de energia, balanço de radiação e suas componentes, obtidas das imagens e da estação meteorológica automática.....	17
Tabela 2 - Coeficientes de calibração mínima (a), máxima (b) e Irradiância solar espectral no topo da atmosfera para o TM-Landsat 5 (CHANDER et al., 2009).....	22
Tabela 3 - Estatística descritiva dos parâmetros biofísicos estimados para a área do Parque Nacional da Furna Feia.....	33
Tabela 4 - Valores estimados (SEBAL) e medidos do saldo de radiação instantâneo ($W.m^{-2}$) e diário ($MJ.m^{-2}$) para os dias de estudo e seus respectivos erros relativo (ER), absoluto (EA) e a raiz do erro quadrático (REQ).	40
Tabela 5 - Valores estimados (SEBAL) e medidos (FAO) da evapotranspiração Instantânea - $E_{tr,inst}$ ($mm.h^{-1}$) e diária $E_{tr,24h}$ ($mm.dia^{-1}$) para os dias de estudo e seus respectivos erros relativo (ER), absoluto (EA) e a raiz do erro quadrático (REQ).....	45

ÍNDICE DE SIGLAS

CECAV Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Cavernas

CPTEC Centro de Previsão de Tempo e Clima

DSA Dia Sequencial do ano

EAM Erro absoluto médio

EMPARN Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte

ET Evapotranspiração

ET_c Evapotranspiração da cultura

ET_{caat} Evapotranspiração da caatinga

ET_h Evapotranspiração real horária

ET_o Evapotranspiração de referência

ET_{o,h} Evapotranspiração de referência horária

ET_{Om} Evapotranspiração mensal acumulada

ET_r Evapotranspiração real

ET_{24h} Evapotranspiração real diária

FAO Food and Agriculture Organization

IAF Índice de Área Foliar

ICMBio Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade

INMET Instituto Nacional de Meteorologia

INPE Instituto Nacional de Pesquisa Espacial

MNT Modelo Numérico do Terreno

MDE Modelo Digital de Elevação

NASA National Aeronautics and Space Administration

NC Nível de Cinza

NDVI Normalized Difference Vegetation Index

RGB Red, Green, Blue (vermelho, verde, azul)

RMSE Raiz do erro quadrático médio

RN Rio Grande do Norte

SEBAL Surface Energy Balance Algorithm for Land

SRTM Shuttle Radar Topography Mission

T Temperatura média do ar

TM Mapeador Temático

UC Unidade de Conservação

USGS United States Geological Survey

UTM Universal Transverse Mercator

ÍNDICE DE SÍMBOLOS

α	Albedo
α_{toa}	Albedo planetário
α_{sup}	Albedo corrigido de cada pixel
Z	Ângulo zenital solar
z	Altitude de cada pixel em metros
C_p	Calor específico à pressão constante
λ	Calor latente de vaporização da água
K_c	Coefficiente da cultura
Z_{om}	Coefficiente de rugosidade ao transporte de momentum
K_1 e K_2	Constantes de calibração da banda termal do sensor TM Landsat 5
σ	Constante de Stefan –Boltzmann
γ	Constante psicrométrica
S	Constante solar
k	Constante de Von Karman
dr	Distância Relativa Terra-Sol
dT	Diferença de Temperatura
ϵ_a	Emissividade atmosférica
ϵ_{NB}	Emissividade no infravermelho próximo (termal)
ϵ_0	Emissividade da superfície (visível)
FE	Fração Evaporativa
G	Fluxo de calor no solo
LE	Fluxo de calor sensível
Δ	Gradiente da curva de pressão de vapor na saturação
K	Graus Kelvin
ha	Hectare
IV	Infravermelho
K_{ri}	Irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera

ρ	Massa específica
m	Metro
$m\ s^{-1}$	Metro por segundo
$MJ\ m^{-2}\ dia^{-1}$	Mega Joule por metro quadrado dia
$mm\ mês^{-1}$	Milímetro por mês
e_a	Pressão real de vapor d'água
e_s	Pressão de saturação de vapor d'água
P_{ar}	Pressão atmosférica
$kg\ m^{-2}$	Quilograma por metro quadrado
km	Quilômetro
$kPa\ °C^{-1}$	Quilo Pascal por grau Celsius
$R_{sol,inc}$	Radiação de onda curta incidente
$R_{ol,atm}$	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel
$R_{ol,emi}$	Radiação de onda longa emitida por cada pixel
a_i	Radiância espectral mínima
b_i	Radiância espectral máxima
L_{λ_i}	Radiância espectral de cada banda
α_p	Refletância da própria atmosfera
r_{ah}	Resistência aerodinâmica
r_s	Resistência de superfície
Rn	Saldo de radiação
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica
T_{sup}	Temperatura da superfície
u_*	Velocidade de fricção na estação meteorológica
U_2	Velocidade do vento a 2 metros de altura
u_{200}	Velocidade do vento a 200 metros de altura
W	Watts

BEZERRA, Joel Medeiros. **Estimativa da evapotranspiração real para área de Caatinga utilizando SEBAL**. 2013. 77f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – UFRPE.

RESUMO

Apesar de ser o único bioma natural brasileiro cujos limites estão inteiramente restritos ao território nacional, pouca atenção tem sido dada à conservação da diversificada e marcante paisagem da Caatinga. Em virtude da importância e carência de dados de campo para monitorar a evapotranspiração da cobertura vegetal deste bioma em regiões semiáridas do Nordeste brasileiro, este trabalho teve como objetivo avaliar a dinâmica espaço temporal dos componentes do balanço de energia à superfície e as evapotranspirações reais horária e diária, por meio de técnicas e produtos de sensoriamento remoto, utilizando o algoritmo SEBAL. Os dados estimados foram validados, mediante comparação com medições em superfície obtidas em estação meteorológica automática. A área de estudo abrangeu a unidade de conservação do Parque Nacional da Furna Feia e suas adjacências, estando situada nos municípios de Mossoró e Baraúna (RN, Brasil). Para a realização do estudo foram obtidas seis imagens orbitais do sensor Thematic Mapper (TM) do satélite Landsat 5, na órbita 216 e ponto 63, nas datas de 28/09/2007, 12/07/2008, 19/12/2008, 31/07/09, 03/10/09 e 23/01/10, afim de avaliar a sazonalidade da dinâmica espacial. Com auxílio de ferramentas de SIG foram realizadas as calibrações atmosféricas para as imagens, gerando as cartas temáticas, expressando a variabilidade espacial dos parâmetros biofísicos: albedo da superfície, Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI), saldo de radiação (Rn) instantâneo e diário, além da evapotranspiração diária ($ET_{SEBAL24h}$). A estatística descritiva foi utilizada para determinar a magnitude das diferenças em função da sazonalidade do clima local e ações antrópicas, além da determinação dos erros estatísticos. Os valores do Rn diário e instantâneo estimados pelo SEBAL apresentaram relações crescentes com os dados de superfície da estação, entretanto superestimando os mesmos. Ocorreram diferenças dos parâmetros biofísicos e das componentes do balanço de energia, em resposta ao tipo de uso da terra, além das variações climáticas para o período avaliado. Por fim, conclui-se que o modelo SEBAL foi eficiente no mapeamento da distribuição espacial dos parâmetros biofísicos e evapotranspiração real diária em área semiárida de Caatinga. As cartas temáticas de $ET_{SEBAL24h}$ demonstraram elevados valores nas áreas de vegetação nativa de Caatinga,

da ordem 2,0 a 8,0 mm.dia⁻¹ para os períodos de estiagem e inverno, respectivamente. Em todas as cenas analisadas os maiores valores de ET estão situados nas áreas de cobertura vegetal densa de Caatinga, em elevadas altitudes.

Palavras-chave: fluxo de energia, sensoriamento remoto, Caatinga, agrometeorologia, SEBAL.

BEZERRA, Joel Medeiros. **Estimation of actual evapotranspiration for Caatinga area using SEBAL**. 2013. 77f. Dissertation (Masters in Agricultural Engineering) – UFRPE.

ABSTRACT

Despite being the only natural Brazilian biome whose boundaries are entirely restricted to the national territory, little attention has been given to the conservation of the diverse and striking landscape of Caatinga. Given the importance and scarcity of field data to monitor evapotranspiration of vegetation of this biome in semiarid regions of northeastern Brazil, this study aimed to evaluate the dynamics space-temporal component of surface energy balance and evapotranspiration in real hourly and daily, through techniques and remote sensing products using the SEBAL algorithm. Estimated data was validated by comparison with measurements obtained in surface automatic weather station. The study area included the conservation unit of the National Park of the Furna Feia and its surroundings, being situated in the municipalities of Mossoró and Baraúna (RN, Brazil). To conduct the study were obtained six images orbital sensor Thematic Mapper (TM) Landsat 5 satellite, in orbit 216 and point 63, the dates of 28/09/2007, 12/07/2008, 19/12/2008, 31/07/09, 03/10/09 and 23/01/10, to determine the seasonality of spatial dynamics. With the aid of GIS tools were performed calibrations for atmospheric images, generating thematic maps, expressing the spatial variability of biophysical parameters: surface albedo, Vegetation Index (IVDN), net radiation (R_n) and daily instant, and daily evapotranspiration ($ET_{SEBAL24h}$). Descriptive statistics were used to determine the magnitude of the differences due to the seasonality of the local climate and human actions, and the determination of statistical errors. R_n values estimated by the snapshot journal and showed SEBAL growing relations with the surface data station, however overestimating the same. There were differences in biophysical parameters and components of energy balance in response to the type of land use, and climate variations for the period. Finally, we conclude that the SEBAL model was efficient in mapping the spatial distribution of biophysical parameters and daily actual evapotranspiration in semiarid areas of Caatinga. The thematic maps of $ET_{SEBAL24h}$ showed high values in areas of native vegetation of Caatinga, around 2.0 to 8.0 mm.day⁻¹ for periods of drought and winter, respectively. In all the scenes analyzed the highest values of ET are located in areas of dense vegetation Caatinga, at high altitudes

Keywords: energy flux, remote sensing, Caatinga, agrometeorology, SEBAL.

1. INTRODUÇÃO

Em algumas áreas da região Nordeste do Brasil ocorrem mudanças ambientais decorrentes da substituição da vegetação nativa pela agricultura irrigada, sendo estas raramente consideradas no manejo dos recursos hídricos (GORDON et al., 2005).

Tais mudanças nos ecossistemas terrestres estão fortemente associadas aos processos de desenvolvimento socioeconômico, principalmente em países subdesenvolvidos, onde não se encontram planejamentos para a ocupação do território, nem projetos e estudos para explorar de maneira sustentável os recursos naturais (ARRAES et al., 2012), desta forma contribuindo para alterações climáticas regionais e globais (KABAT et al., 2004).

O aumento de áreas agrícolas sobre as áreas de vegetação natural (Caatinga) nas décadas recentes na bacia do Apodi-Mossoró tem resultado em maior uso da água superficial e subterrânea para a irrigação. Este consumo extra já vem alterando o regime hidrológico, com declínio substancial nos aspectos de qualidade e quantidade de disponibilidade hídrica, que se somando ao uso demasiado do solo, alteram os ecossistemas do entorno, propiciando a incidência de processos de salinização e desertificação. Os efeitos negativos incluem a perda das opções do modo de subsistência, fragmentação e destruição dos habitats naturais e ecossistemas, além de problemas de saúde provenientes da água de baixa qualidade (FINLAYSON e D'CRUZ, 2005).

Segundo Pereira et al. (2002), a disponibilidade hídrica pode ser quantificada pelo balanço hídrico climatológico, no qual fica evidenciada a flutuação temporal de períodos com excedente e deficiência, permitindo, dessa forma, o planejamento e otimização dos recursos, em acordo com os demais usos.

Na região Semiárida brasileira, a gestão eficaz dos recursos naturais, em especial os recursos hídricos tem importância fundamental, tendo em vista que o regime hidrológico dos seus rios intermitentes é crítico, pois os mesmos dependem de um regime pluviométrico irregular, tanto em escala de tempo mensal quanto anual, da natureza geológica das rochas, que na sua grande maioria são cristalinas, associadas a pequenas proporções de formações carbonáticas (calcário), e ainda de um clima megatérmico de alto poder evaporante.

Segundo Teixeira (2010), o sucesso do gerenciamento dos recursos hídricos depende da base de informações e da confiabilidade destes e suas fontes, como a determinação da evapotranspiração real de cada tipo de uso da terra, fornecendo subsídios a gestão sustentável dos recursos naturais (água, solo e planta).

A evapotranspiração é um dos mais importantes fatores mediadores do clima e do tempo, tanto em escala global quanto local, consistindo da ligação entre energia, clima e hidrologia (DINGMAN, 2002), controlando a disponibilidade hídrica na superfície da terra.

Devido à escassez de dados, tornou-se indispensável à utilização de técnicas alternativas para auxiliar na complementação de informações meteorológicas sobre uma determinada localidade.

O sensoriamento remoto tem sido bastante utilizado para obter informações de parâmetros de superfície e da atmosfera, que são importantes para o monitoramento de fluxos ou também de parâmetros associados à escala regional e global, cujo nível de detalhamento é determinado pela resolução espacial dos sensores multiespectrais utilizados.

A necessidade de modelagens aumenta com as mudanças climáticas e o crescimento da população. Além da determinação da evapotranspiração real (ET_r) por sensoriamento remoto dispensar a necessidade de dados hidrológicos difíceis de serem obtidos, ainda pode ser aplicado em diferentes ecossistemas, além do manejo de grandes áreas, destacando-se como uma boa alternativa para a obtenção ET_r em micro e macro escalas, demonstrando variações dentro de uma área de superfície heterogênea (BASTIAANSEN, 2000; TEIXEIRA et al., 2009 a, b; MEDINA et al., 1998).

Nas duas últimas décadas foram desenvolvidas diferentes técnicas de sensoriamento remoto com à determinação da estimativa da ET_r , levando em consideração a variabilidade espacial dos componentes espectrais e energéticos à superfície, que ocorrem na interface solo-vegetação-atmosfera. Entre estas técnicas, Bastiaanssen (1995; 1998a) propôs um modelo semi-empírico denominado “Surface Energy Balance Algorithm for Land” (SEBAL), que necessita de um número reduzido de dados de superfície, além de envolver poucas relações e suposições empíricas que representam as questões do fluxo de calor no solo, da emissividade da superfície e dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica para transporte de momento e calor (PAIVA, 2005).

Estimativas de parâmetros hídricos e da vegetação em condições de mudança de uso da terra se tornam, portanto, muito importantes em bacias hidrográficas de países em desenvolvimento, para suporte ao planejamento e decisões políticas com relação aos recursos naturais, evitando-se ou minimizando-se agressões ambientais.

Apesar de ser o único bioma natural brasileiro cujos limites estão inteiramente restritos ao território nacional, pouca atenção tem sido dada à conservação da diversificada e marcante paisagem da Caatinga, e a contribuição da sua biota à biodiversidade extremamente alta do Brasil tem sido subestimada. De acordo com Garda (1996), somente a presença da vegetação de Caatinga, adaptada às condições locais, tem impedido a transformação do Nordeste brasileiro num imenso deserto.

Em virtude da importância da Unidade de Conservação como mantenedora de um maior conforto ambiental ao biossistema, faz-se necessário monitorar as variáveis biofísicas e a evapotranspiração da cobertura vegetal do bioma Caatinga em regiões semiáridas do Nordeste brasileiro, a fim de compreender como os componentes do fluxo de energia, se manifestam a partir do uso do sensoriamento remoto, mediante as mudanças climáticas e ações antrópicas, oriundas das mudanças de padrões de uso e cobertura do solo.

Nesse sentido, esta pesquisa tem por objetivo geral avaliar a dinâmica espaço-temporal dos componentes do balanço de energia em superfície e a evapotranspirações horária e diária, na área de Caatinga do Parque Nacional da Furna Feia e suas adjacências, por meio de técnicas e produtos de sensoriamento remoto, e como os objetivos específicos, tem-se:

- a) Avaliar a variabilidade espacial dos parâmetros biofísicos na cobertura vegetal de Caatinga, na área do Parque Nacional da Furna Feia e suas adjacências, de acordo com a sazonalidade do clima na região;
- b) Quantificar as componentes do balanço de energia à superfície via sensoriamento remoto;
- c) Determinar a evapotranspiração real horária e diária na região de estudo, por meio do uso do algoritmo SEBAL, a fim de expressar o padrão espacial e temporal;
- d) Relacionar o modelo SEBAL com o modelo de Penman Monteith FAO 56 (ALLEN et al., 1998) para as condições semiáridas do Brasil, com vegetação natural de Caatinga em escala regional.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Evapotranspiração: conceitos e fatores determinantes

A evapotranspiração é uma das principais componentes do ciclo hidrológico, sendo, desta forma, um processo de fundamental importância para a vida no planeta. A mesma é responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera, além de desempenhar um papel de suma importância na liberação de calor latente (LE), que de acordo com Bastiaanssen et al. (1998a), o seu valor integrado no tempo é importante para diferentes aplicações em estudos de hidrologia, agronomia e modelagem atmosférica.

A evapotranspiração pode ser definida como a quantidade de água evaporada e transpirada por uma superfície com algum grau de cobertura vegetal, durante determinado período. Isto inclui a evaporação da água do solo, a evaporação da água depositada pela irrigação, chuva ou orvalho na superfície das folhas e a transpiração vegetal, ou seja, o processo evapotranspirativo é função dos elementos meteorológicos, do solo e da planta.

A evapotranspiração pode ser expressa em valores totais, médios ou diários, em volume por unidade de área ou em lâmina de água, no período considerado. É um processo que depende principalmente da quantidade de energia solar que chega a superfície do solo, visto que se trata de um processo com gasto de energia (BERNARDO et al., 2005).

Segundo Allen et al. (2002), a evapotranspiração é variável no espaço e no tempo. É variável no espaço, devido à grande variabilidade espacial das precipitações, características hidráulicas dos solos, tipos de vegetação e densidade, e variável no tempo devido à sazonalidade do clima.

Pereira et al. (1997) definem a evapotranspiração como um elemento climatológico fundamental, que corresponde ao processo oposto da chuva, também expressa em milímetros. Segundo Mendonça et al. (2003) esta é controlada pelo balanço de energia, pela demanda atmosférica e pelo suprimento de água do solo às plantas.

Segundo Villa Nova (1973) e Soares (2001) relatam, de uma maneira geral, em uma dada região, quanto maior for a disponibilidade de energia solar, a temperatura do ar, a velocidade do vento e menor a umidade relativa do ar, maior será a demanda evapotranspirativa. Se o solo for capaz de suprir água rapidamente o bastante para

satisfazer a demanda evaporativa, a evaporação do solo é determinada somente pelas condições meteorológicas (COUTO; SANS, 2002; HARGREAVES, 1973; CAMARGO; CAMARGO, 2000; SANTIAGO, 2002). Por sua vez, o deficit hídrico causa o aparecimento de forças de retenção no solo que limitam a perda de água à atmosfera (KLAR, 1988).

2.2. Estimativa da evapotranspiração

A estimativa das perdas por evapotranspiração é de grande importância para atividades como planejamento de uso e outorga de recursos hídricos, e em estudos de meteorologia e climatologia, desempenhando um importante papel na quantificação do balanço hídrico na bacia hidrográfica (BORGES; MENDIONDO, 2007; IRMAK et al., 2006a,b; MEDINA et al., 1998).

Existem diversos métodos destinados à estimativa da evapotranspiração real, sendo considerados dois grandes grupos, a saber, métodos diretos e métodos indiretos. Os primeiros consistem de medidas *in situ* realizadas através de lisímetros (de pesagem e/ou de drenagem), o método do balanço hídrico e controle da umidade do solo. Os segundos se baseiam em estimativas, através de dados meteorológicos, avaliados por fórmulas empíricas. Dentre os quais, pode-se mencionar o método do balanço de energia, o método da razão de Bowen e o método das correlações turbulentas (PEREIRA et al., 1997).

De acordo com Allen et al. (2002), os métodos mencionados anteriormente apresentam alta confiabilidade, pois são capazes de gerar medidas com boa precisão. Porém, ainda de acordo com Allen et al. (2002), os mesmos apresentam limitações quando se pretende fazer estimativas da evapotranspiração para grandes áreas, pois as estimativas feitas com esses métodos são baseadas em dados pontuais, para um local específico, e são integrados para a área que envolve o local da medição, levando-se em consideração que a evapotranspiração é uniforme na referida área. O fator complicador é que devem existir variações em uma área quanto à: cobertura de culturas, alturas, fase fenológica, necessidades hídricas, e todos esses fatores são determinantes na evapotranspiração, daí não ser aconselhável considerá-la uniforme em escala regional.

