

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
METEOROLOGIA**



TESE DE DOUTORADO

Francisco das Chagas Araújo do Nascimento

**PADRÕES ESPACIAIS E SAZONAIS DOS
BALANÇOS DE ENERGIA E CARBONO NA
CAATINGA NO ESTADO DO RIO GRANDE DO
NORTE**

Campina Grande, Julho de 2018



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**PADRÕES ESPACIAIS E SAZONAIS DOS BALANÇOS DE ENERGIA E CARBONO NA
CAATINGA NO ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE**

Francisco das Chagas Araújo do Nascimento

Campina Grande – Paraíba

Julho de 2018.

FRANCISCO DAS CHAGAS ARAÚJO DO NASCIMENTO

**PADRÕES ESPACIAIS E SAZONAIS DOS BALANÇOS DE ENERGIA E CARBONO NA
CAATINGA NO ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE**

Tese apresentada ao programa de pós-graduação em
Meteorologia da Universidade Federal de Campina
Grande em cumprimento às exigências para obtenção
do grau de Doutor em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de meso e grande escalas

Subárea: Sensoriamento remoto

Orientador: Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos

Campina Grande – Paraíba

Julho de 2018.

N244p

Nascimento, Francisco das Chagas Araújo do.

Padrões espaciais e sazonais dos balanços de energia e carbono na caatinga no Estado do Rio Grande do Norte / Francisco das Chagas Araújo do Nascimento. – Campina Grande, 2018.

122 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2018.

"Orientação: Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos".

Referências.

1. Meteorologia. 2. Sensoriamento Remoto. 3. Evapotranspiração. 4. Balanço de Energia. 5. Produtividade Primária Bruta. I. Santos, Carlos Antonio Costa dos. II. Título.

CDU 551.5(043)

Dedicatória

Dedico este trabalho, primeiramente a Deus que é o centro e fundamento de tudo em minha vida. A todos meus familiares, em especial, Fabiane (esposa), Arthur (filho), Elisa (mãe), Cícero (pai), Socorro e Fernando (sogros) pelo carinho, incentivo e compreensão.

Agradecimentos

À **DEUS**, pela presença constante em minha vida e por renovar a cada momento a minha força e disposição na execução deste trabalho.

À Fabiane Regina, pelo companheirismo, amor e pelo meu melhor presente (Arthur).

Aos meus queridos pais, por todo amor, companheirismo e incentivo.

Aos meus sogros Fernando e Socorro que me deram apoio incondicional nessa jornada.

Ao Professor Carlos Antonio, meu orientador, sem a qual, não estaria concluindo este trabalho e por todo apoio durante o curso.

Ao professor José Ivaldo da Silva Brito pelas sugestões e ensinamentos muito valiosos a todos os seus alunos.

Aos amigos de curso que sempre compartilharam conhecimentos e informações e me ajudaram a seguir em frente

A todos os professores da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas pela atenção, amizade, companheirismo e pelos ensinamentos ministrados com zelo e carinho.

A coordenação da Pós Graduação em Meteorologia pela atenção e apoio.

A secretária Arilene pela compreensão e atenção dispensada aos alunos do Programa de Pós Graduação em Meteorologia da UFGC.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE QUADRO E TABELAS	iv
LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS	vi
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	3
2.1 Objetivo geral	3
2.2 Objetivos específicos	3
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	4
3.1 Aspectos gerais da caatinga	4
3.1.1 Climatologia da caatinga brasileira	5
3.1.2 Características do solo e vegetação na caatinga	7
3.1.3 A degradação ambiental na caatinga brasileira	9
3.2 O balanço de radiação	12
3.3 O balanço de energia	16
3.3.1 A evapotranspiração	17
3.4 O dióxido de carbono e sua influência no meio ambiente	19
3.4.1 O balanço de carbono	20
3.5 O Sensor MODIS – (Moderation Resolution Imaging Spectroradiometer)	22
3.6 Os algoritmos SEBAL e METRIC	25
4 MATERIAL E MÉTODOS	27
4.1 Área de estudo e coleta de dados	27
4.2 Estimativas do balanço de radiação	31
4.2.1 Componentes do balanço de radiação	31
4.3 Estimativas do balanço de energia	34
4.3.1 A estimativa da evapotranspiração diária	38
4.4 Estimativa da GPP	40
4.4.1 GPP extraída do produto MOD17	40
4.4.2 Estimativa da GPP a partir dos dados das torres de fluxo	41