As medições de evapotranspiração real geralmente possuem custos elevados, uma vez que sua realização se dá *in situ*, demandando tempo e utilização de

equipamentos onerosos. Estes aspectos constituem, então, a justificativa para ausência dessas medidas.

Assim, as técnicas propostas com a utilização do sensoriamento remoto entram como uma alternativa efetiva de obter valores de evapotranspiração real. Essa metodologia tende a ser promissora por fornecer valores de evapotranspiração real que podem ser espacializados em escala regional, o que permite se distinguir dos demais métodos por não se restringir a uma estimativa local (pontual), desta forma corroborando e subsidiando o desenvolvimento e a implementação das técnicas de agricultura de precisão e monitoramento de bacias hidrográficas, voltado ao uso sustentável.

2.3.Método de Penman Monteith FAO 56

Divulgado pela Food and Agriculture Organization (FAO) das Nações Unidas como método padrão para obtenção dos valores diários de evapotranspiração de referência, conhecido universalmente como método de Penman-Monteith FAO 56, foi descrito por Monteith (1965) e adaptado por Allen et al. (1989).

Pereira et al. (1997) afirmam que o método padrão é baseado em princípios físicos corretos. Apesar de não ser operacionalmente perfeito e correto, ele é considerado, por muitos, como modelo padrão, ou seja, é a melhor opção para estimar a evapotranspiração de referência (TUCCI e BELTRAME, 2000).

O conceito do evapotranspiração de referência foi introduzido para estudar o poder evaporativo da atmosfera independentemente do tipo de cultura, desenvolvimento da cultura e práticas de manejo. Como a água está abundantemente disponível na superfície (ALLEN et al., 1998).

Desta forma, os únicos fatores que afetam a evapotranspiração de referência são os elementos atmosféricos. Daí o porquê da ET_o ser uma variável atmosférica dependente da escala temporal de interesse (BEZERRA, 2006).

De acordo com Pereira et al. (2002) e Popova et al. (2006), o principal problema desse método é que ele requer medidas precisas de muitas variáveis meteorológicas, como: temperatura do ar, umidade relativa do ar, radiação solar e velocidade do vento.

Com a definição de uma superfície de referência de grama hipotética com uma altura suposta de 0,12 m, uma resistência de superfície fixa (r_s) de 70 s.m^{-1} e um albedo

de 0,23. A superfície de referência se assemelha a uma superfície extensa de grama verde, sem restrições de água e altura uniforme, crescendo ativamente e sombreando completamente o solo, definida em Doorenbos & Pruitt (1977). A resistência de superfície fixa de 70 s m^{-1} implica numa superfície de solo moderadamente seca resultado de uma frequência de irrigação semanal (ALLEN et al., 1998).

A ET_o pode ser calculada por dados meteorológicos. A equação 1 descreve como são obtidos os valores de evapotranspiração de referência horária ($ET_{o,h}$), a integração desta permite calcular a evapotranspiração de referência diária ($ET_{o,24h}$) pelo método de Penman-Monteith FAO-56.

$$ET_{o,h} = \frac{0,408\Delta(Rn - G) + \frac{\gamma 37U_2(e_s - e_a)}{T_h + 273}}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (1)$$

em que: Δ = tangente à curva de pressão de vapor na saturação a T_h , $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$; Rn = Saldo da radiação diário, $\text{MJ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$; G = fluxo de calor no solo, $\text{MJ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$; γ = constante psicrométrica, $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$; U_2 = velocidade do vento a 2 m de altura, m s^{-1} ; e_s = pressão de saturação do vapor do ar, kPa ; e_a = pressão atual de vapor do ar, kPa e T_h = temperatura média do ar de hora em hora, $^\circ\text{C}$.

A evapotranspiração da cultura (ET_c) é definida como sendo a quantidade de água utilizada por uma cultura qualquer em uma de suas fases de desenvolvimento. A evapotranspiração de uma cultura dependerá principalmente dos fatores climáticos, da espécie, do estágio de desenvolvimento da planta e do manejo. Para se determinar as lâminas de água para fins de manejo de irrigação, a evapotranspiração da cultura (ET_c , mm.dia^{-1}) pode ser calculada utilizando-se a seguinte relação: $ET_c = ET_o \times K_c$ em que: K_c é o coeficiente da cultura.

Allen et al. (1998) subdividem a evapotranspiração de cultura para duas situações distintas: a evapotranspiração de cultura sob condições padrão e evapotranspiração de cultura sob condições não-padrão. A evapotranspiração de culturas em condições padrão é aquela em que as culturas estão livres de pragas e doenças, bem fertilizadas, crescidas em vastos campos, com solos com quantidade de água satisfatória, obtendo produções abundantes sob dadas condições climáticas.

Os efeitos de várias condições climáticas na evapotranspiração estão incorporados na ET_o . Os efeitos das características que distinguem a cultura da

superfície de referência da cultura sob condições padrão são integrados no coeficiente de cultura ET_c , sendo determinado multiplicando ET_o pelo coeficiente de cultura, de acordo com o ciclo fenológico da cultura e respectiva demanda hídrica.

A quantidade de água no solo é muito importante no processo de evapotranspiração. Considerando-se, por exemplo, uma cultura com água disponível, a perda d'água para a atmosfera ocorre sob condições potenciais, dependendo fortemente da energia disponível, já que há uma maior facilidade para a transferência de vapor.

Havendo água disponível no solo, o aumento da temperatura da superfície evaporante aumentará o fluxo de vapor d'água. Além disso, quando a temperatura do ar se eleva, há um aumento na sua capacidade de reter vapor d'água e um consequente aumento do déficit de pressão do vapor d'água.

Já a evapotranspiração da Caatinga apresenta comportamento similar a evapotranspiração de culturas em condições não-padrão, onde a evapotranspiração de culturas crescidas em condições ambientais diferem das condições padrão, como, por exemplo, cultura atacada por pragas e doenças, solos com salinidade elevada, baixa fertilidade do solo e condições de estresse hídrico que pode resultar numa baixa densidade da planta e reduzir a evapotranspiração.

De acordo com Moreira et al. (2010), na região do Acaraú e na Chapada do Apodi as áreas de solo exposto e de vegetação nativa de Caatinga bastante rala apresentaram uma taxa de evapotranspiração (ET_h) inferior a $0,25 \text{ mm.h}^{-1}$.

Em estudo sobre culturas irrigadas e vegetação ripária de mata ciliar no Estado do Novo México, nos Estados Unidos, utilizando dados do sensor MODIS para analisar a distribuição temporal de ET, Nagler et al. (2005) obtiveram para as áreas de vegetação nativa valores da ordem de $0,35$ a $0,50 \text{ mm.h}^{-1}$.

Na Chapada do Araripe, foram obtidos valores de ET_h inferiores a $0,25 \text{ mm.h}^{-1}$ em $0,26\%$ da região. Em $23,6\%$ da região, foi registrada uma ET_h entre $0,45$ e $0,60 \text{ mm.h}^{-1}$, correspondente à vegetação classificada como nativa rala, segundo Brandão et al. (2007). Bezerra (2006), estudando a mesma região, obteve valores superiores a $6,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ nas áreas de vegetação densa; já para as áreas próximas a essa vegetação, os valores foram superiores a $5,0 \text{ mm.dia}^{-1}$.

2.4. Estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto

Os dados de sensoriamento remoto, obtidos por satélites orbitais a partir de sensores espectrais, têm o potencial de fornecer informações detalhadas sobre as propriedades da superfície da terra e os parâmetros tanto em escala local como regional.

As técnicas de sensoriamento remoto constituem uma ferramenta poderosa para o estudo e pesquisa dos inúmeros problemas relacionados com os recursos naturais, pois através de sua principal característica, a repetitividade, o problema do mapeamento em intervalos curtos de tempo é suprido. Em adição a este fato, nas últimas décadas, o emprego de imagens de satélite vem se estabelecendo como um instrumento de fundamental importância nos estudos sobre o balanço de energia e de água, identificação de áreas em processo de degradação, desmatamento de reservas e monitoramento de rebanhos entre outros (ROMÁN et al., 2010).

O monitoramento espaço-temporal da ET_r é necessário para a gestão sustentável dos recursos hídricos, bem como para uma melhor compreensão dos processos de troca de água entre a superfície terrestre e a atmosfera. No entanto, medições *in situ* da evapotranspiração em diversas escalas espaciais e temporais são de difícil obtenção devido ao tempo e custos envolvidos. Portanto, as imagens de sensoriamento remoto, com inúmeras resoluções espacial e temporal, são uma solução ideal para a determinação da distribuição espaço-temporal da ET.

A estimativa do balanço de radiação do sistema terra-atmosfera com sensoriamento remoto é classicamente descrita em função do balanço de radiação de ondas curtas e longas (BASTIAANSEN, 1998a; MA et al., 2003). Em que, o balanço de ondas curtas é expresso em função da radiação solar global e do albedo da superfície. Enquanto, o balanço de ondas longas é geralmente obtido em função da lei de Stefan Boltzmanm aplicada à atmosfera e à superfície.

Para Mohamed et al. (2004), a técnica de obtenção da ET_r por sensoriamento remoto é realizada através do balanço de energia sem a necessidade de considerar outros processos hidrológicos complexos.

Segundo Compaoré et al. (2008), o potencial das imagens baseadas no sensoriamento remoto por satélite em examinar padrões espaciais de distribuições regionais da ET_r foi investigado por vários pesquisadores, tais como: Menenti e Choudhury (1993), Bastiaanssen et al. (1998a); Su (2002) e Teixeira et al. (2008).

Diversos algoritmos foram desenvolvidos, onde por meio do sensoriamento remoto podem ser obtidas estimativas de evapotranspiração real tanto em escalas regionais quanto locais. A exemplo destes algoritmos tem-se: o NLDAS - *North American land data assimilation systems* (COSGROVE et al., 2003), o LIS - *Land Information System* (PETERS LIDARD et al., 2007), o ALEXI - *Atmosphere-Land Exchange Inverse* (ANDERSON et al., 1997), o DisALEXI - *Disaggregated ALEXI model* (AGAM et al., 2007), o SEBS - *Surface Energy Balance System* (SU, 2002), o S-SEBI - *Simplified Surface Energy Balance Index* (ROERINK et al. 2000), o SEBAL - *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (BASTIAANSSEN et al., 1998a; BASTIAANSSEN et al., 1998b), o METRIC - *Mapping Evapotranspiration at High Spatial Resolution with Internalized Calibration* (ALLEN et al., 2007), o SEBI - *Surface Energy Balance Index* (MENENTI e CHOUDHURY 1993), bem como outros algoritmos com distintos acrônimos (MA et al., 2004; SCHUTTEMEYER et al., 2007).

2.5.Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL

O SEBAL é um método que visa a estimativa dos componentes do balanço de energia e, por conseguinte, da ET_r , baseado em combinações de relações empíricas e parametrizações físicas (BASTIAANSSEN et al., 1998a; b). O SEBAL foi desenvolvido por Bastiaanssen (1995). O método faz uso apenas das radiâncias espectrais registrados em sensores de satélites e de um conjunto mínimo de dados meteorológicos de superfície que incluem a velocidade do vento e a temperatura do ar para resolver o balanço radiativo e energético à superfície (COURALT et al., 2003).

De acordo com Bastiaanssen (2000), apesar do algoritmo SEBAL ser fundamentado em formulações empíricas, os resultados da validação do mesmo em experimentos de campo têm mostrado que o erro relativo na fração evaporativa foi de 20%, 10% e 1% nas escalas de 1km, 5 km e 100 km, respectivamente.

De acordo com Compaoré et al. (2008) o SEBAL se destaca entre os demais algoritmos pelas seguintes razões: (1) Consiste em um algoritmo baseado fisicamente em análises de imagens de satélite e requer um mínimo de informações meteorológicas; (2) Faz uso de um grande número de variáveis ambientais e não as assume constantes espacialmente como é feito em muitos outros métodos; (3) É reduzida a necessidade da correção atmosférica das informações em comprimentos de onda curta e térmica nas

imagens. Isto amplia a aplicabilidade do SEBAL uma vez que as medições necessárias para correções atmosféricas não estão frequentemente disponíveis; (4) Não somente é aplicado com o uso de imagens Landsat com resolução espacial de 30 a 120 m, mas também com imagens de outros sensores como o AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) e o Modis (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) os quais possuem resolução espacial que variam de 250 a 1100 m.

A utilidade do SEBAL na gestão de recursos hídricos, segundo informações do site oficial do próprio SEBAL, é que o mesmo é capaz de quantificar as perdas reais de água de uma bacia com distribuição espacial e temporal, o que é extremamente necessário em modelagem hidrológica e possibilita uma gestão mais racional de uma bacia hidrográfica.

O SEBAL tem sido utilizado em diferentes países e tem proporcionado resultados satisfatórios no sentido de análise do uso racional dos recursos naturais, manejo da irrigação e gerenciamento de recursos hídricos (BASTIAANSEN, 2000; MORSE et al., 2000; ALLEN et al., 2002). São exemplos de aplicações do SEBAL em estudos de bacias hidrográficas: Bastiaanssen (2000), na Turquia, Kramber (2002), em Idaho, nos Estados Unidos da América, Mohamed et al. (2004), no Egito e Bastiaanssen e Ali (2003) no Paquistão, Silva e Bezerra (2006) no Brasil.

Kimura et al. (2007) comentam que o SEBAL vem sendo bastante testado em áreas irrigadas em diferentes partes do globo, porém poucas referências são encontradas quando se investiga a estimativa da evapotranspiração da vegetação nativa de regiões semiáridas pelo emprego deste algoritmo. Esses autores aplicaram e validaram o SEBAL na estimativa da ET diária de vegetação nativa em bacia na região de Loess Plateau, na China, empregando procedimento descrito por Allen et al. (1998) e Bastiaanssen et al. (1998).

Meireles (2007) aplicou o SEBAL na estimativa da evapotranspiração real, utilizando imagem do satélite TM-Landsat 5 na bacia do Acaraú – CE. Bastiaanssen e Zwart (2007) utilizaram o SEBAL para determinar a evapotranspiração, produção de biomassa e produtividade da água no Vale Yaqui, México.

Moreira (2007) usou o SEBAL para avaliar o balanço de radiação e a evapotranspiração horária em três regiões no estado do Ceará (Região do Baixo Acaraú, Região da Chapada do Apodi e Região da Chapada do Araripe) concluindo que na estimativa de ET, o SEBAL se mostrou bastante eficiente apresentando resulta dos

significativos demonstrando a existência de uma variabilidade local e regional na evapotranspiração.

2.6. Balanço de energia à superfície

O saldo de radiação (R_n) é definido como a diferença entre os fluxos de radiação incidentes, refletidos e/ou emitidos, incluindo ambas as radiações de onda longa e de onda curta à superfície da terra e representa a principal fonte de energia utilizada pelos processos físicos, químicos, biológicos e meteorológicos à superfície e às camadas inferiores da atmosfera.

De acordo com BISHT et al. (2005), o R_n é o elemento chave para a estimativa do balanço de energia e é usado em várias aplicações incluindo monitoramento e previsões climáticas e do tempo, e em meteorologia agrícola.

O método do balanço de energia é considerado um processo racional de estimativa de evapotranspiração de uma superfície, o qual mede a energia disponível em um sistema natural e separa as frações usadas nos diferentes processos, obtendo-se, assim, bons resultados (VILLA NOVA, 1973).

O conhecimento do balanço de energia de uma superfície vegetada proporciona informações importantes para o estudo da evapotranspiração da cobertura vegetal. O processo de evapotranspiração ocorre mediante a troca de energia entre a atmosfera, o solo e a superfície evapotranspirante, e depende fortemente da quantidade de energia disponível.

As técnicas de sensoriamento remoto podem determinar o balanço de energia de forma espacialmente distribuída, em resposta a heterogeneidade do uso do solo, possibilitando a obtenção do fluxo vertical de calor latente com imagens orbitais, e conseqüentemente da evapotranspiração, através da diferença dos fluxos, também verticais. Partindo-se do princípio da conservação de energia na superfície vegetada, o balanço de energia de uma superfície pode ser descrito conforme equação (BEZERRA, 2006):

$$R_n = H + LE + G \quad (2)$$

em que: R_n é o saldo de radiação na superfície ($W.m^{-2}$); H e LE são os fluxos de calor sensível e latente ($W.m^{-2}$), respectivamente, e G é o fluxo de calor no solo ($W.m^{-2}$).

Faz-se necessário de uma observação de temperatura radiométrica da superfície, fornecendo assim, uma estimativa instantânea, que não necessariamente é representativa de uma medida diária. Com R_n e G estimados por métodos de sensoriamento remoto, enquanto H podendo ser calculado.

Segundo Arya (2001), os valores de H , LE e G são, em geral, positivos durante o dia. Em circunstâncias muito especiais, como campos irrigados, H e/ou G assumem valores negativos, enquanto LE , devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode exceder o saldo de radiação à superfície.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de estudo

A pesquisa foi realizada na área do Parque Nacional da Furna Feia e suas adjacências, estando localizada nos municípios de Mossoró e Baraúna, com centroide em (5° 33' 03" S, 37° 30' 56" W), ver Figura 1, estado do Rio Grande do Norte, estando situado na região semiárida do Nordeste brasileiro.

O Parque Nacional da Furna Feia é uma Unidade de Conservação (UC) federal elaborada pela base avançada compartilhada do CECAV (Centro Nacional de Pesquisa e Conservação de Caverna, vinculado ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade – ICMBio) no estado do Rio Grande do Norte. O Parque Nacional da Furna Feia foi criado oficialmente pelo decreto de 5 de junho de 2012 – seção 01, publicado no Diário Oficial da União. Situado em parte da área de reserva legal da antiga Fazenda Maisa, hoje Projeto de Assentamento Maisa (BENTO e CRUZ, 2011).

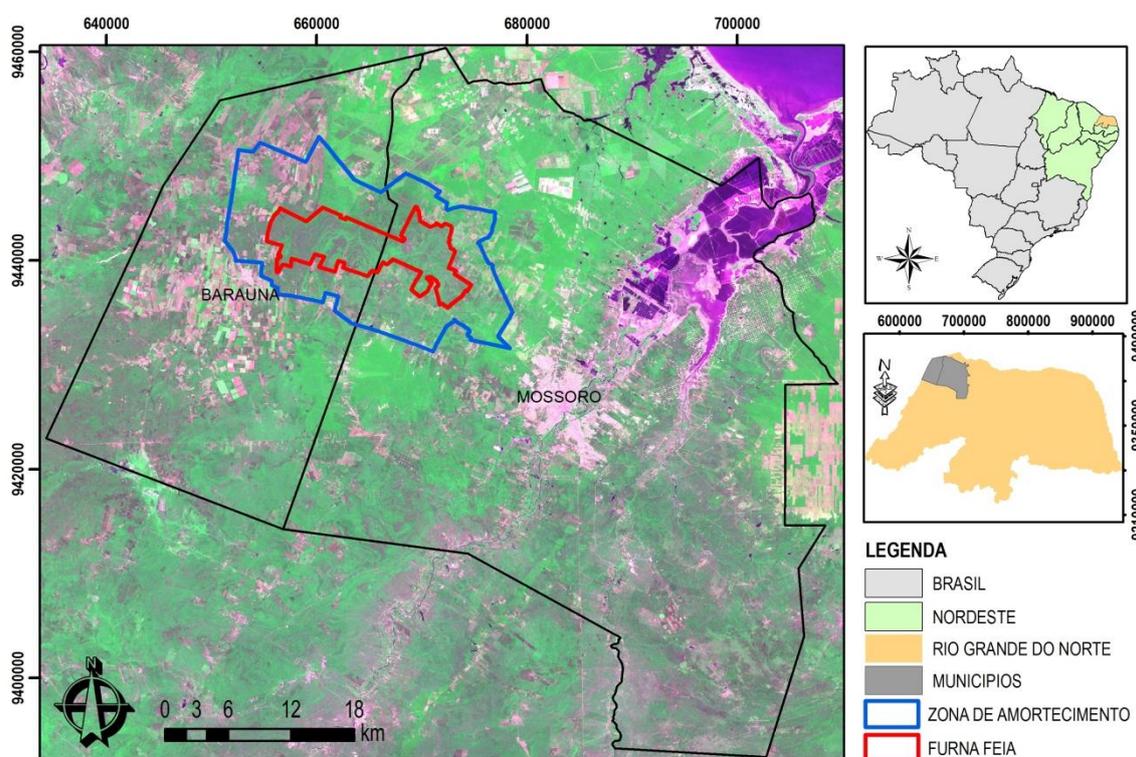


Figura 1 - Mapa do Brasil, região Nordeste, estado do Rio Grande do Norte, Parque Nacional da Furna Feia e sua respectiva zona de amortecimento, municípios de Mossoró e Baraúna. Data: 19/12/2008, Imagem Landsat 5-TM composição colorida.