4.4.3	Modelo para estimativa da GPP a partir de dados MODIS	42
4.5	Análise estatística dos resultados	42
4.5.1	Método dos Mínimos Quadrados e Índice de concordância de Willmott	43
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
5.1	Precipitação pluvial no estado do Rio Grande do Norte	44
5.2	Componentes do balanço de radiação	46
5.2.1	Albedo da superfície	46
5.2.2	Temperatura da superfície e <i>NDVI</i>	51
5.2.3	Radiação de onda curta, onda longa incidente e emitida	57
5.2.4	Balanço de radiação instantâneo	59
5.3	Balanço de radiação diário	62
5.4	As componentes do balanço de energia	64
5.4.1	Fluxo de calor no solo	64
5.4.2	Fluxo de calor sensível e latente	68
5.4.3	Partição dos fluxos de energia medidos	70
5.5	A evapotranspiração	72
5.6	Fluxos de CO ₂ – troca líquida (NEE) observada a partir das torres de fluxo	76
5.6.1	Estimativas das produtividades primárias brutas (<i>GPP</i>) através de dados MODIS	80
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	84
6.1	Síntese dos resultados	84
6.2	Conclusões	85
7	REFERÊNCIAS	86
	ANEXO 1	102
	ANEXO 2	107
	ANEXO 3	117
	ANEXO 4	118

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 3.1	Representação do bioma caatinga no NEB. (Fonte: EMBRAPA, 2015).	4
FIGURA 3.2	Variabilidade espacial nos totais médios anuais de chuva nas áreas de ocorrência da caatinga e vizinhança. (Fonte: EMBRAPA, 2015).	6
FIGURA 3.3	Áreas fortemente degradadas em processo de desertificação no Estado do Rio Grande do Norte. Fonte: FUNCEME, 2017.	10
FIGURA 3.4	Evolução do aumento de CO ₂ : a) de 1980 a 2017; b) média mensal global de 2013 a 2017. (Fonte: www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg).	20
FIGURA 4.1	Localização do Estado do RN. Em destaque, o ponto na cor verde especifica a localização da torre micrometeorológica.	27
FIGURA 4.2	Mapa de relevo do estado do Rio Grande do Norte.	28
FIGURA 4.3	a) Torre micrometeorológica contendo sensores para medições das componentes do balanço de radiação e energia (<i>Eddy Covariance</i>) e b) estação meteorológica instalada na área do experimento, em Serra Negra do Norte.	29
FIGURA 5.1	a) Variabilidade espacial dos totais médios anuais da precipitação (mm) no estado, no período de 1990 a 2017; b), c) e d) espacialização dos totais anuais de precipitação pluvial (mm) para os anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente.	45
FIGURA 5.2	Precipitação mensal acumulada nos anos de 2014 a 2016 no estado do Rio Grande do Norte.	46
FIGURA 5.3	Distribuição espacial e temporal do albedo da superfície, para os DSA 137 dos anos de 2014, 2015 e 2016, 345 de 2014 e 289 dos anos 2015 e 2016, respectivamente, utilizando a metodologia apresentada em Tasumi et al. (2008). O ponto em destaque representa o local de instalação da torre micrometeorológica.	50
FIGURA 5.4	Distribuição espacial e temporal do <i>NDVI</i> (esquerda) e T_s (direita), obtidas via sensoriamento remoto para o estado do Rio	54

Grande do Norte em alguns dos DSA estudados nos anos de 2014 a 2016. O ponto em destaque representa a localização da torre micrometeorológica.

FIGURA 5.5	Comportamento do $R_n 24h$ observado e estimado e $R_{s\downarrow} 24h$ nos DSA estudados nos anos de 2014, 2015 e 2016, no estado do Rio Grande do Norte.	62
FIGURA 5.6	Distribuição espacial do $R_n 24h$ (Wm^2) estimados exclusivamente com dados de satélite para o estado do Rio Grande do Norte nos DSA 137 dos anos de 2014, 2015 e 2016, 321 de 2014 e 289 de 2015 e 2016, respectivamente.	64
FIGURA 5.7	Fluxo de calor no solo observado (G_{obs}) e estimado (G_{est}) usando o R_n M1 em Wm^{-2} , nos DSA estudados nos anos de 2014, 2015 e 2016, no estado do Rio Grande do Norte.	65
FIGURA 5.8	Distribuição espacial de G em Wm^{-2} nos DSA 137 dos anos de 2014, 2015 e 2016, 321 de 2014, 289 de 2015 e 329 de 2016, para o estado do Rio Grande do Norte. No lado esquerdo estão representadas cartas de um DSA compreendido no período chuvoso e na direita no período seco. Os pontos pretos representam regiões com falta de dados.	67
FIGURA 5.9	Fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), observados e estimados em Wm^{-2} , nos DSA estudados nos anos de 2014, 2015 e 2016, no estado do Rio Grande do Norte.	68
FIGURA 5.10	Ciclo diário de R_n , G , H e LE coletados através da torre micrometeorológica, para um dia médio nos meses de janeiro a dezembro dos anos de 2014 a 2016.	71
FIGURA 5.11	Relação entre os valores de evapotranspiração observadas, estimada e extraída do MOD16 em $mm\ dia^{-1}$ com o $NDVI$.	75
FIGURA 5.12	Distribuição espacial da evapotranspiração estimada em $mm\ dia^{-1}$ nos DSA 105 e 321 de 2014, 105 e 289 de 2015 e 097 e 329 de 2016 no estado do Rio Grande do Norte.	75
FIGURA 5.13	Fluxo médio diário de CO_2 (NEE), calculados a partir das torres de fluxo na caatinga preservada nos DSA do estudo, nos anos de 2014, 015 e 2016.	77