O estudo contempla uma área contendo o bioma de Caatinga e afloramentos calcários conservados e abrange atualmente 8.494,36 hectares (Figura 2), sendo considerado um rico patrimônio natural, representando a maior Unidade de Conservação em Caatinga e a maior entre as de Proteção Integral do estado, considerando apenas os ambientes terrestres. É uma área bem preservada da vegetação xerófila caducifólia brasileira com uma fauna e flora rica e exuberante, com fisionomia de Caatinga Hiperxerófila caducifólia, caracterizando assim um ecossistema com espécies típicas do Semiárido Nordeste.



Figura 2 - Delimitação do Parque Nacional da Furna Feia. (Fonte: Google, 2012).

De acordo com Bento e Cruz (2011), os levantamentos apresentados, mesmo sendo preliminares, sinalizam uma biodiversidade ímpar: 105 espécies de plantas, distribuídas em 83 gêneros e 42 famílias, sendo 22 espécies endêmicas da Caatinga. Vale salientar que várias espécies constam nas listas oficiais da fauna e flora ameaçadas de extinção. A formação vegetal predominante na área é do tipo Caatinga arbustivo-arbórea, com alto grau de cobertura do solo.

De acordo com a classificação de Koppen, o clima predominante na região é do tipo BSw'h', caracterizado por ser muito quente e Semiárido, com a estação chuvosa se atrasando para o outono. O índice pluviométrico situa-se, em média, em torno dos 677mm.ano⁻¹, a temperatura média do ar é de 27,4 °C. A evapotranspiração de referência (ET_o) média anual está em torno de 2.871,6 mm (tanque classe "A") e a insolação média de 233 h mês⁻¹ (AMARO FILHO, 1991).

Com base nos dados da estação do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) situada em Mossoró – RN, (Figura 3) são apresentados o Balanço Hídrico climatológico e o Armazenamento de água no solo.

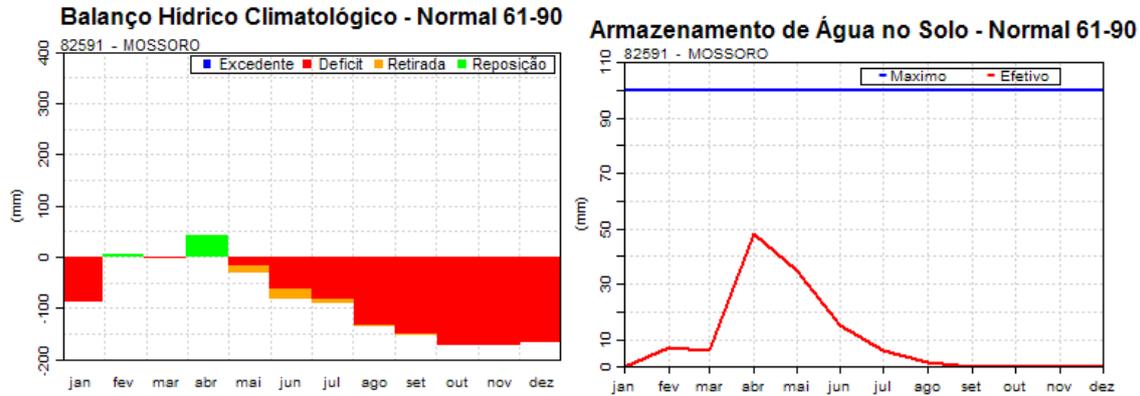


Figura 3 - Balanço Hídrico Climatológico e Armazenamento de água no solo para o município de Mossoró – RN.

Durante dez meses os solos permanecem com deficiência hídrica e nenhum mês de excedente de água. Do início de fevereiro a meados de maio é o período com menor deficiência de água.

Os solos da área em estudo são classificados em Cambissolo e Neossolo Litólico originado do calcário da Formação Jandaíra (EMBRAPA, 1999), ver Figura 4.

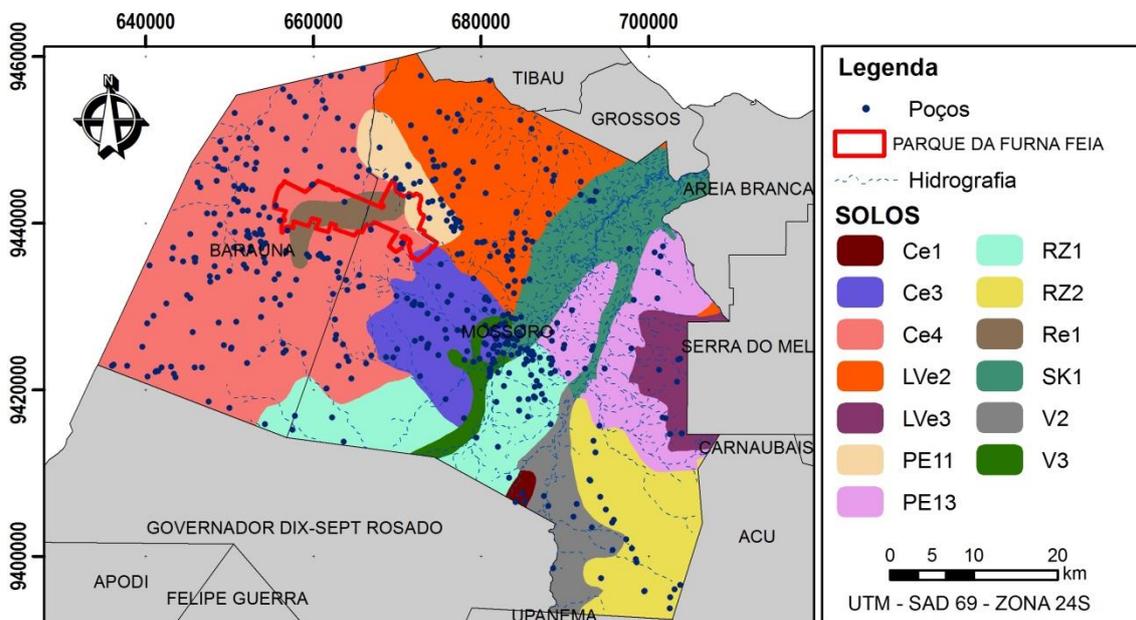


Figura 4 - Mapa de pedologia e hidrologia dos municípios de Mossoró e Baraúna - RN.

3.2.Dados orbitais

A estimativa da ET_r foi realizada a partir de imagens geradas pelo sensor TM, que se encontra a bordo do satélite Landsat 5, os quais possuem resolução espacial de 30 x 30 m nas bandas refletivas e 120 x 120 m na banda termal. As imagens foram adquiridas junto à DGI (Divisão de Geração de Imagens) do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e a USGS - NASA.

O Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de estudo foi obtido no site da Embrapa Monitoramento por Satélite (Brasil em Relevo), do produto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Trata-se de uma imagem matricial (raster), com dados topográficos de altitude, resolução espacial de 90 x 90 m, referente aos mosaicos SB-24-X-C e SB-24-X-D (ver Figura 6). Após baixar o arquivo foi feita uma reamostragem dos píxels para uma resolução de 30 x 30 m, deixando assim compatível com a resolução das imagens TM - Landsat 5. Posteriormente processou o registro de georreferenciamento das imagens.

As imagens utilizadas para a implementação do algoritmo SEBAL, foram da órbita/ponto 216/63 que recobrem a área de estudo, para as datas apresentadas na Tabela 1. A seleção das imagens foi realizada considerando a cobertura espacial da área de estudo e a distribuição temporal que permitisse estudar os diferentes períodos do ano, tal como a sazonalidade do clima, e ainda que houvesse mínima cobertura de nuvens.

Tabela 1 - Variáveis utilizadas no cômputo do balanço de energia, balanço de radiação e suas componentes, obtidas das imagens e da estação meteorológica automática.

DAS	271	193	353	212	276	23
Data da Imagem	28/09/2007	12/07/2008	19/12/2008	31/07/2009	03/10/2009	23/01/2010
E (°)	63,4270	49,3430	55,1930	51,6766	63,2147	55,0857
Cos Z	0,89437	0,75862	0,82108	0,78452	0,89270	0,82001
Hora Passagem	12:33:35	12:27:32	12:24:58	12:29:43	12:30:36	12:31:27
Dr	0,99844	0,96754	1,03230	0,97116	1,00128	1,03045
T _{ar} (°C)	30,35	27,35	31,85	26,60	27,85	29,75
U ₂ (m/s)	3,74	1,94	3,74	2,77	3,22	2,62
Rs, 24h (W m ⁻²)	305,55	343,50	308,17	268,81	319,49	293,45
Rs (W m ⁻²)	910,00	742,50	873,61	614,44	771,39	654,72

DSA: Dia Sequencial do Ano; E: ângulo de elevação do sol; Z: ângulo zenital solar; Hora: (Tempo Central GMT); dr: inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol; T_{ar}: temperatura do ar instantânea; U₂: velocidade do vento a 2 metros de altura; Rs, 24h: radiação solar global diária média; Rs: radiação solar global instantânea.

O processamento das imagens foi executado com a ferramenta *Model Maker* do software *ERDAS Imagine* versão 9.1 e por fim complementado com o refinamento na produção das cartas temáticas com *ArcGis* versão 9.3.

A partir dos dados orbitais foi processada a carta temática de uso e ocupação do solo (Figura 5) pelo método da classificação não supervisionada Ioseg, com auxílio do SPRING 5.2 (SANTOS et al.; 2010), além da posterior vetorização de área de vegetação nativa, áreas adjacentes de produção agrícola e demais usos predominantes, para auxiliar nas análises das estimativas geradas pelo SEBAL, sendo considerada para processamento a imagem com a menor presença de nebulosidade.

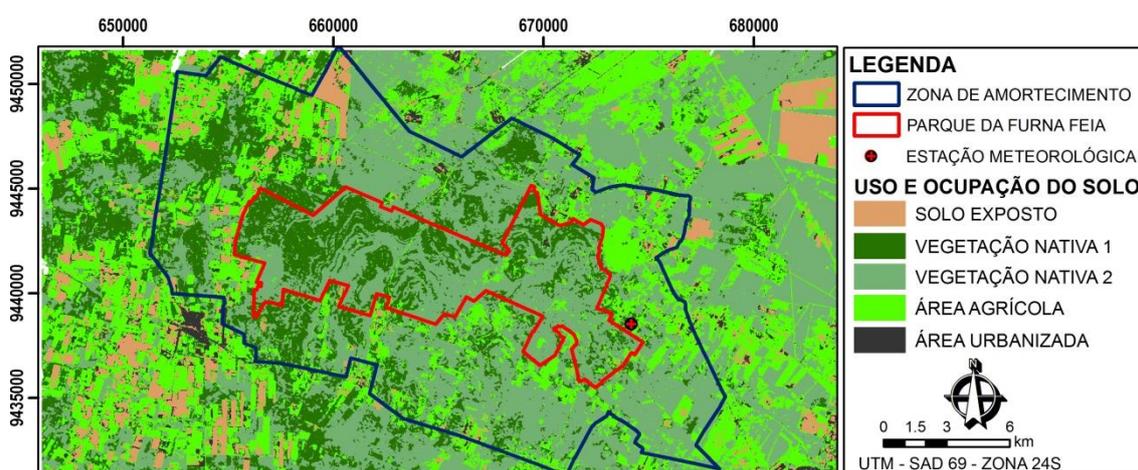


Figura 5 - Carta temática de uso e ocupação do solo da área de estudo.

Observa-se que o recorte da cena estudada (Figura 5) constitui uma área bastante heterogênea, formada principalmente por fazendas que apresentam áreas de agricultura irrigada, áreas de vegetação nativa em dois níveis (densa e rala) e solo exposto, além da presença de comunidades rurais (urbanizadas).

3.3. Dados meteorológicos

Os dados meteorológicos utilizados para a implementação do modelo SEBAL: radiação global, temperatura do ar e velocidade do vento, os quais foram obtidos juntos ao INMET, na estação localizada no município de Mossoró, próxima a área de estudo: Estação Experimental Rafael Fernandes, pertencente à Universidade Federal Rural do Semi-Árido (UFERSA), na localidade denominada comunidade “Alagoinha” (5° 03’

40" S, 37° 23' 51" W e altitude 72 m) situando-se a 13 km do centroide da área em tela (ver Figura 6).

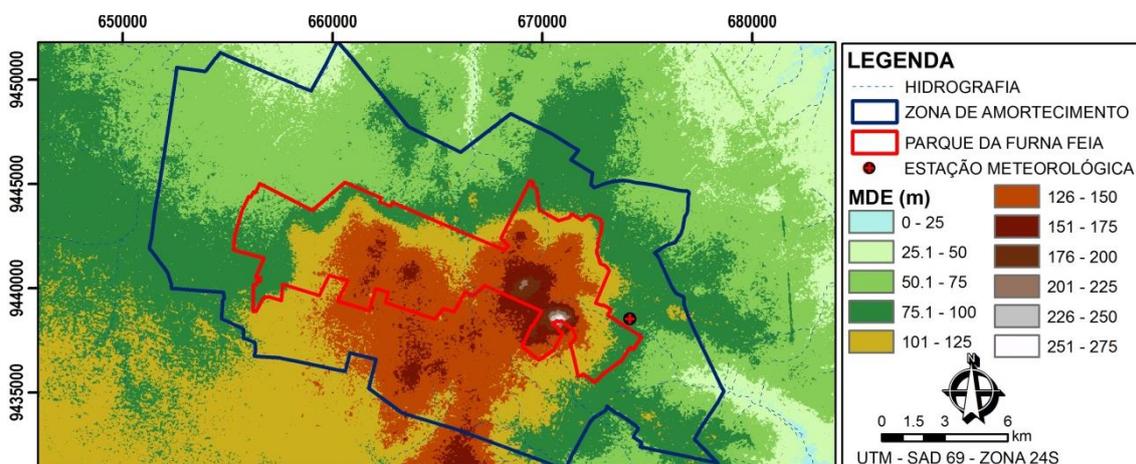


Figura 6 - Mapa do modelo digital de elevação e localização da área do PNFF e da estação meteorológica automática.

Os dados meteorológicos de superfície foram necessários para realizar as correções e calibrações das imagens TM - Landsat 5. Além de possibilitar realizar as estimativas de evapotranspiração horária e diária utilizando o modelo de Penman-Monteith FAO-56 (ALLEN et al., 1998), permitindo relacionar os dados em campo com os valores obtidos utilizando o algoritmo SEBAL, avaliando os valores de forma pontual.

3.4. Implementação do SEBAL

O primeiro passo no processo do SEBAL é calcular o balanço de radiação à superfície, isso é feito através de uma série de medidas, partindo da radiância espectral dos dados orbitais. Os procedimentos no SEBAL são detalhados a seguir.

3.4.1. Saldo de radiação à superfície

Saldo de radiação (R_n) é a designação empregada para indicar a radiação disponível à superfície, em que devem ser consideradas tanto a radiação de onda longa quanto a radiação de onda curta. A diferença entre o fluxo de energia que incide sobre a superfície terrestre e o fluxo de energia por ela emitida e refletida representa a

quantidade de energia disponível para os processos de reciclagem de energia: aquecimento da atmosfera, evapotranspiração, aquecimento do solo e da água.

A Figura 7 representa a construção do modelo SEBAL para obter o saldo de radiação à superfície (R_n), onde o mesmo, representa a primeira variável para o balanço de energia.

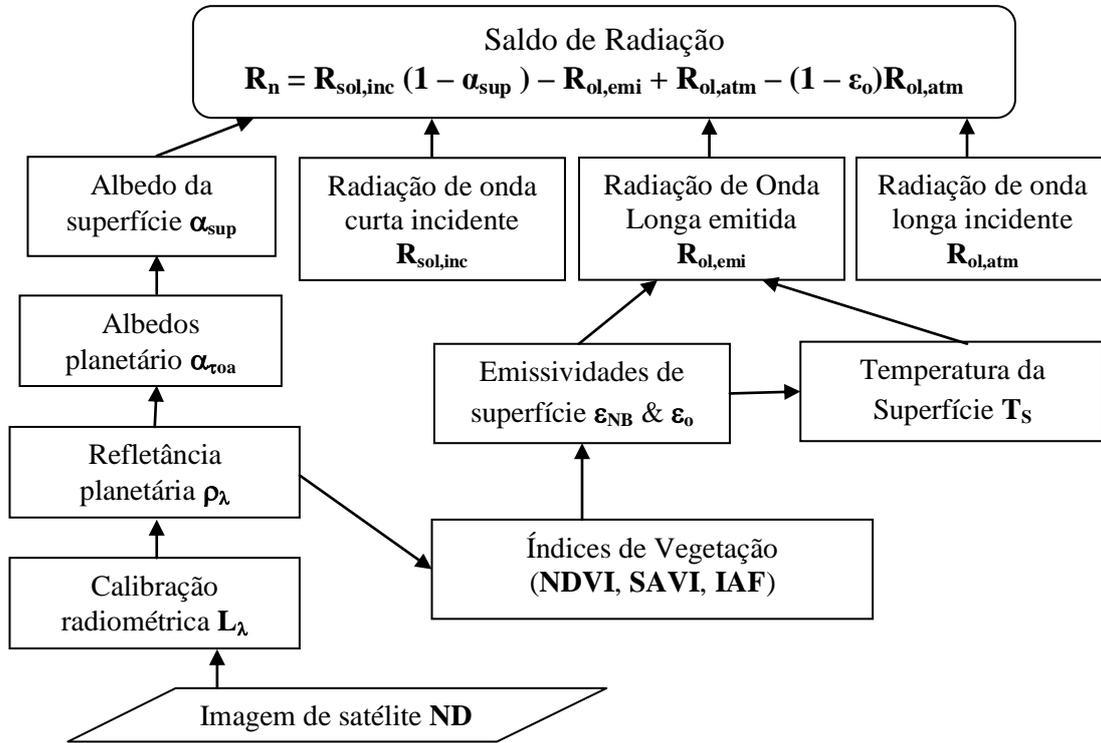


Figura 7 - Fluxograma metodológico para o cálculo do saldo de radiação instantâneo.

A seguir estão descritos as equações de cada modelo matemático adotado para a realização de cada etapa.

ETAPA 1		
Calibração Radiométrica	$L_{\lambda i} = a_i + \left(\frac{b_i - a_i}{255} \right) ND \quad (3)$	a e b são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$), conforme Tabela 1; ND é a intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 255); i são as bandas (1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7) do satélite TM Landsat 5.
ETAPA 2		
Refletância Planetária	$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (4)$	$L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda; $k_{\lambda i}$ é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$), conforme Tabela 1; Z é o ângulo zenital solar e d_r é a razão entre a distância média Terra-Sol e a distância Terra-Sol em dado dia do ano

			$d_r = 1 + 0,033 \cos(DSA.2\pi/365)$, onde DSA é o Dia Sequencial do ano.
ETAPA 3			
Albedo Planetário	$\alpha_{toa} = 0,293\rho_{p1} + 0,274\rho_{p2} + 0,233\rho_{p3} + 0,157\rho_{p4} + 0,033\rho_{p5} + 0,01\rho_{p7}$ (5)		onde $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$ e ρ_7 são as refletâncias planetárias das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, respectivamente.
ETAPA 4			
Albedo da Superfície	$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}}$ (6)		α_{toa} é o albedo planetário; α_p é a refletância da própria atmosfera (0,03) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica ($\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5}z$); onde z é a altitude de cada <i>pixel</i> em metros (m), onde será utilizado imagens SRTM.
ETAPA 5			
NDVI	$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V}$ (7)		ρ_{IV} , ρ_V correspondem, respectivamente, as bandas 4 e 3 do sensor TM Landsat 5.
SAVI	$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)}$ (8)		L é uma variável de valor 0,25 (usado para vegetação densa), 0,5 (usado para vegetação intermediária) e 1,0 (usado para pouca vegetação).
IAF	$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91}$ (9)		
ETAPA 6			
Emissividades	$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033.IAF$ (10)		Para pixels com NDVI e para corpos de água (NDVI < 0) 0,99 e 0,985, conforme recomendações de Allen et al. (2002).
	$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01.IAF$ (11)		
ETAPA 7			
Temperatura da Superfície	$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)}$ (12)		$K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1260,56 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ são as constantes de calibração da banda termal do sensor TM Landsat 5. A radiância espectral da banda termal $L_{\lambda,6}$ e a emissividade ε_{NB}
ETAPA 8			
Radiação de Onda Longa Emitida	$R_{ol,emi} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_{sup}^4$ (13)		ε_0 é a emissividade de cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_{sup} é a temperatura da superfície (K)
ETAPA 9			
Radiação de Onda Curta Incidente	$R_{sol,inc} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw}$ (14)		S é a constante solar (1367 Wm^{-2}), Z é ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica
ETAPA 10			
Radiação de Onda Longa Incidente	$R_{ol,atm} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4$ (15)		ε_a é a emissividade atmosférica obtida por: $\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09}$ (ALLEN et al., 2002), σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T_a é a temperatura do ar (K)

Tabela 2 - Coeficientes de calibração mínima (a), máxima (b) e Irradiância solar espectral no topo da atmosfera para o TM-Landsat 5 (CHANDER et al., 2009).

Banda	a	b	K_{λ_i} ($W\ m^{-2}\ \mu m^{-1}$)
	$(W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1})$		
1	-1.52	169	1957
2	-2.84	333	1826
3	-1.17	264	1554
4	-1.51	221	1036
5	-0.37	30.2	215
6	1.2378	15.303	-
7	-0.15	16.5	80.67

Após o cálculo das componentes do saldo de radiação (R_n), é computado o saldo de radiação instantâneo por meio da equação 16 :

$$R_n = R_{sol,inc} (1 - \alpha_{sup}) - R_{ol,emi} + R_{ol,atm} - (1 - \epsilon_o)R_{ol,atm} \quad (16)$$

sendo: $R_{sol,inc}$ é a radiação de onda curta incidente, α_{sup} é o albedo de cada pixel, $R_{ol,atm}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{ol,emi}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ϵ_o é a emissividade de cada pixel.

3.4.2. Fluxo de calor no solo

A partir do saldo de radiação (R_n) estimado é possível determinar o fluxo de calor de calor no solo (G), onde no balanço de energia é a primeira das três partições a ser determinada: fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e fluxo de calor no solo.

O fluxo de calor no solo é a quantidade de energia utilizada para aquecer o solo. O mesmo é função da condutividade térmica do solo e gradiente vertical da temperatura e requer informações detalhadas das propriedades dos solos.

As medidas convencionais do fluxo de energia no solo requerem o conhecimento do gradiente de temperatura entre dois níveis, medida que é possível com os instrumentos adequados. Todavia, nas estimativas via satélite, descrever este gradiente não é possível. Dessa forma, a abordagem mais comumente empregada para a estimativa do fluxo de calor no solo por meio de imagens de satélite é construir uma relação empírica a partir do saldo de radiação.

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

$$G = [T_s (0,0038 \alpha + 0,0074 \alpha)(1 - 0,98 \text{NDVI}^4)] \text{Rn} \quad (17)$$

em que: T_s é a temperatura da superfície (°C), α é o albedo da superfície e NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada, todos computados pixel a pixel e Rn é o saldo de radiação.

3.4.3. Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível é a taxa de calor transferida para o ar por convecção e condução, devido a uma diferença de temperatura. A determinação do fluxo de calor sensível (H) é a etapa mais importante do SEBAL. Sua estimativa é complexa e requer uma série de suposições para ser corretamente computada. Ele é calculado pela equação 18:

$$H = \frac{\rho \times C_p \times dT}{r_{ah}} \quad (18)$$

sendo ρ é massa específica do ar, C_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), dT (K) é a diferença de temperatura ($T_1 - T_2$) entre duas alturas (Z_1 e Z_2) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s.m^{-1}).

O fluxo do calor sensível, o cerne do SEBAL, é estimado com base na velocidade do vento, da rugosidade da superfície e temperatura da superfície usando uma calibração interna do gradiente da temperatura próxima à superfície entre dois níveis da superfície segundo Bastiaanssen et al. (1998a).

A equação tende a ser difícil de resolver, uma vez que há duas incógnitas r_{ah} e dT . Para facilitar utilizam-se dois pixels âncora (quente e frio), em que se admite que para o pixel quente o $\text{LE} = 0$, enquanto no pixel frio $\text{H} = 0$, os quais auxiliam na determinação da variação da temperatura (dT) e a resistência r_{ah} em todos os pixels da área de estudo. Na Figura 8 está representado o fluxograma do processo iterativo de obtenção do fluxo de calor sensível (H).

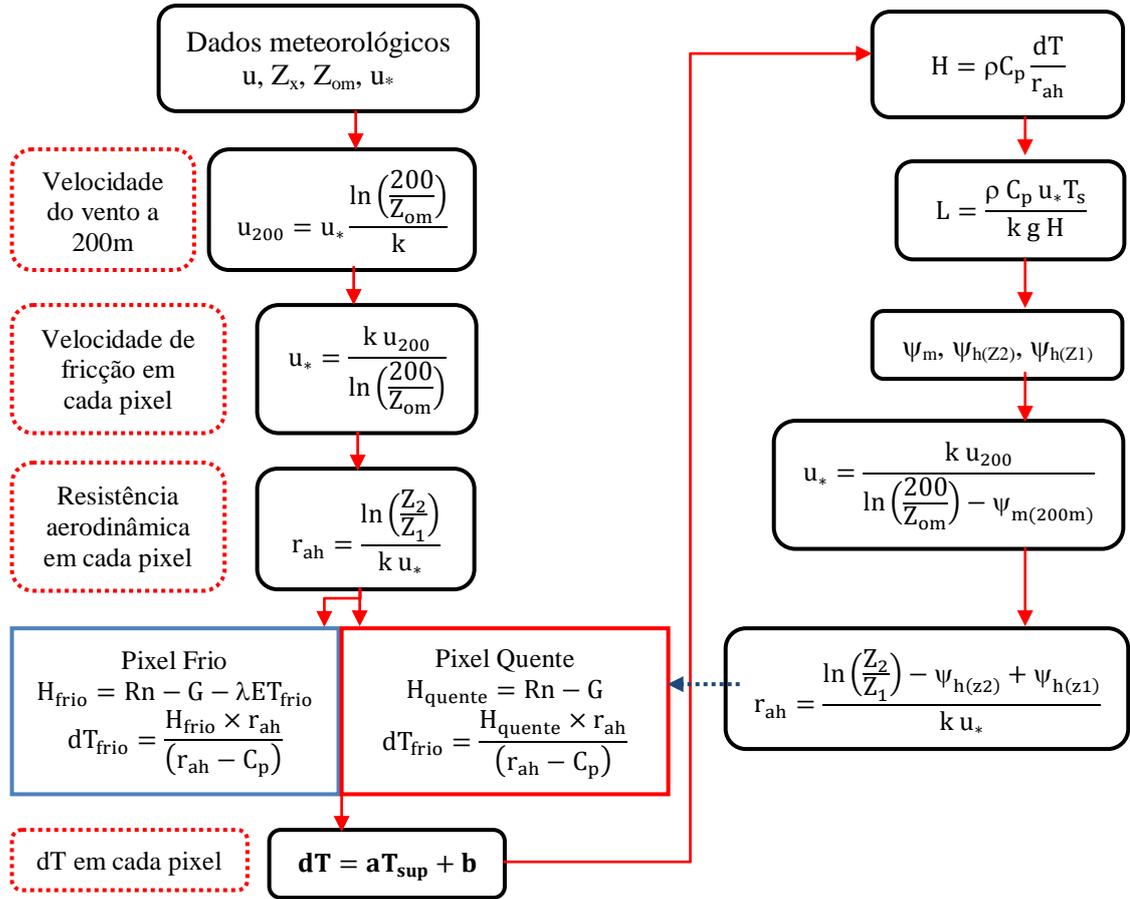


Figura 8 - Fluxograma do processo iterativo de obtenção do fluxo de calor sensível (H).

O cômputo de H é iniciado com dados de uma estação meteorológica no interior da cena estudada, quais sejam: a velocidade do vento (ms^{-1}) ao nível de Z m e a altura média da vegetação (m) circundante no local da medição da velocidade do vento.

Inicialmente, a resistência aerodinâmica r_{ah} (s.m^{-1}) é computada admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* k} \quad (19)$$

onde: Z_1 e Z_2 são as alturas em metros acima da superfície (em alguns estudos mais recentes têm sido utilizados $Z_1 = 0,1$ m e $Z_2 = 2,0$ m), u_* velocidade de fricção (m.s^{-1}) e k é a constante de Von Karman (0,41).

Nesta etapa são reunidas as informações sobre a velocidade do vento u (m.s^{-1}) e a altura média da vegetação h (m) que envolve a estação meteorológica. Dessa forma, obtém-se o coeficiente de rugosidade local Z_{om} em função da altura média da vegetação segundo equação de Brutsaert (1982), em que: $Z_{om} = 0,12 h$.

A velocidade de fricção $u^*(m.s^{-1})$ é computada usando o perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra.

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (20)$$

onde k é constante de Von Karman, u_x é a velocidade do vento ($m.s^{-1}$) na altura z (2,0 m, por exemplo) e z_{0m} é o coeficiente de rugosidade (m).

Em seguida, considerando-se, ainda, a atmosfera em equilíbrio neutro, é estimada a velocidade do vento ao nível de $z = 200$ m [u_{200} (ms^{-1})], chamada de blending height, onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, e que é dada pela equação 21:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (21)$$

sendo: u^* a velocidade de fricção na estação meteorológica.

Com a hipótese de que u_{200} é constante em toda a cena estudada, pode ser obtida a velocidade de fricção (u^*) para cada pixel da imagem, pela equação 22:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)} \quad (22)$$

sendo: z_{0m} é o coeficiente de rugosidade da superfície, podendo ser obtido em função do SAVI segundo equação 23, desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$Z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62 \text{ SAVI}) \quad (23)$$

O cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície dT (C°) para cada pixel é computada através de uma relação linear entre dT e T_{sup} (temperatura da superfície):

$$dT = a + bT_{sup} \quad (24)$$

onde os coeficientes a e b são obtidos através dos pixels âncoras (quente e frio), conforme visto na sequência.

O pixel “frio” da imagem foi escolhido admitindo-se que este se encontra numa área com umidade presente ou de vegetação densa, onde se assume que o fluxo de calor

sensível é nulo ($H_{\text{frio}}=0$) e o fluxo de calor latente de calor latente LE_{frio} (W m^{-2}) é dado por:

$$LE_{\text{frio}} = R_n - G \quad (25)$$

Por sua vez, o pixel “quente” é escolhido numa área com grande exposição de solo, preferencialmente “degrada ou antropizada”, onde se assume que o fluxo de calor latente é nulo ($LE_{\text{quente}} = 0$) e portanto o fluxo de calor sensível H_{quente} (W m^{-2}) é dado por:

$$H_{\text{quente}} = R_n - G = \frac{\rho C_p (a + bT_{\text{sup}})}{r_{\text{ah}}} \quad (26)$$

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

No entanto, os valores obtidos não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo, e que nas etapas seguintes se considerada, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Dessa forma, devido os efeitos turbulentos afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, sendo considerada no cômputo do fluxo de calor sensível em todos os pixels da área de estudo.

O comprimento de Monin-Obukhov (L) é utilizado para identificar as condições de estabilidade da atmosfera e é computado em função dos fluxos de calor e de momentum pela equação 27:

$$L = \frac{\rho C_p u_* T_s}{k g H} \quad (27)$$

sendo: C_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), u_* é a velocidade de fricção (ms^{-1}) em cada pixel, T_s é a temperatura da superfície (K) em cada pixel, k é constante de von Karman (0,41), g é a constante gravitacional ($9,81 \text{ m.s}^{-2}$), H é o fluxo de calor sensível (W.m^{-2}) obtido inicialmente em cada pixel considerando a condição de neutralidade e ρ é a densidade do ar (kg.m^{-3}), calculada pela expressão 28:

$$\rho = 3,486 \frac{P}{T \left(1 - 0,378 \frac{e_a}{P}\right)^{-1}} \quad (28)$$

em que: P é a pressão atmosférica na elevação z (kPa), T é a temperatura absoluta (K) e e_a é a pressão real de vapor (kPa), conforme descrito em Allen et al. (1998).

Os valores de L definem as condições de estabilidade da seguinte forma: se $L < 0$, a atmosfera é considerada instável; se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h) deverão ser considerados. Para isto, utilizam-se das formulações de Paulson (1970) e Webb (1970):

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

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (29)$$

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

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

onde:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L} \right)^{0,25} \quad (32)$$

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

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

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

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (35)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad (36)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1+x_{(0,1m)}^2}{2} \right) \quad (37)$$

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

O valor corrigido para a velocidade de fricção u_* ($m s^{-1}$) é dado pela equação 38:

$$u_* = \frac{u_{200-k}}{\ln \left(\frac{200}{z_{0m}} \right) - \psi_{m(200m)}} \quad (38)$$

onde: u_{200} é a velocidade do vento a 200 m (m s^{-1}), k é a constante de von Karman (0,41), Z_{om} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\psi_{m(200 \text{ m})}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 200 m.

Tendo obtido u^* corrigido, foi obtido o valor corrigido para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (s m^{-1}), pela da equação 39:

$$r_{\text{ah}} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* k} \quad (39)$$

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

Uma vez corrigidos u^* e r_{ah} retorna-se ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obtenha estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}). Em geral são necessárias de 6 a 8 iterações, para obter erro relativo de 0,01%.

3.4.4. Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente LE ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) compreende o fluxo de massa na atmosfera proveniente da evaporação mais transpiração das plantas de dada área, ao mesmo tempo em que representa a taxa de calor cedido à água da superfície (solo e/ou planta) para que a mesma evapotranspire. Uma vez conhecidos os fluxos de calor sensível, no solo e saldo de radiação, o mesmo pode ser calculado pela equação 40:

$$LE = R_n - G - H \quad (40)$$

em que: os fluxos correspondem ao instante da passagem do satélite.

3.4.5. Evapotranspiração diária

Para a obtenção da evapotranspiração diária (ET_{24h}), a primeira etapa foi calcular a evapotranspiração horária ET_h , dada pela razão entre o fluxo de calor latente (LE), e o calor latente de vaporização da água ($\lambda = 2,45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), multiplicada por 3600, que é

um fator de conversão de valor instantâneo para valor horário (ALLEN et al., 2002, TREZZA, 2002), conforme equação 41:

$$ET_h = 3600 \frac{LE}{\lambda} \quad (41)$$

A ET_{24h} é determinada com base na Fração Evaporativa instantânea (FE_i), definida com a razão entre LE e ($Rn - G$). Vários estudos confirmam que a FE_i é igual a FE_{24h} , de acordo com Trezza (2006), é relativamente constante em todo o período diurno. Portanto, tem-se a equação 42:

$$FE_i = \left(\frac{LE}{Rn - G} \right) = FE_{24h} = \frac{LE_{24h}}{Rn_{24h}} \quad (42)$$

admite-se que $G_{24h} = 0$. Assim, a LE_{24h} será dada pela equação 43:

$$LE_{24h} = FE_i \times Rn_{24h} \quad (43)$$

em que o saldo de radiação médio 24 horas, tem-se: $Rn_{24h} = Rs_{24h} (1 - \alpha_{sup}) - 110\tau_{24h}$, em que radiação solar incidente (R_s) integrada para 24h, τ é a transmissividade média (adimensional) e a conversão da LE_{24h} em ET_{24h} é dada pela equação 44.

$$ET_{24h} = \frac{86400 FE_i \times Rn_{24h}}{\lambda} \quad (44)$$

3.5. Análise estatística

Os métodos apresentados na determinação e estimativa da evapotranspiração foram avaliados segundo estatística descritiva dos principais momentos estatísticos (média, mediana, variância, máximo, mínimo, moda, desvio padrão e coeficiente de variação), gráficos de dispersão dos dados de saldo de radiação e classificação de acordo com Santos (2007), no nível diário e instantâneo, além da raiz do erro quadrático médio (RMSE), equação 45, o erro absoluto médio (EAM), equação 46 e o erro relativo médio (ERM), equação 47.

$$\text{RMSE} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (45)$$

$$\text{EAM} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad (46)$$

$$\text{ERM} = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{P_i - O_i}{O_i} \right| \quad (47)$$

sendo P_i é a valor estimado pelo algoritmo SEBAL, O_i é o valor determinado pelo método de referência e n é o número de observações.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Análise Exploratória

Nos gráficos da Figura 9 estão apresentadas as variações sazonais diárias da radiação solar global incidente (MJ.m^{-2}), velocidade do vento (m.s^{-1}) a 2 m de altura, temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C}$) e o regime de precipitação pluviométrica (mm), referente ao período de 05/06/2007 a 27/06/2010. Percebe-se que no período de 26/04/2009 a 18/05/2009, ocorreram problemas no sistema de coleta de dados, resultando em dados faltosos.

A quantidade de radiação solar que incide sobre a superfície terrestre age sobre o fluxo de energia da terra, atuando sobre os valores de temperatura e de demanda fotossintética das plantas, aumentando a quantidade de água requerida pelas plantas e pela atmosfera, diminuindo assim, o estoque de água no solo (SIQUEIRA, 2006). A Figura 9 apresenta os valores de radiação solar global incidente sobre a área de estudo durante o período avaliado, visando relacioná-la com os processos de balanço de energia em superfície e o processo de evapotranspiração.

As imagens orbitais foram obtidas durante o período de estiagem, com exceção das datas de 12/07/2008 e 31/07/2009, em que ambas correspondem ao período de declínio dos eventos de precipitação, de seus respectivos anos. Tem-se que os maiores valores de radiação solar global incidente foram obtidos durante o período de estiagem, devido a baixa incidência da nebulosidade sobre o radiômetro e a reduzida presença de gases de ação atenuante, em reposta a influência da precipitação na redução da ocorrência de gases poluentes. Em relação a temperatura média do ar, observa-se um suave aumento no primeiro semestre de 2010.

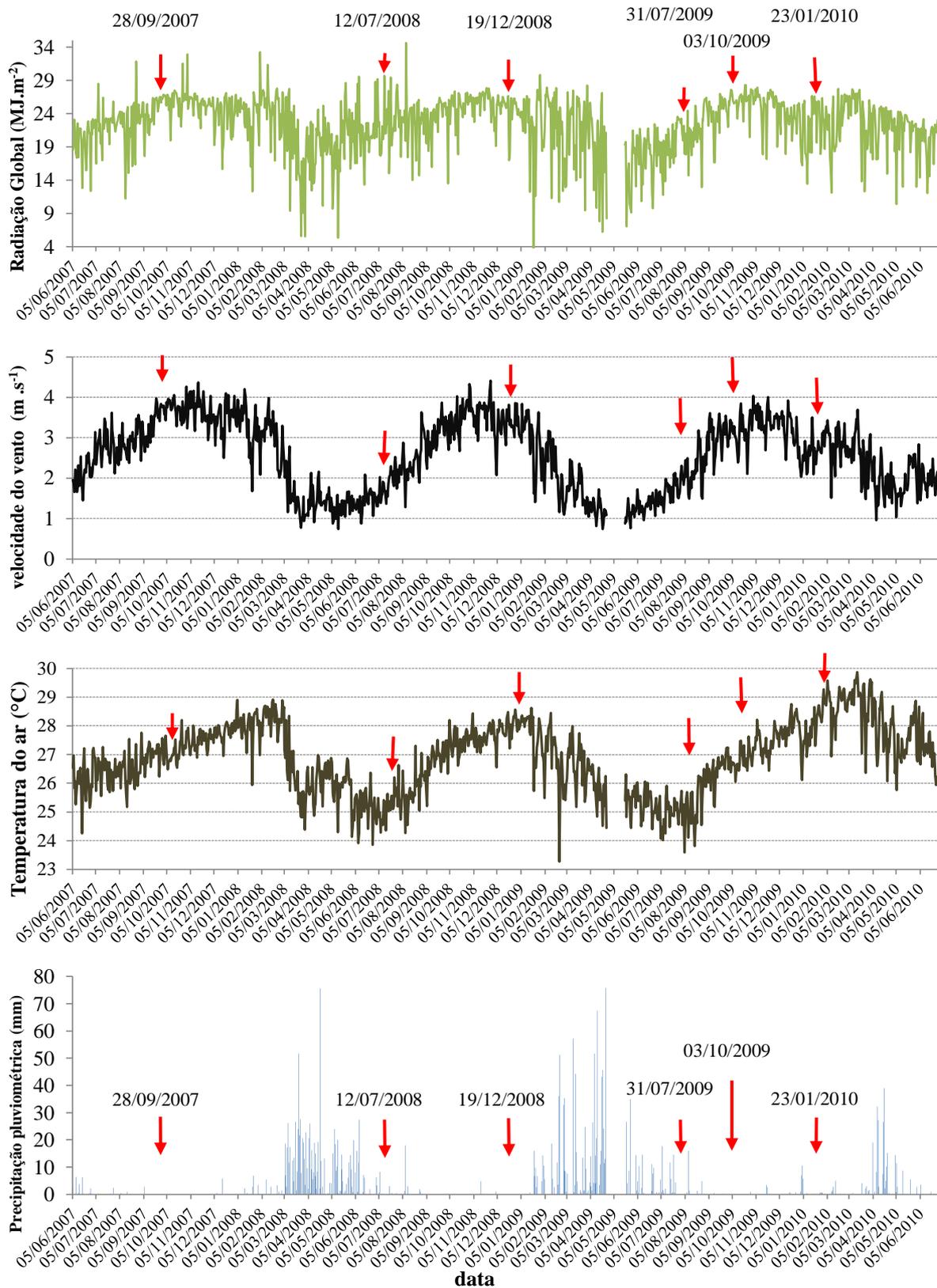


Figura 9 - Variação sazonal diária da radiação solar global incidente (MJ.m^{-2}), velocidade média diária do vento (m.s^{-1}) a 2 m de altura, temperatura média diária do ar ($^{\circ}\text{C}$) e regime de precipitação pluviométrico (mm) da estação automática meteorológica, com o apontamento dos períodos de obtenção das imagens orbitais.

Na Tabela 3 constam os valores dos principais momentos estatísticos dos parâmetros biofísicos (albedo da superfície, NDVI, saldo de radiação instantâneo e diário e evapotranspiração diária) envolvidos na área de estudo do Parque Nacional da Furna Feia, conforme delimitado nas Figuras 5 e 6.

Tabela 3 - Estatística descritiva dos parâmetros biofísicos estimados para a área do Parque Nacional da Furna Feia.

data	PB	Média	med	min	max	moda	DP	CV
28/09/2007	Albedo	0,15	0,15	0,12	0,32	0,14	0,02	0,11
	NDVI	0,26	0,26	0,10	0,70	0,25	0,03	0,12
	Rn _{inst}	658,55	664,27	500,06	707,63	667,38	21,31	0,03
	Rn _{24h}	15,27	15,38	10,93	16,17	15,64	0,42	0,03
	Etr _{24h}	3,19	3,33	0,42	4,61	3,46	0,60	0,19
12/07/2008	Albedo	0,12	0,12	0,04	0,26	0,11	0,01	0,09
	NDVI	0,61	0,63	0,05	0,80	0,69	0,09	0,16
	Rn _{inst}	610,67	612,26	502,85	673,55	614,21	9,62	0,02
	Rn _{24h}	17,90	17,94	13,66	20,11	18,25	0,31	0,02
	Etr _{24h}	5,89	5,98	1,36	7,49	5,64	0,62	0,11
19/12/2008	Albedo	0,15	0,14	0,11	0,32	0,13	0,02	0,12
	NDVI	0,25	0,25	0,02	0,55	0,24	0,03	0,14
	Rn _{inst}	687,90	693,00	517,19	730,39	696,88	19,32	0,03
	Rn _{24h}	16,01	16,14	11,36	17,00	16,12	0,47	0,03
	Etr _{24h}	3,41	3,54	0,54	4,77	3,93	0,50	0,15
31/07/2009	Albedo	0,12	0,12	0,04	0,34	0,13	0,01	0,08
	NDVI	0,66	0,67	0,06	0,79	0,69	0,06	0,10
	Rn _{inst}	588,03	589,25	427,30	656,00	590,85	8,34	0,01
	Rn _{24h}	14,13	14,15	9,01	16,02	14,23	0,23	0,02
	Etr _{24h}	4,95	5,02	2,09	6,15	5,38	0,38	0,08
03/10/2009	Albedo	0,13	0,12	0,09	0,30	0,13	0,01	0,10
	NDVI	0,38	0,38	0,12	0,65	0,38	0,07	0,19
	Rn _{inst}	671,56	674,65	512,94	716,92	688,80	18,55	0,03
	Rn _{24h}	17,38	17,46	12,54	18,44	17,42	0,34	0,02
	Etr _{24h}	4,72	4,81	1,40	6,09	5,43	0,59	0,12
23/10/2010	Albedo	0,12	0,12	0,03	0,51	0,11	0,02	0,13
	NDVI	0,51	0,52	0,03	0,77	0,51	0,11	0,21
	Rn _{inst}	667,88	671,95	355,37	766,96	675,47	16,79	0,03
	Rn _{24h}	16,01	16,08	6,03	18,18	16,27	0,39	0,02
	Etr _{24h}	4,27	4,40	0,84	7,33	4,75	0,54	0,13

Número de observações 95338 pixels; **data**: data da observação da imagem orbital; **PB**: Parâmetro Biofísico; **med**: mediana; **min**: mínimo; **max**: máximo; **DP**: desvio padrão; **CV**: coeficiente de variação; **NDVI**: Índice de Vegetação da Diferença Normalizada; **TS**: Temperatura de Superfície (K); **Rn_{inst}**: Saldo de radiação instantâneo ($W.m^{-2}$); **Rn_{24h}**: Saldo de radiação diário ($MJ.m^{-2}$); **Etr_{24h}**: Evapotranspiração real diária SEBAL (mm).

De acordo com Gomes (1984), valores de coeficiente de variação abaixo de 10%, são classificados como valores baixos e conferem ao experimento alta precisão, de 10 – 20% médio, 20 – 30% alto e valores acima de 30% muito alto.

Na Tabela 3 observa-se que os menores valores de coeficiente de variação foram atribuídos aos saldos de radiação instantâneo (Rn_{inst}) e diário (Rn_{24h}), com valores de 1 e 2%, respectivamente, enquanto os maiores valores foram obtidos para o NDVI (21%). De acordo com o Zwart et al. (2006), valores de CV abaixo de 9% indicam extrema homogeneidade no padrão de distribuição espacial.

Desta forma, o NDVI pode ser utilizado como um parâmetro indicador da dinâmica espaço-temporal de diferentes ocupações do solo, em virtude da sua elevada sensibilidade de detecção envolver radiação visível e infravermelho em superfície (SILVA et al., 2011a).

Observa-se, ainda, na Tabela 3, uma grande amplitude nos dados do dia 23/10/2010, fato este promovido pela rápida resposta da cobertura vegetal de Caatinga aos primeiros eventos de precipitação pluviométrica, sendo que, de acordo com o gráfico do regime de precipitação da Figura 9, o período que antecede a obtenção da imagem, a área de estudo encontrava-se no início dos primeiros eventos de precipitação, marcando o processo de resiliência natural, pelos mecanismos fisiológicos e morfológicos da vegetação de Caatinga.

Enquanto os menores valores de amplitude foram obtidos para o parâmetro de albedo da superfície (0,21), não existindo grandes diferenças entre o valor máximo e mínimo, além dos valores de média, mediana e moda apresentarem-se semelhantes, indicando a presença de uma superfície de resposta espectral mais homogênea.

Com exceção do parâmetro de saldo de radiação instantâneo, os demais apresentaram dispersão pequena dos valores, quando se verificam os valores de desvio padrão apresentados na Tabela 3. Essa pequena variação dos valores deve ser resposta a baixa heterogeneidade da vegetação dentro de cada carta obtida.

4.2.Mapeamento Temático dos parâmetros biofísicos

O entendimento de diversos processos biofísicos e a distribuição espacial dos fluxos superficiais em um sistema agrícola ou mesmo em um sistema ecológico, como a Caatinga, está associado à estrutura física do dossel e à quantidade de biomassa, que

regulam o balanço de radiação no interior do dossel e os processos de troca de energia e gás carbônico (CO₂) com a atmosfera. O NDVI, assim como o índice de área foliar, a percentagem de cobertura do terreno por vegetação, o peso da matéria verde, dentre outros, são reconhecidamente bons estimadores espectrais de algumas características dos dosséis de plantas (SILVA, 2009).

Na Figura 10 é apresentada a dinâmica sazonal da variabilidade espacial do índice de vegetação de NDVI. Os menores valores de NDVI (0 – 0,2) estão situados nas manchas a leste, oeste e noroeste à área do Parque Nacional da Fuma Feia, sendo representadas pela presença de solo exposto.

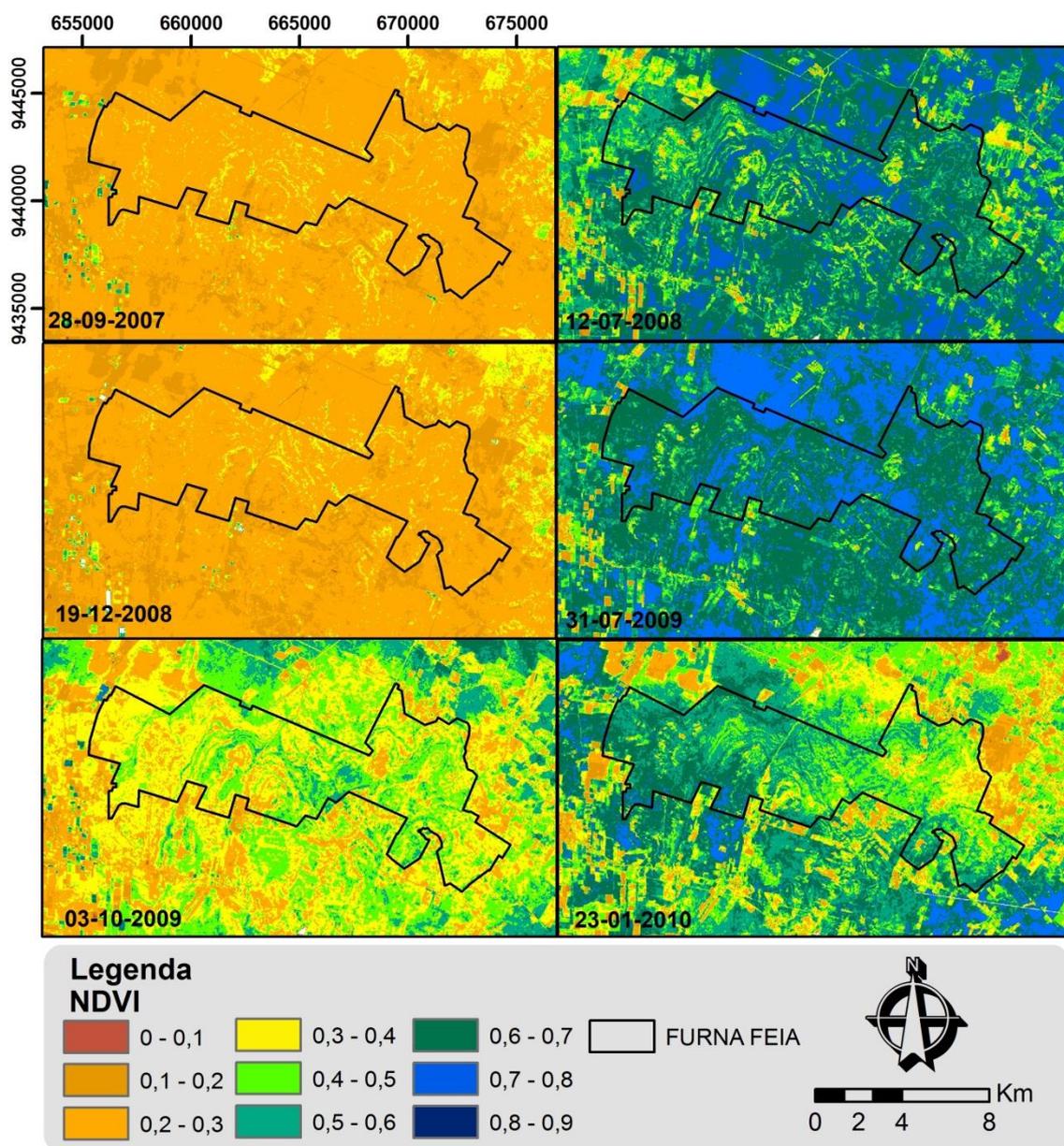


Figura 10 - Carta temática da variação sazonal do NDVI de 2007 a 2010.

Entre as cenas analisadas na Figura 10, observa-se que o NDVI apresentou os maiores valores nas datas de 12/07/2008 e 31/07/2009. Aponta-se a precipitação pluviométrica como sendo a principal causa dessas modificações, devido a umidade presente no solo e na vegetação, além da elevada umidade absoluta, em resposta ao declínio do regime de precipitação, além da ocorrência de recentes eventos de chuva próximos ao período de obtenção das duas cenas. Tais averiguações são compatíveis com as feitas por Silva e Bezerra (2006), estudando regiões de climas semiáridos.

Percebe-se, ainda, na Figura 10 que as cenas de 28/09/2007 e 19/12/2008, apresentaram os maiores valores de NDVI em áreas irrigadas, podendo ser facilmente identificados pelo formato retangular do talhão, além da alta densidade de biomassa em meio a vegetação nativa seca (Caatinga), sendo uma indicação preliminar sobre a distribuição espacial de áreas onde se pratica a irrigação de cultivos agrícolas. Tal fato é corroborado pelo período de estiagem durante estas cenas, conforme apresentado na Figura 9.

Relacionando as Figuras 5 e 10, tem-se que os valores mais elevados de NDVI no período de inverno estão situados dentro da área do Parque Nacional da Furna Feia, e corresponde a presença de vegetação nativa densa, devido à elevada produção de biomassa, entretanto no período de estiagem, constata-se a presença de valores elevados de NDVI fora da área do parque, os quais, referem-se aos talhões do polo agrícola de Baraúnas, sendo estes marcados pelas extensas áreas de fruticultura irrigada, estando delimitados pelos polígonos de talhões regulares a sudoeste da área do Parque Nacional da Furna Feia. Tal inversão espacial ocorre devido ao mecanismo de defesa fisiológico da vegetação do bioma Caatinga, que se caracteriza pela queda das folhas no período de estiagem, em função do déficit hídrico acentuado nas regiões semiáridas.

De acordo com Silva (2009) mapeando a evapotranspiração na bacia hidrográfica do baixo Jaguaribe usando técnicas de sensoriamento remoto, verificou que em superfícies como solo descoberto, pequenos aglomerados urbanos, ou mesmo em áreas cobertas por vegetações caducifólias ralas que não se mantêm verde na estação seca, o valor do NDVI aproxima-se de zero. Devido, a cobertura vegetal com estresse hídrico tende a absorver menos radiação solar o que aumenta sua reflectância na faixa espectral do visível, e a absorver mais na faixa espectral do infravermelho ocasionando menores valores de NDVI. Ao passo que a vegetação verde tem naturalmente maior

valor de NDVI, em função da alta absorção da radiação eletromagnética no intervalo de comprimento de onda do vermelho, pela clorofila.

Diante deste fato, tem-se que as maiores diferenças podem ser atribuídas a variáveis ou combinação de variáveis extrínsecas, tal como o manejo do solo, cobertura vegetal, relevo e fatores climáticos (chuvas, radiação global e temperatura do ar) ou ainda por variáveis intrínsecas ao solo, como material de origem e intemperização, etc.

O comportamento espectral da vegetação sofre modificações ao longo do tempo, em decorrência de alterações sazonais, estágio fenológico, mudanças climáticas bruscas, dentre outros. Além destas, que são alterações naturais da vegetação ou sofridas pela mesma, há modificações impostas por ações antrópicas, tais como práticas culturais, ou até mesmo, a mudança da espécie cultivada.

Rodrigues et al. (2009), obtiveram em região semiárida do Ceará, no período de 2000 a 2001, valores de NDVI na ordem de 0,003 a 0,20 em período de estiagem. Enquanto no período de ocorrência de precipitações variou de 0,003 a 0,76, com predominância de valores na classe de 0,20 a 0,39. Ainda Formigoni et al. (2007) obtiveram em área de Caatinga na região NEB valores de NDVI entre 0,15 a 0,8, para o período seco e período chuvoso, respectivamente, e valor médio de 0,25, sendo que os resultados obtidos no período seco estão inferiores aos averiguados neste trabalho, porém os valores obtidos no período chuvoso se assemelham.

Na Figura 10, a cena de 23/10/2010, confirma o alto poder de resiliência da vegetação de Caatinga, pela formação de biomassa imediata em resposta a eventos de chuva (Figura 9), corroborando com Barbosa et al. (2006), que mostraram a capacidade de recuperação da vegetação em períodos de estiagem.

Da mesma forma que o NDVI, o albedo de superfície quando avaliado de forma sazonal e em longo prazo, pode ser importante indicador de desertificação e de redução de fitomassa da Caatinga.

Na Figura 11 verifica-se a variação sazonal da distribuição espacial do albedo de superfície, onde os maiores valores foram obtidos no período de estiagem nas áreas de solo exposto (30 a 35%). Observa-se, ainda, a presença de nuvens marcadas pelos valores próximos a 45% e suas respectivas áreas sombreadas com valor menor que 5%, subestimando os valores reais da superfície.

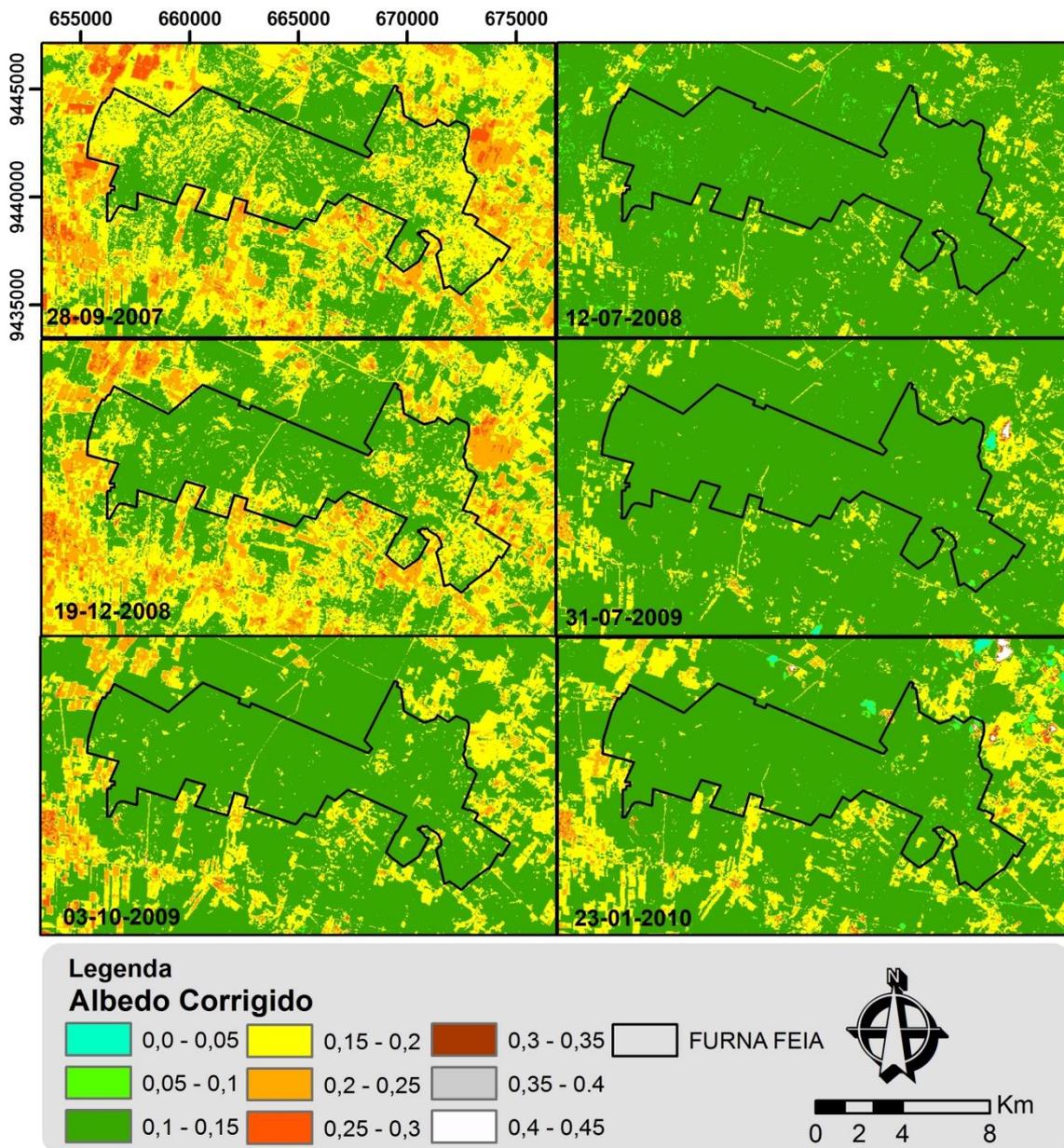


Figura 11 - Carta temática sazonal de albedo da superfície de 2007 a 2010.

As áreas com cobertura vegetal de Caatinga em geral apresentaram albedo no intervalo de 10 a 15%, enquanto as áreas irrigadas de 15 a 25%. A cobertura vegetal de Caatinga mais densa no período de estiagem apresentou valores entre 15 e 20%. Observa-se que nos dias 28/09/2007 e 19/12/2008, há grande semelhança entre os valores e padrões de variabilidade espacial apresentado para os parâmetros biofísicos NDVI e albedo de superfície, pois ambas as imagens apresentam o comportamento espectral da superfície mediante período de estiagem. Enquanto, os dias 12/07/2008 e 31/07/2009, apresentam padrão de distribuição espacial similar, devido à presença de

umidade no solo, além da presença de vapor d'água na atmosfera, propiciando que a vegetação possa manter a massa foliar.

Rodrigues et al. (2009), em estudo realizado na região semiárida do Ceará, na bacia hidrográfica do rio Trussu, nos anos de 2000 e 2001, obtiveram valores variando de 0,26 a 0,36 de albedo de superfície em solo exposto. A cobertura vegetal de Caatinga apresentou valores 0,10 a 0,15, corroborando com os valores obtidos no presente estudo.

Silva e Bezerra (2006) observaram, em duas imagens Landsat de dezembro de 2000 e outubro de 2001, para uma porção do lago de Sobradinho na Bahia, trecho de montante do Rio São Francisco e demais açudes, valores de albedo que variaram de 0,07 a 0,14. Para algumas áreas irrigadas com fruticultura e vegetação nativa típica do bioma Caatinga, foi encontrado um valor médio de albedo de 0,22. As duas imagens utilizadas apresentaram, ainda, para solos desprovidos de cobertura, albedos superiores a 0,28. Nas duas cenas estudadas, os valores variaram de 0,07 e 0,51, com médias em torno de 0,22 a 0,23.

Provavelmente a diversidade ecológica e a densidade do bioma Caatinga presente na região de Sobradinho na Bahia é distinta a cobertura vegetal de Caatinga presente do Rio Grande do Norte, desta forma o Parque Nacional da Fuma Feia, apresenta densidade superior, pois a parcela de energia refletida é inferior, função da fração de absorção fotossintética da vegetação presente.

Os valores de albedo de superfície encontrados para as cenas em estudo apresentam uma baixa variabilidade espacial, estando associado ao uso e ocupação do solo e a cobertura vegetal heterogênea de Caatinga preservada do Parque da Fuma Feia. Enquanto, a variação temporal é afetada pelas mudanças climáticas locais (períodos prolongados de estiagem), além da presença da ação antrópica pelo manejo das áreas agrícolas irrigadas adjacentes.

Relacionando as Figuras 10 e 11, observa-se uma relação inversa, em que as áreas de cobertura vegetal de porte superior (Caatinga), apresentam produção superior de biomassa (valores mais elevados de NDVI), e conseqüentemente menor reflectância da parcela de energia incidida, devido ao processo de absorção fotossintética. Enquanto a vegetação adjacente à zona do parque nacional da Fuma Feia é representada por áreas de cultivos agrícolas irrigados (melão, melancia, abacaxi, mamão e etc), sendo em sua maioria de porte herbáceo, ou seja, plantas rasteiras a superfície do solo, com dossel de

pequeno porte, apresentando valores de NDVI mais baixos em relação à vegetação de Caatinga, devido a menor densidade de biomassa e a exposição da superfície do solo entre linhas de cultivo.

Observa-se que a discriminação entre os usos e ocupação do solo na imagem de NDVI (Figura 10) é maior do que na imagem do albedo (Figura 11). As informações contidas nestas imagens são em parte semelhantes, pois ambas expressam o comportamento dos alvos no espectro visível. A diferença de informação, entretanto, reside na utilização também da reflectância do infravermelho próximo para o cálculo do NDVI, ou seja, o uso da razão entre as bandas do visível e infravermelho confere ao NDVI poder de discriminação de alvos de uma imagem, permitindo o emprego de técnicas de monitoramento da evolução temporal dos diferentes alvos.

A Tabela 4 demonstra os valores medidos e estimados para o saldo de radiação instantâneo e diário, além dos respectivos erros, determinados para o ponto (pixel) de validação da estação meteorológica automática.

Tabela 4 - Valores estimados (SEBAL) e medidos do saldo de radiação instantâneo ($W.m^{-2}$) e diário ($MJ.m^{-2}$) para os dias de estudo e seus respectivos erros relativo (ER), absoluto (EA) e a raiz do erro quadrático (REQ).

data	DSA	$R_{n,inst.}$		EA	ER	REQ	$R_{n,24h.}$		EA	ER	REQ
		SEBAL	medido				SEBAL	medido			
28/09/2007	271	626,29	632,10	5,81	0,92	33,76	14,85	13,62	1,23	9,03	1,51
12/07/2008	193	587,72	535,77	51,95	9,70	2698,88	17,45	15,45	2,00	12,94	4,00
19/12/2008	353	627,41	600,65	26,77	4,46	716,48	14,82	14,09	0,73	5,18	0,53
31/07/2009	212	565,03	448,50	116,53	25,98	13579,55	13,61	11,30	2,31	20,44	5,34
03/10/2009	276	572,28	546,03	26,25	4,81	689,30	15,41	14,30	1,11	7,76	1,23
23/01/2010	23	577,66	461,51	116,15	25,17	13491,34	14,29	13,94	0,36	2,51	0,12
		Média		57,24	11,84	72,12	Média		1,29	9,65	1,46

O erro relativo médio para os dados instantâneos foi de 11,84%, enquanto o valor do erro relativo médio para o saldo de radiação diário de 9,65%, estando estes valores próximos aos obtidos por Daughtry et al. (1990), que obtiveram erro médio entre medições e estimativas de R_n com sensoriamento remoto inferiores a 7%.

Em termos de erro absoluto médio foram encontrados valores da ordem de 57,24 $W.m^{-2}$ e 1,29 $MJ.m^{-2}$, para dados instantâneos e diários, respectivamente. Este erro de estimativa se encontra dentro dos limites habitualmente encontrados para estudos realizados sobre o balanço de energia, que é em torno de 30 a 60 $W.m^{-2}$ (Ma et al.,

2003). Os resultados de R_n também obtidos pelo modelo indicam uma consistência das parametrizações utilizadas nas estimativas dos componentes do balanço de radiação.

Além de serem obtidos valores de raiz do erro quadrático médio $72,12 \text{ W.m}^{-2}$ e $1,46 \text{ MJ.m}^{-2}$, para os saldos instantâneos e diários, respectivamente.

Na Figura 12 estão representadas as cartas temáticas de variabilidade espacial do saldo de radiação instantâneo (W.m^{-2}).

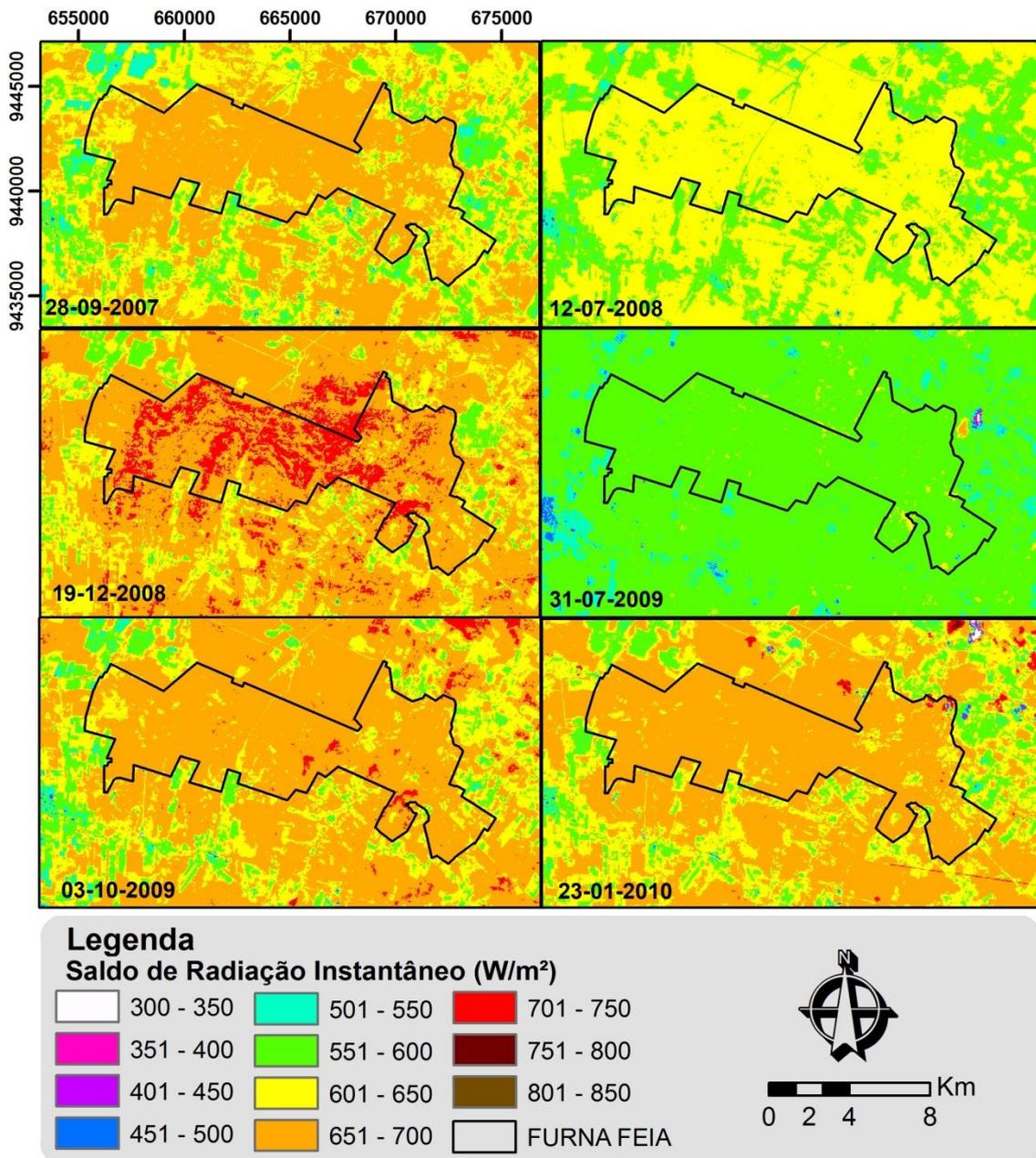


Figura 12 - Carta temática sazonal do saldo de radiação instantâneo de 2007 a 2010.

Os maiores valores (600 a 750 W.m^{-2}) correspondem a presença de vegetação densa de maior porte, em maiores altitudes, onde os valores extremos de 701 a 750 W.m^{-2} foram obtidos no período de estiagem, corroborando com os valores apresentados por Rodrigues et al. (2009), em que os maiores valores do saldo de radiação ocorreram, principalmente, devido à menor quantidade de vapor d'água e ao período de aquisição da imagem, o que permite maior incidência radiativa, expressa pela maior radiação de ondas curtas incidentes. Enquanto as áreas irrigadas obtiveram valores entre 550 e 600 W.m^{-2} , enquanto as áreas de solo exposto apresentaram valores variando de 500 a 550 W.m^{-2} .

Percebe-se grande destaque para as áreas de cobertura vegetal de Caatinga situada dentro da área do Parque da Furna Feia, no dia 19/12/2008, apresentando os maiores valores de saldo de radiação para o período em estudo. Ocorre nos dias 31/07/2009 e 23/10/2010, a presença de nuvens, sendo marcado pelos elevados valores do saldo de radiação instantâneo, entretanto observa-se que as sombras provocadas pelas nuvens possuem albedo subestimado, o que resulta em aumento do saldo de radiação, superestimando os valores reais.

Observa-se ainda na Figura 12 que a imagem do dia 31/07/2009 obteve os menores valores do saldo de radiação instantâneo, tal fato pode ser justificado pelo gráfico de variação sazonal da radiação solar global e regime de precipitação na Figura 9 e Tabela 1, sendo registrado o menor valor da parcela de energia da radiação solar global para as cenas analisadas, desta forma homogeneizando a resposta espectral da cobertura vegetal, sendo tal fato decorrente da presença de nebulosidade na área de estudo, ocasionando distúrbios na propagação da energia a superfície, além da influência das variáveis topográficas e meteorológicas: Água precipitável, transmitância e inclinação do terreno.

Tal fato, está em consonância aos resultados obtidos por Rodrigues et al. (2009), em que constataram-se a influência marcante do período de imageamento sobre o saldo de radiação, sendo esse diretamente correlacionado à estação do ano que influencia na radiação solar global e nas condições de vegetação.

Quanto à época do ano, verificou-se que o R_n de toda a cena teve variação segundo a quantidade de energia incidente na superfície, porém dentro de uma mesma cena, a variação foi marcada em função do tipo de superfície, que alterou o albedo da mesma, assim aquelas áreas que tiveram menores valores de albedo como as áreas de

Caatinga mais densa, Figura 11, tiveram tendência de maiores valores de Rn o que mostra as Figuras 12 e 13.

A Figura 13 apresenta a dinâmica sazonal do saldo de radiação diário, onde observa-se, que devido a vegetação de Caatinga apresentar quantidade de biomassa superior as culturas agrícolas irrigadas, a mesma possui capacidade de armazenar maior quantidade de energia, além de verificar na Figura 11 menores valores de albedo nestas mesmas áreas.

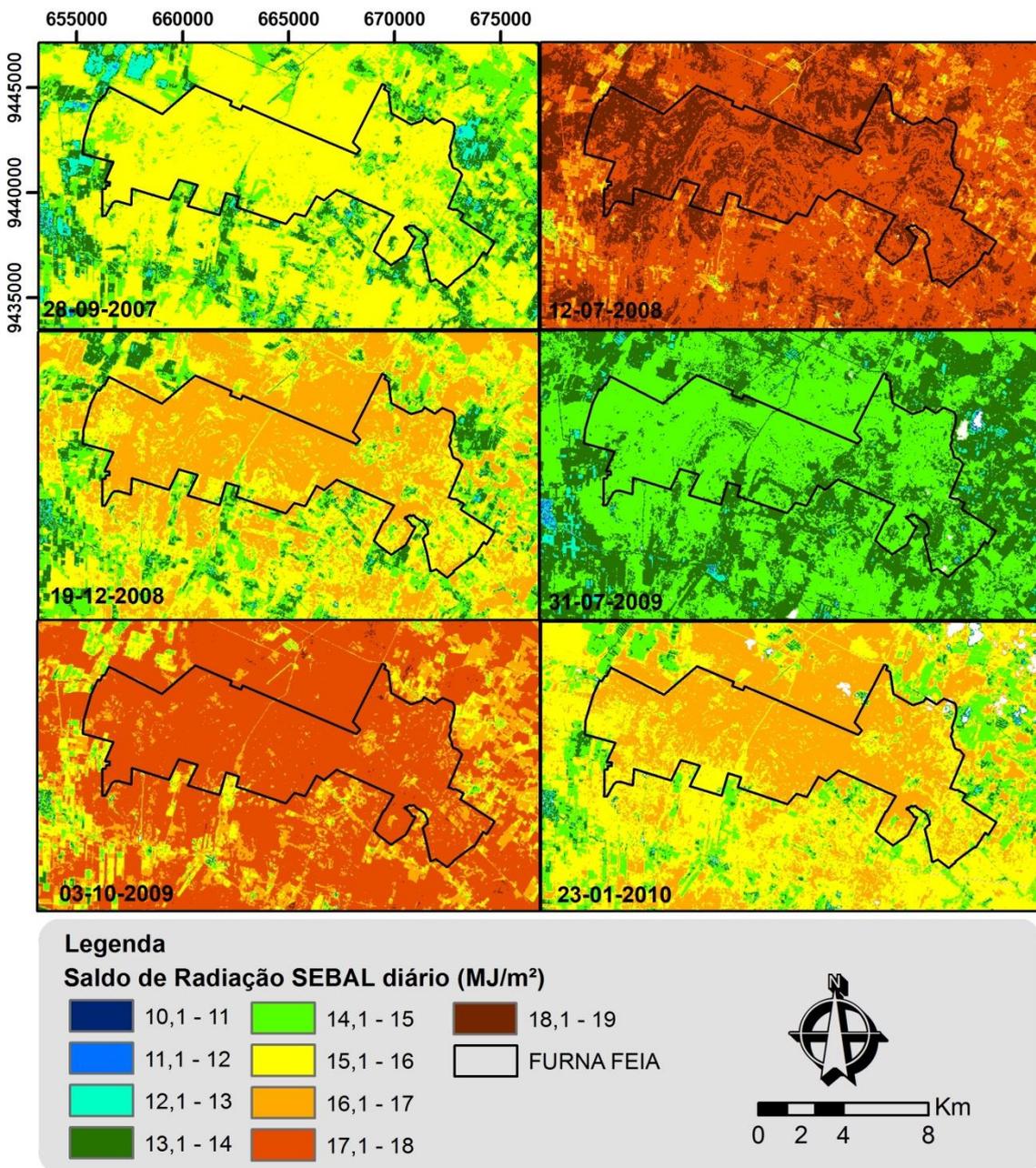


Figura 13 - Carta temática sazonal do saldo de radiação diário de 2007 a 2010.

A vegetação de Caatinga apresentou valores de saldo de radiação diário na classe de 18 a 19 MJ.m⁻² em período de inverno, enquanto na estiagem a mesma obteve valores de 15 MJ.m⁻². Estando o presente fato relacionado a massa foliar da cobertura vegetal, a radiação solar global incidente e aos eventos de precipitação local. Já as áreas de solo exposto constataram valores de 14 a 15 MJ.m⁻² no inverno e na estiagem valores na classe de 12 a 13 MJ.m⁻².

As áreas mais planas situadas a norte apresentaram os maiores valores de saldo de radiação instantâneo e diário (Figura 12 e 13, respectivamente).

Querino et al. (2006) citam que quanto maior o ângulo zenital, menor é a incidência de radiação global, devido ao caminho óptico que os raios solares têm que percorrer para chegar à superfície, fato que é verificado na Figura 12 nas cenas datadas de 12/07/2008 e 31/07/2009, que correspondem as proximidades do solstício de inverno para o Hemisfério Sul, quando o sol está mais distante da área de estudo. Entretanto, na Figura 13, além do fator energético da incidência da radiação solar global, tem-se a ocorrência do efeito da nebulosidade das chuvas locais sobre a área de estudo, atenuando a propagação da parcela de energia incidente.

Segundo Silva et al. (2011b), a inclinação da superfície pode reduzir ou aumentar a incidência de radiação solar diária e, conseqüentemente, o R_n, fato observado neste trabalho (diminuição do R_n em áreas íngremes). Há dois fatores a considerar sobre a inclinação da superfície: O primeiro é a posição do sol em relação à latitude local. Neste caso observa-se que o sol fica a maior parte do ano em latitudes superiores ao Parque Nacional da Fuma Feia, diminuindo assim o ângulo de incidência (cos Z) da radiação solar global na superfície. O segundo fator é o sentido da inclinação e a declividades da superfície da área de estudo, em que a maior parte é voltada para norte-nordeste, desta forma, aumentando as áreas de exposição da superfície à incidência dos raios solares.

As cartas geradas através do sensor TM mostram clara diferenciação entre as áreas supracitadas (solo exposto, áreas antropizadas e vegetação nativa). No canto superior esquerdo de cada imagem ficou bem evidente a diminuição do saldo de radiação diário à superfície, percebendo-se claramente a ocupação antrópica, com seus limites bem definidos em todas as imagens analisadas.

Pode-se avaliar, através das cartas apresentadas, que o Parque Nacional da Fuma Feia está sob o arco do desmatamento, o que influencia diretamente o clima local, haja

vista que um saldo maior de radiação está diretamente associado a um albedo pequeno, maior quantidade de água e/ou maior índice de vegetação e menor T_s , que reúnem condições para proporcionar alto valor do fluxo de calor latente e baixo calor sensível. Em contrapartida, um albedo aumentado com a presença humana (estresse hídrico da planta e a sua própria retirada), em geral reduz o R_n e os índices de vegetação e contribui para aumentar a T_s e o fluxo de calor sensível, resultando em aumento na temperatura do ar (GUSMÃO et al., 2012).

A Tabela 5 apresenta os valores medidos em estação pelo método FAO 56 e estimados para a evapotranspiração instantânea e diária, além dos respectivos erros, determinados para o ponto (pixel) de validação da estação meteorológica.

Tabela 5 - Valores estimados (SEBAL) e medidos (FAO) da evapotranspiração Instantânea - $E_{tr,inst}$ (mm.h^{-1}) e diária $E_{tr,24h}$ (mm.dia^{-1}) para os dias de estudo e seus respectivos erros relativo (ER), absoluto (EA) e a raiz do erro quadrático (REQ).

DATA	DAS	$E_{tr,inst}$		EA	ER	REQ	$E_{tr,24h}$		EA	ER	REQ
		SEBAL	FAO				SEBAL	FAO			
28/09/2007	271	0,18	0,49	0,31	63,11	0,09	1,79	5,97	4,19	70,09	17,51
12/07/2008	193	0,48	0,33	0,15	46,05	0,02	4,37	4,30	0,07	1,73	0,01
19/12/2008	353	0,20	0,48	0,28	58,06	0,08	1,54	5,52	3,98	72,04	15,80
31/07/2009	212	0,58	0,28	0,30	106,17	0,09	4,32	3,92	0,40	10,14	0,16
03/10/2009	276	0,33	0,37	0,04	11,21	0,00	2,41	5,17	2,77	53,47	7,65
23/01/2010	23	0,27	0,32	0,05	16,52	0,00	1,77	5,39	3,62	67,09	13,09
	Média			0,19	50,19	0,22	Média		2,50	45,76	3,01

As diferenças obtidas para valores horários dos erros absolutos foram na ordem de 0,04 a 0,31 mm.h^{-1} , enquanto os erros relativos foram em média de 50,19%, com erro mínimo de 11,21% e máximo de 106,17%. Sendo estes erros superiores aos valores encontrados por Trezza (2002), quando comparou com medidas lisimétricas resultados obtidos pelo SEBAL aplicado a imagens de sete datas entre os anos de 1989 e 1991 no estado americano de Idaho.

Enquanto, os dados diários apresentaram erro relativo médio de 45,76%, sendo o mínimo erro de 1,73% no período de inverno e o máximo erro de 72,09% em período de estiagem de chuvas. Os erros absolutos foram de 0,07 mm.dia^{-1} e 3,98 mm.dia^{-1} , mínimo e máximo, respectivamente.

A Figura 14 apresenta a dinâmica temporal da variabilidade espacial da evapotranspiração diária, onde as áreas de superfície que apresentam valores de ET

menores que $1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ correspondem a áreas de solo exposto, enquanto a vegetação nativa de Caatinga muito rala e sem folhas obtiveram valores entre $2,0$ e $3,0 \text{ mm.dia}^{-1}$, já a vegetação de Caatinga mais densa apresentou valores da ordem de $3,0$ a $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$, em período de estiagem.

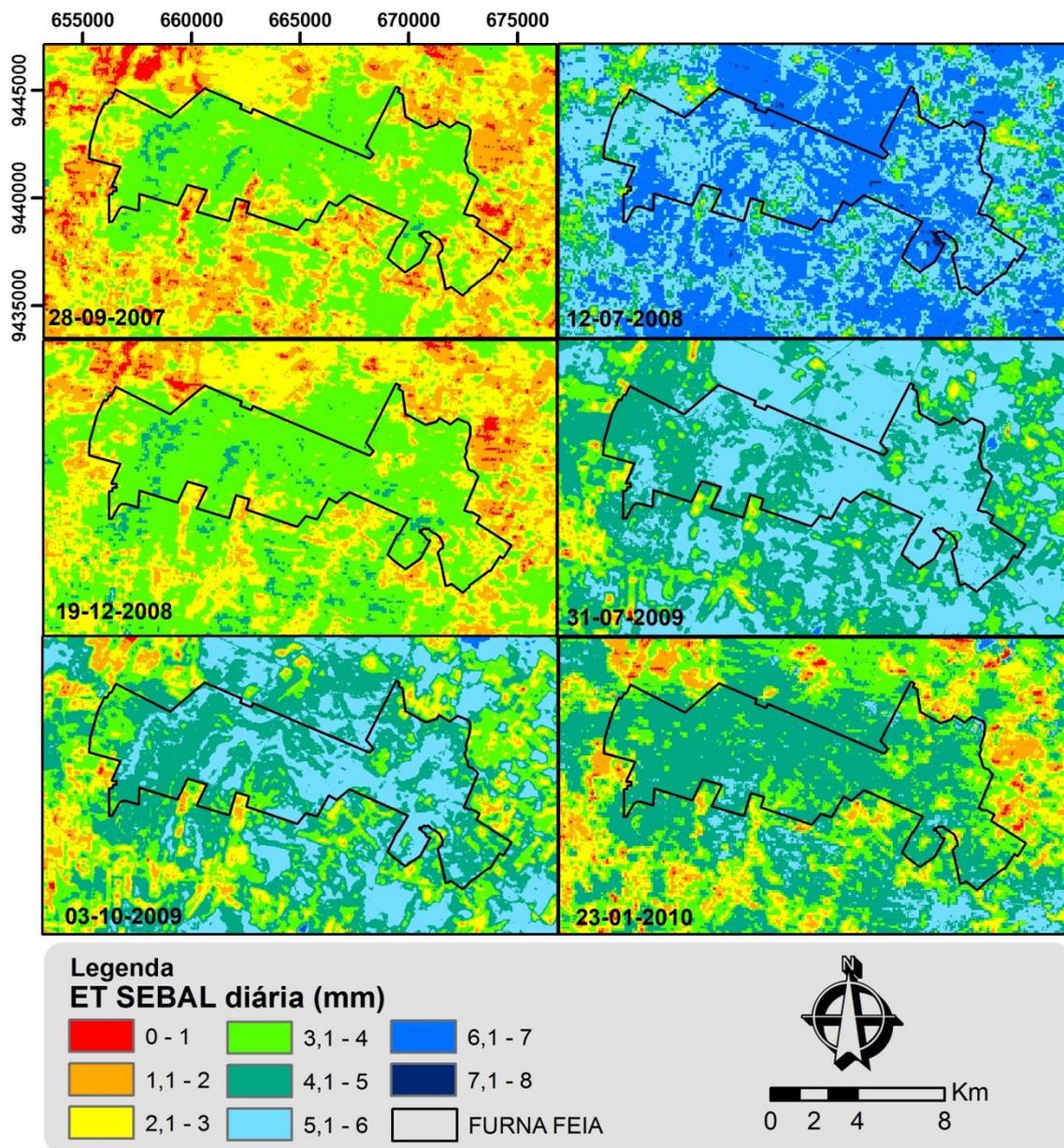


Figura 14 - Carta temática sazonal da evapotranspiração diária pelo SEBAL de 2007 a 2010.

Logo, os valores obtidos seguem uma tendência já prevista para este tipo de vegetação, concordando com resultados obtidos por Trezza (2002) em estudo sobre o

estado de Idaho, nos Estados Unidos, estimou por meio do SEBAL como sendo nulos os eventos de evapotranspiração nas áreas com essas características.

Já no período de inverno registrou-se, ET máxima de 8,0 mm/dia em área de Caatinga, com elevadas altitudes. Enquanto as áreas de solo exposto apresentaram valores de ET na classe de 1,0 a 4,0 mm.dia⁻¹, o que indica a presença de umidade na superfície do solo. As áreas irrigadas no período de estiagem obtiveram valores de ET na ordem de 1,0 a 2,0 mm.dia⁻¹, enquanto no período de inverno constataram-se valores de ET variando de 2,0 a 4,0 mm.dia⁻¹, tais valores remete o manejo de cultivares herbáceos associados ao uso de técnicas de quebra vento, minimizando o efeito de advecção das áreas de solo exposto.

Na Figura 14 percebe-se um aumento acentuado da ET diária nas áreas de vegetação nativa de Caatinga, possivelmente uma consequência da resposta da vegetação nativa aos eventos registrados de precipitação no período chuvoso da área em estudo. Observa-se, ainda, que em todas as cenas os maiores valores de ET estão situados nas áreas de cobertura vegetal densa de Caatinga, em elevadas altitudes. Tal fato é decorrente do maior volume de biomassa da Caatinga passível de transpiração, além dos solos das áreas agrícolas apresentaram textura arenosa, promovendo o processo de infiltração parcial da água aplicada para fins de irrigação, reduzindo a disponibilidade para evaporação.

No caso do ambiente de semiárido apresenta comportamento distinto, onde a dinâmica sazonal da variação da área foliar e eventos de precipitação durante os ciclos de estiagem, associado a radiação solar global, apresentam influência, tanto ao aquecimento da superfície, como ao processo de evapotranspiração da superfície vegetada ou não. No entanto devido o elevado déficit hídrico promovido pelo regime de distribuição temporal irregular de chuvas, observa-se pela Figura 14 que os maiores valores de ET foram registrados no período de inverno, tal fato é devido a disponibilidade hídrica neste período e ao processo de resiliência natural da biomassa da vegetação de Caatinga.

Estes valores mais baixos de ET diária podem ter como explicação a época do ano, a qual representa o período de seca e/ou de baixa precipitação, acarretando baixa disponibilidade hídrica na zona radicular da cobertura vegetal, além dos solos da área em apreço ser rasos, por constituírem uma pequena serra, desta forma penalizando a taxa evapotranspirométrica da vegetação nativa.

De acordo com Moreira et al. (2010), além de estimar a evapotranspiração e os termos do balanço de energia na superfície, o algoritmo SEBAL permite detectar a existência de áreas degradadas ou em processo de degradação. Áreas com NDVI muito baixo, albedo elevado e baixa evapotranspiração indicam áreas degradadas, de solo exposto ou pouco vegetadas e secas.

Na Figura 15 estão apresentados os gráficos de dispersão entre os valores determinados pelo radiômetro da estação meteorológica e os valores estimados pelo método SEBAL, para o mesmo pixel de localização da estação.

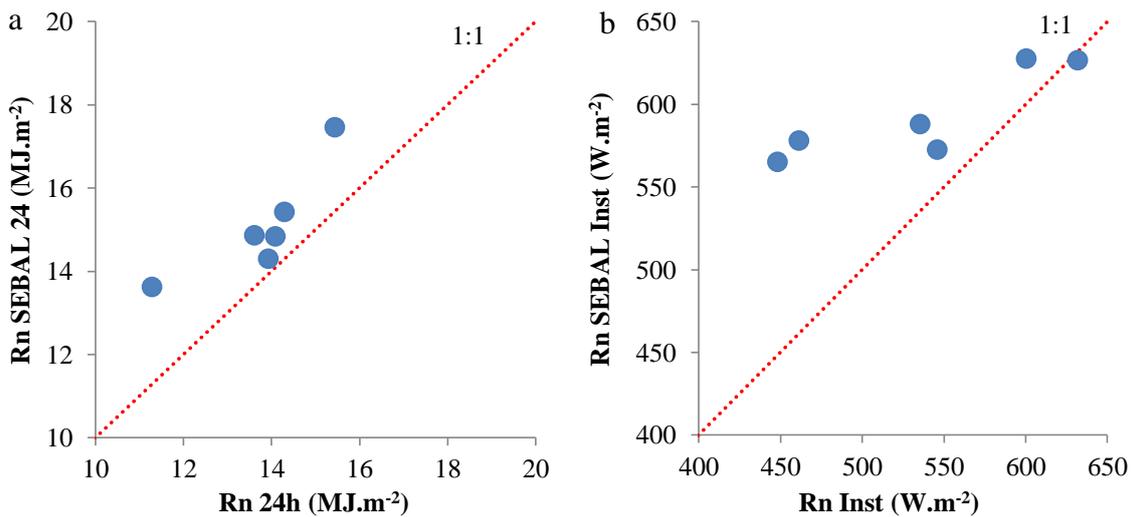


Figura 15 - Gráfico de dispersão da variável saldo de radiação: a) diário (MJ.m⁻²) e b) instantâneo (W.m⁻²).

Percebe-se que para as variáveis de saldo de radiação diário e instantâneo existe uma relação crescente, com moderada correlação (SANTOS, 2007). Entretanto observa-se que em ambas as variáveis o algoritmo SEBAL superestimou os valores reais, provavelmente em função a biodiversidade da vegetação nativa de Caatinga, além das condições climáticas adversas do ambiente (interação solo, água, planta e atmosfera) de semiárido, além da diversidade do desenvolvimento fenológico das espécies presentes na área em estudo.

Tasumi et al. (2008), estimando Rn de 49 localidades dos Estados Unidos da América, observaram uma correlação média de 95% entre os valores medidos e estimados pelo algoritmo SEBAL. Os valores encontrados neste trabalho foram

inferiores, apresentando uma faixa de correlação de 71,57 a 77,14%, para os saldos diário e instantâneo, respectivamente.

A Figura 16 apresenta o gráfico de disposição do regime diário de evapotranspiração de referência (ETo FAO) e os pontos obtidos pelo processamento das imagens orbitais pelo algoritmo SEBAL.

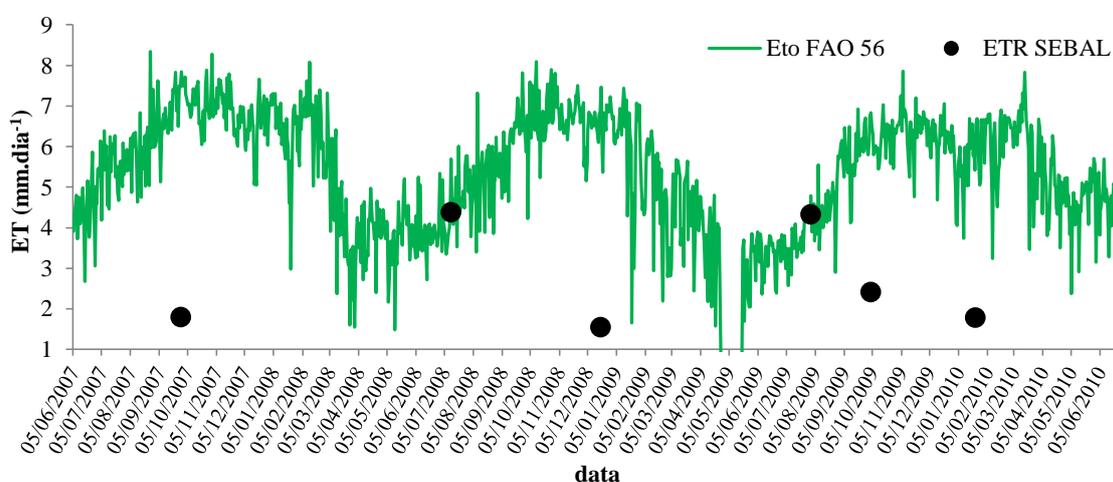


Figura 16 - Evapotranspiração diária estimada pelo método SEBAL (ETR SEBAL) e o método de referência FAO (ETo FAO 56).

Na Figura 16 e na Tabela 5 pode-se notar que a evapotranspiração de referência via FAO esteve superior em grande parte do período analisado, com exceção das datas de 12/07/2008 e 31/07/2009, que correspondem ao período de declínio dos eventos de precipitação, estando o solo e a cobertura vegetal em condições de disponibilidade de água, favorecendo a ocorrência dos processos de evaporação e transpiração, respectivamente.

Durante o período de estiagem, observou-se que ocorre na vegetação nativa de Caatinga à perda do dossel foliar (biomassa da parte aérea), o que proporciona à redução do processo de transpiração, além da exposição da superfície do solo a incidência de radiação solar, promovendo a evaporação do baixo volume de água presente na subsuperfície do solo, desta forma limitando o processo de evapotranspiração.

O algoritmo SEBAL subestimou o valor da evapotranspiração FAO no período de estiagem, pois a mesma não foi ajustada as condições de interação do ambiente (água, solo, planta e atmosfera) semiárido. Enquanto no período de inverno o algoritmo

proporcionou boas estimativas com erros entre 1,73 a 10,14%, superestimando os valores da ETo FAO.

A Figura 17 apresenta a variação sazonal dos componentes instantâneos do balanço de energia em superfície durante o período de estudo, relacionando estes com a ocorrência de eventos de precipitação.

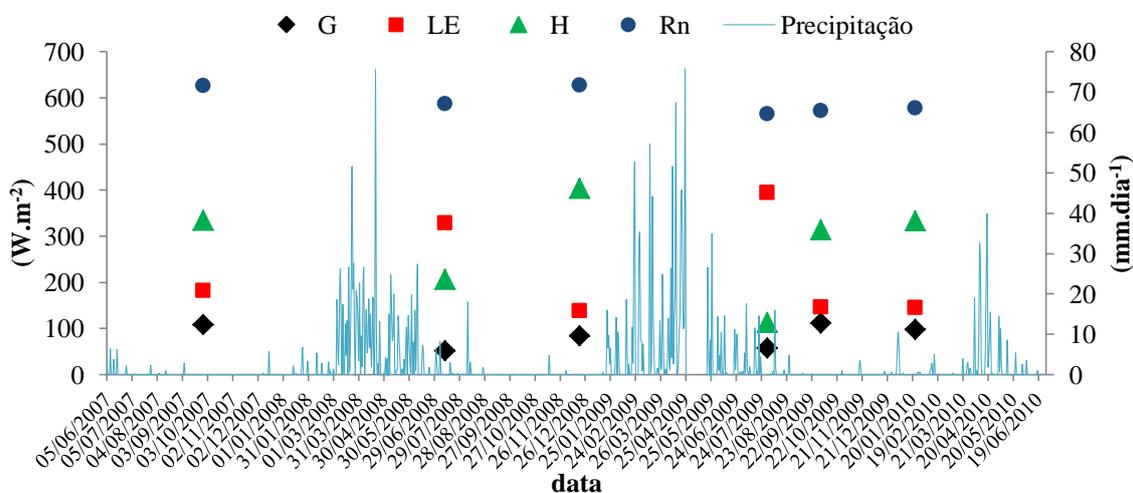


Figura 17 - Gráfico da distribuição temporal das variáveis do balanço de energia à superfície.

O balanço de radiação (Rn) e o fluxo de calor no solo (G) não apresentaram grandes mudanças em decorrência aos eventos de precipitação, sendo ambos reduzidos em decorrência de tais eventos.

A partir da Figura 17 pode-se observar que durante o período de estiagem a maior parte da energia disponível incidente da radiação solar global foi convertida em fração de calor sensível (H), seguida do calor latente (LE) e em menor proporção fluxo de calor do solo (G).

O fluxo de calor latente LE representa o fluxo de massa, no caso específico, da água, que está sendo lançado na atmosfera, desta forma mediante a presença da disponibilidade de água (condições de umidade do solo), decorrente dos eventos de precipitação, ocorre uma inversão da ordem de grandeza do calor sensível pelo calor latente, promovendo o processo de evaporação da água disponível em superfície, sendo estes eventos registrados pelos elevados valores de índice de vegetação.

5. CONCLUSÕES

- a) Ocorreram diferenças nos padrões espaciais e temporais dos parâmetros, em resposta ao tipo de uso/cobertura da terra, além das variações climáticas (intensidade pluviométrica) para o período avaliado, provavelmente em função aos eventos que antecederam os dias de obtenção dos dados orbitais.
- b) Devido ao mecanismo de defesa fisiológico das espécies da Caatinga observam-se baixos valores de NDVI na mesma no período seco, entretanto mediante os primeiros eventos de chuva ocorreu elevada produção de biomassa, invertendo a dinâmica espacial do NDVI, ficando constatado o alto poder de recuperação nos períodos de inverno, além da efetiva conservação da vegetação nativa.
- c) Entre os parâmetros biofísicos avaliados, constatou-se que as maiores elevações apresentaram os maiores valores de NDVI e menores valores de albedo. Quanto ao saldo de radiação e a evapotranspiração, esses foram expressivamente influenciados pelo regime pluviométrico e a radiação solar global.
- d) As cartas temáticas de $ET_{SEBAL24h}$ demonstraram elevados valores nas áreas de vegetação nativa de Caatinga, da ordem 2,0 a 8,0 mm.dia⁻¹ para os períodos de estiagem e inverno, respectivamente. Em todas as cenas analisadas os maiores valores de ET estão situados nas áreas de cobertura vegetal densa de Caatinga, em elevadas altitudes.
- e) A metodologia proposta em ambiente de Caatinga determinou que as calibrações radiométricas para imagens Landsat TM-5 e os produtos gerados a partir das mesmas, foram consistentes, podendo constatar uma boa concordância entre as estimativas do saldo de radiação instantâneo e diário pelo algoritmo SEBAL, relacionados com os dados medidos em estação meteorológica automática.
- f) Desta forma é razoável afirmar que a estimativa de satélite pode: complementar as informações da rede meteorológica quando existem falhas; suprir com dados a cobertura de áreas deficientes em termos espaciais e temporais; melhorar a estimativa da variabilidade espacial, afim de otimizar o manejo de solo e da água.
- g) Apesar do sensoriamento remoto não poder fornecer as razões subjacentes para variações, pode ser usado para planejamento da gestão otimizada dos recursos hídricos e do ambiente.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As mudanças climáticas e as possíveis alterações no meio ambiente ainda não são totalmente compreendidas; portanto, torna-se relevante o aprimoramento de métodos estabelecidos para avaliar, identificar e também possibilitar a mitigação dos efeitos que fatores como as atividades humanas ou até mesmo inerentes a formação natural do planeta Terra possam ter sobre os diferentes problemas ambientais. No que concerne ao entendimento do desmatamento e como ele pode afetar o clima, primeiramente é necessário avaliar como as modificações da cobertura vegetal alteram o equilíbrio de energia, o tempo e o clima próximo à superfície.

A supressão das áreas de floresta nativa altera o balanço de energia na superfície; entretanto, para quantificar esta alteração, é fundamental estabelecer medidas comparativas de variáveis meteorológicas próximas à superfície para as regiões de floresta e áreas desmatadas adjacentes. Uma forma de se conseguir isso é por meio de modelagem, a partir da inter-relação de dados/informações em diferentes escalas.

Os resultados encontrados nesta pesquisa demonstraram que a integração de dados de sensoriamento remoto (Landsat TM-5) com informações de superfície (estações meteorológicas), por intermédio do modelo SEBAL, constituiu uma proposição útil para a espacialização e avaliação dos fluxos de energia sob diferentes tipos de uso/cobertura da terra na região semiárida, o que pode contribuir para a melhor compreensão da interação do ambiente e gerar informações de entrada necessárias aos modelos de superfície, voltados ao planejamento dos recursos naturais e hídricos, frente as mudanças climáticas.

A utilização do modelo SEBAL em uma região com inúmeras peculiaridades como o bioma Caatinga na região semiárida, onde, tem-se problemas com cobertura de nuvens, disponibilidade de dados orbitais, elevada biodiversidade e área territorial, possibilitou a estimativa e espacialização dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração real diária de maneira sistemática em uma região onde a maioria das informações é gerada pontualmente.

Espera-se que os resultados obtidos subsidiem e incentivem futuros estudos e que possam auxiliar na compreensão do funcionamento climático e hidrológico da região semiárida, bem como na avaliação do impacto, em âmbito regional e global, causado por mudanças de uso/cobertura da terra.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGAM, N.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, C. M.; LI, F.; COLAIZZI, P. D. Utility of thermal sharpening over Texas high plains irrigated agricultural fields. **Journal of Geophysical Research**, v. 112 (D19110,doi:10.1029/2007JD008407), 2007.

ALLEN, R.G.; JEMEN, M.E.; WRIGHT, J.L.; BURMAN, R.D. Operational Estimates of reference evapotranspiration. **Agronomy Journal**, v.81, p.650-662, 1989.

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.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Advanced training and users Manual**. Version 1.0. Idaho, p.97, 2002.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, p.380-394, 2007.

AMARO FILHO, J. **Contribución al estudio del clima del Rio Grande do Norte**. 1991. 311 p. Tese (Doutorado em Edafologia e Climatología) – Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos, Universidade Politécnica de Madrid, Madrid, 1991.

ANDERSON, M. C.; NORMAN, J. M.; DIAK, G. R.; KUSTAS, W. P.; MECIKALSKI, J. R. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, v.60, p.195-216, 1997.

ARRAES, F. D. D.; ANDRADE, E. M.; SILVA, B. B. Dinâmica do balanço de energia sobre o açude Orós e suas adjacências. **Revista Caatinga**, v.25, n.1, p.119-127, 2012.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 2 ed., San Diego, California, USA, Academic Press. p.420, 2001.

BARBOSA, H.A.; HUETI, A.R.; BAETHGEN, W.E. A 20 - year study of NDVI variability over the Northeast Region of Brazil. **Journal of Arid Environments**, v.67, p.288-307, 2006.

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. Ph.D. Thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 237 p., 1995.

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

BASTIAANSSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROERINK, G. J.; VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v.212-213, p.213-229, 1998b.

BASTIAANSSEN, W. G. M.: SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey, **Journal of Hydrology**, v.229, p.87–100, 2000.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; ALI, S. A new crop yield forecasting model based on satellite measurements applied across Indus Basin, Pakistan. **Agriculture Ecosystems & Environments**, v.94, p.321-340, 2003.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; ZWART, S. J. SEBAL for detecting spatial variation of water productivity and scope for improvement in eight irrigated wheat systems. **Agricultural Water Management**. v.89, p.287-296, 2007.

BENTO, D. M.; CRUZ, J. B. **Proposta de criação de unidade de conservação federal parque nacional da Furna Feia Municípios de Baraúna e Mossoró no Estado do Rio Grande do Norte**, 2011. Disponível em:

www.icmbio.gov.br/portal/images/stories/o-que-fazemos/parnadafurnaifeirasite.pdf

Acesso em: março de 2012

BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C., **Manual de Irrigação**, 7ª edição, Editora UFV, 2005.

BEZERRA, B.G. **Obtenção da evapotranspiração diária no Cariri Cearense utilizando imagens Landsat 5-TM e o algoritmo SEBAL**. 2006. 135 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2006.

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

BORGES, A. C.; MENDIONDO, E. M. (2007). Comparação entre equações empíricas para estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental**, v.11, n.3, p.293-300.

BRANDÃO, Z.N.; BEZERRA, M.V.C.; SILVA, B. B. Uso do NDVI para determinação da biomassa na chapada do Araripe. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2007, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: INPE, 2007. p.75-81.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. D. Reidel Publishing Co. Dordrecht, Holland. 300 p. 1982.

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

CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, v.113, p.893-903, 2009.

COMPAORÉ, H.; HENDRICKX, J. M.; HONG, S.; FRIESEN, J.; VAN DE GIESEN, N. C.; RODGERS, C.; SZARZYNSKI, J.; VLEK, P. L. G. Evaporation mapping at two scales using optical imagery in the White Volta Basin, Upper East Ghana. **Physics and Chemistry of the Earth**, v.33, p.127-140, 2008.

COSGROVE, B. A.; LOHMANN, D.; MITCHELL, K. E.; HOUSER, P. R.; WOOD, E. F.; SCHAAKE, J.; ROBOCK, A.; MARSHALL, C. H.; SHEFFIELD, J.; LUO, L.; DUAN, Q.; PINKER, R.; TARPLEY, J. D.; HIGGINS, R. W.; MING, J. Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation Systems (NLDAS) project. **Journal of Geophysical Research**, v. 108 (D22), 8842. doi: 10.1029/2002JD003118, 2003.

COURALT, D.; SEGUIM, B., OLIOSO, A. **Review to estimate Evapotranspiration from remote sensing data: save examples from the simplified relationship to the use mesoscale atmospheric models**. ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, September, 2003.

COUTO, L; SANS, L.M.A. **Requerimento de água das culturas**. Sete Lagoas: Embrapa (Circular Técnica, 20), 10 p., 2002.

DAUGHTRY, C. S. T.; KUSTAS, W. P.; MORAN, M. S.; PINter, P. J. Jr.; JACKSON, R. D.; BROW, P. W.; NICHOLS, W. D.; GAY, L. W. Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. **Remote Sensing of Environment**, v.32, p.111-124, 1990.

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

DOORENBOS, J.; PRUITT, W.O. **Las necesidades de agua de los cultivos**. Roma: FAO. Riego y Drenaje, n.24, 194p., 1977.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro, 412 p., 1999.

FINLAYSON, C.M., D'CRUZ., R. Inland Water Systems. In: R. HASSAN, R. SCHOLLES, and N. ASH (eds.). *Ecosystems and human well-being: current state and trends: findings of the condition and trends working group*. **Island Press**, Washington, D.C., 2005.

FORMIGONI, M. H.; QUARTO J. P.; XAVIER, A. C.; Análise temporal de área irrigada e caatinga na região de Petrolina por meio de dados EVI do MODIS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. **Anais...** INPE, p.1667-1669, 2007.

GARDA, E.C. **Atlas do meio ambiente do Brasil**. Editora Terra Viva, Brasília, DF. 140 p. 1996.

GOMES, F.P. **A estatística moderna na pesquisa agropecuária**. Piracicaba, POTAFÓS, 160p., 1984.

GORDON, L.J.; STEFFEN, W.; JÖNSSON, B.F.; FOLKE, C.; FALKENMARK, M.; JOHANNESSEN, Å. Human modification of global water vapor flows from the land surface. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v.102, n.21, p.7612-7617, 2005.

GUSMÃO, A.V.L.; SILVA, B.B.; MONTENEGRO, S.M.G.L.; GALVÍNCIO, 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.

HARGREAVES, G.H. **Disponibilidade e deficiências de umidade para a produção agrícola no Ceará, Brasil**. [S.l.].Utah State University. p.8-9. Apostila. 1973.

IRMAK, A., MARTIN, D. L., KOELIKER, J. K., AND EISENHAUER, D. E. Modeling the effects of terracing on water supplies in the Medicine Creek, Nebraska. **Proc., 2006 ASABE Annual Int. Meetings**, Portland, Ore., Paper N°. 062291, 2006a.

IRMAK, S., PAYERO, J. O., MARTIN, D. L., IRMAK, A., AND HOWELL, T. A. Sensitivity analyses and sensitivity coefficients of the standardized ASCE-Penman-Monteith equation to climate variables. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**. v.132, n.6, p. 564–578, 2006b.

KABAT, P.; CLAUSSEN, M.; DIRMEYER, P.A.; GASH, J.H.C.; BRAVO, DE GUENNI; L.; MEYBECK, M.; PIELKE, R.A.; VÖRÖSMARTY, C.J.; HUTJES, R.W.A.; LÜTKEMEIER, S. *Vegetation, water, humans and the climate: a new perspective on an interactive system*. **Springer-Verlag**, p.566, 2004.

KIMURA, R. L. B.; FAN, J.; TAKAYAMA, N.; HINOKIDANI, O. Evapotranspiration estimation over the river basin of the Loess Plateau of China based on remote sensing. **Journal of Arid Environments**, n.68, p.53-65, 2007.

KLAR, A. E. **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. São Paulo. Nobel. 2ª Edição, 408 p. 1988.

KRAMBER, J.W. **Developing evapotranspiration Data for Idaho's Treasure Valley using the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)**. Idaho: Idaho Department of Water Resources, 34p. 2002.

MA, Y.; SU, Z.; KOIKE, T.; YAO, T.; ISHIKAWA, H.; UENO, K.; MENENTI, M. On measuring and remote sensing surface energy partitioning over the Tibetan Plateau – from GAME/Tibet to CAMP/Tibet, **Physics and Chemistry of the Earth**, v.28, p.63–74, 2003.

MA, Y.; MENENTI, M.; TSUKAMOTO, O.; ISHIKAWA, H.; WANG, J.; GAO, Q. Remote sensing parameterization of regional land surface heat fluxes over arid area in northwestern China. **Journal of Arid Environments**, v.57, p.117-133, 2004.

MEDINA, J. L.; CAMACHO, E.; RECA, J.; LÓPEZ, R.; ROLDÁN, J. Determination na Analysis of Regional of Regional Evapotranspiration in Southern Spain Base don Remote Sensing and Gis. **Physics and Chemistry of the Earth**, v.23, n.4, p.427-432. 1998.

MENDONÇA, J.C.; SOUSA, E.F.; BERNARDO, S.; DIAS, G.P.; GRIPPA, S. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) na região norte fluminense. RJ. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.7, n.2, p. 275-279, 2003.

MENENTI, M.; CHOUDHURY, B. J.: Parametrization of land surface evapotranspiration using a location-dependent potential evapotranspiration and surface temperature range, Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales. **IAHS Publication**, v.212, p.561–568, 1993.

MEIRELES, M. **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo sebal e imagem Landsat 5 - TM na bacia do Acaraú – CE**. Fortaleza, CE. 2007. 88 p. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2007.

MOHAMED, Y. A., BASTIAANSES, W. G. M, SAVENIJE, H. H. G, Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques, **Journal of Hydrology**, v.289, p.145–164, 2004.

MONTEITH, J.L. **Evaporation and environment**. In G.E. Fogg (ed.) Symposium of the Society for Experimental Biology, The State and Movement of Water in Living Organisms, Vol. 19, Academic Press, Inc., NY. p.205-234. 1965.

MOREIRA, L. C. J.; **Estimativa da evapotranspiração horária usando o algoritmo SEBAL e imagens do Landsat 5-TM**. 2007. 91. p. Monografia (Agronomia), Universidade Federal do Ceará. 2007.

MOREIRA, L. C. J.; DURAND, B. J.; TEIXEIRA, A. S.; ANDRADE, E. M. Variabilidade local e regional da evapotranspiração estimada pelo algoritmo SEBAL. **Engenharia Agrícola**, v.30, n.6, p.1148-1159, 2010.

MORSE, A.; TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; KRAMBER, W. J. **Application of the SEBAL methodology for estimating consumptive use of water and streamflow depletion in the Bear River basin of Idaho through remote sensing** – Final Report. Boise: Department of Water Resources/University of Idaho, 98p, 2000.

NAGLER, P.L.; SCOTT, R.L.; WESTENBURG, C.; CLEVERLY, J.R.; GLENN, E.P.; HUETE, A.R. Evapotranspiration on western U.S. rives estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy correlation an Bowen ratio flux towers. **Remote Sensing of Environment**, v.97, p.337-351, 2005.

NASA. SRTM. Disponível em: <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>>. Acesso em 20 abr. 2012.

PAIVA, C. M. **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR**. Rio de Janeiro: UFRJ. 2005. 218 f. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

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

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCO, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: Fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 478p., 2002.

PETERS-LIDARD, C. D.; HOUSER, P. R.; TIAN, Y.; KUMAR, S. V.; GEIGER, J.; OLDEN, S.; LIGHTY, L.; DOTY, B.; DIRMEYER, P.; ADAMS, J.; MITCHELL, K.; WOOD, E. F.; SHEFFIELD, J. High-performance Earth system modeling with

NASA/GSFC's Land Information System. **Innovations in Systems and Software Engineering**, v.3, p.157- 165, 2007.

POPOVA, Z.; KERCHEVA, M.; PEREIRA, L. S. Validation of the FAO methodology for computing ETo with limited data: application to South Bulgaria. **Irrigation and Drainage**, v.55, n.2, p.201–215, 2006. Disponível em:
<<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/ird.228/pdf>.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. F.; MARIANO, G. L. Avaliação e comparação de Radiação solar Global e albedo com ângulo zênital na região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3. p.42-49. 2006.

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

ROERINK, G.; SU, Z.; MENENTI, M. A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth (B)**, v.25, n.2, p.147-157, 2000.

ROMÁN, M. O.; SCHAAF, C. B.; LEWIS, P.; GAO, F.; ANDERSON, G. P. PRIVETTE, J. L.; STRAHLER, A. H.; WOODCOCK, C. E.; BARNESLEY, M. Assessing the coupling between surface albedo derived from MODIS and the fraction of diffuse skylight over spatially-characterized landscapes. **Remote Sensing of Environment**, v.114, n.4, p.738-760, 2010.

SANTOS, A. R.; PELUZIO, T. M. O.; SAITO, N. S. **SPRING 5.1.2 passo a passo aplicações práticas**. 2010. 153p. Alegre, ES.

SANTOS, C.M.A. **Estatística Descritiva - Manual de Auto-aprendizagem**, Lisboa, Edições Sílabo, 261p., 2007.

SANTIAGO, F. dos S. **Efeito do Manejo da Irrigação na Salinidade e Umidade de um Neossolo Flúvico, com a Cultivar de Repolho Midori no Município de Pesqueira**. 2002. 84f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, PE. 2002.

SCHUTTEMEYER, D.; SCHILLINGS, C.; MOENE, A. F.; BRUIN, H. A. Satellite-based actual evapotranspiration over drying semiarid terrain in West Africa. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.46, p.97-111, 2007.

SILVA, B. B.; 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, 2011a.

SILVA, T. G. F.; MOURA, M. S. B.; SOUZA, S. L. B. Cenários de mudanças climáticas para a produtividade econômica da água de irrigação em culturas agrícolas no vale do submédio São Francisco. In: **Mudanças climáticas e modelos ambientais: caracterização e aplicações**. Recife, 2011b.

SILVA, S. T. A. **Mapeamento da evapotranspiração na bacia hidrográfica do baixo Jaguaribe usando técnicas de sensoriamento remoto**. 2009. 119f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, PB. 2009.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.14, n.2, p.174-186, 2006.

SIQUEIRA, G. M. **Variabilidade de atributos físicos do solo determinados por métodos diversos**. 2006. 163f. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical e Subtropical) – Instituto Agronômico de Campinas, Campinas, SP. 2006.

SOARES, A.J. **Efeitos de três lâminas de irrigação e de quatro doses de potássio via fertirrigação no meloeiro em ambiente protegido**. 2001. 67 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia – Irrigação e drenagem) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2001.

SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling
CAMARA, G.; SOUZA, R.C.M.; FREITAS, U.M.; GARRIDO, J. **Computers & Graphics**, v.20, p.395-403, 1996.

SU, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.6, n.1, p.85-99, 2002.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G. TREZZA, R. At-surface reflectance and Albedo from satellite for operational timing calculation of land surface energy balance. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.13, n.2, p.51-63, 2008.

TEIXEIRA, A.H.C.; BASTIAANSEN, W.G. M. ; MOURA, M. S. B. SOARES, J. M.; AHMAD, M. D.; BOS, M. G. Energy and water balance measurements for water productivity analysis in irrigated mango trees, Northeast Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.148, p.1524-1537, 2008.

TEIXEIRA, A.H.C., W.G.M., BASTIAANSEN, AHMAD, M-UD-D, BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, p.462-476, 2009a.

TEIXEIRA, A.H.C., W.G.M., BASTIAANSEN, AHMAD, M-UD-D, BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part B: Application to the large scale. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, p.477-490, 2009b.

TEIXEIRA, A. H. Determining Regional Actual Evapotranspiration of Irrigated Crops and Natural Vegetation in the São Francisco River Basin (Brazil) Using Remote Sensing and Penman-Monteith Equation. **Remote Sensing**, v.2, p.1287-1319, 2010.

TUCCI, C.E.M.; BELTRAME, L.F.S. **Evaporação e evapotranspiração**. In: TUCCI, C. E. M. Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre, UFRGS. ABRH, 253-287 p. 2000.

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

TREZZA, R. Evapotranspiration from a remote sensing for water a management in an irrigation system in Venezuela. **Interciencia**, v.31, n.6, p.417-423, 2006.

VILLA NOVA, N.A. **Estudos sobre balanço de energia em cultura de arroz**. 1973. 77f Tese (Livre docência) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba. 1973.

ZWART, S.J.; BASTIAANSEN, W.G.M.; GARATUZA-PAYAN, J.; WATTS, C.J. SEBAL for detecting spatial variation of water productivity for wheat in the Yaqui Valley, Mexico. **Earth Observation for Vegetation Monitoring and Water Management**, American Institute of Physics, p. 154-161. 2006.