FIGURA 5.14	Precipitação total para cada mês dos anos de 2014 a 2016 no Município de Serra Negra do Norte.	78
FIGURA 5.15	Comportamento dos Fluxos de CO ₂ médio mensal na torre micrometeorológica.	79
FIGURA 5.16	Variação espacial da <i>GPP</i> extraída do produto MOD17A2, em gCm^{-2} , acumulados em 8 dias, para alguns dos DSA estudados nos anos de 2014 a 2016, no estado do Rio Grande do Norte.	82

LISTA DE QUADROS E TABELAS

QUADRO 3.1	Classes de solos do semiárido, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (2014).	7
TABELA 3.1	Proporção por estado das áreas susceptíveis a desertificação no NEB. Fonte: CGEE, (2016).	9
TABELA 3.2	Ocorrência do Processo de Desertificação no Rio Grande do Norte. (Fonte: Carvalho et al. 2000).	11
QUADRO 3.2	Especificações Técnicas do Satélite Terra/Sensor MODIS.	23
TABELA 3.3	Bandas espectrais do sensor MODIS para o estudo da superfície terrestre. Fonte: Adaptada do website http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specs.html	24
QUADRO 4.1	Descrição dos produtos MODIS utilizados.	30
TABELA 4.1	Coeficientes de ponderação (w_b) da Equação (4), para uso em imagens MODIS, com as respectivas larguras de cada banda em (nm).	32
TABELA 5.1	Valores do albedo da superfície observados e estimados com seus respectivos erros percentuais, os índices de concordância de Willmott (d) e a correlação (r).	47
TABELA 5.2	Valores da T_s observados e estimados com seus respectivos erros percentuais, os índices de concordância de Willmott (d) e a correlação de (r).	52
TABELA 5.3	Valores da Radiação de onda curta incidente observada ($R_s\ obs$); radiação de onda curta incidente estimada ($R_s\ est$ M1) e ($R_s\ est$ M2); radiação de onda longa incidente observada ($R_{L\downarrow}\ obs$), radiação de onda longa incidente estimadas ($R_{L\downarrow}\ est$ M1 e $R_{L\downarrow}\ est$ M2) e radiação de onda longa emitida observada e estimada ($R_{L\uparrow}\ obs$ e $R_{L\uparrow}\ est$), todas em Wm^{-2} , com seus respectivos erros percentuais, os índices de concordância de Willmott (d) e a correlação de (r).	57
TABELA 5.4	Valores do balanço de radiação instantâneo observados e estimados pelas metodologias propostas com seus respectivos erros percentuais, os índices de concordância de Willmott (d)	60

e a correlação de (r).

TABELA 5.5	Percentual médio mensal da energia utilizada e disponível (Wm^{-2}), na torre micrometeorológica nos meses representativos do período chuvoso e seco dos anos 2014 a 2016.	71
TABELA 5.6	Evapotranspiração observada (ET_{obs}), estimada pelo método simplificado de Araújo (2014), (ET_{est}) e extraída do produto MODIS16A2 (ET_{MOD16}) todas em $mm\ dia^{-1}$, com seus respectivos erros absolutos (EA); e a fração evaporativa (FE) adimensional no ponto da torre micrometeorológica.	73
TABELA 5.7	Produtividade primária bruta observada (GPP_{torre}), estimada (GPP_{est}) e estimada pelo produto MODIS (GPP_{MOD16}), em $gCm^{-2}dia^{-1}$ para a área onde está localizada a torre micrometeorológica nos DSA do estudo.	80

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

ANA	Agência Nacional de Águas
<i>BE</i>	Balanço de Energia
<i>BPLUT</i>	Biome Properties Look-Up Table
BSh	Clima das estepes quentes de baixa latitude e altitude
CAM	Metabolismo do Ácido das Crassuláceas
CGEE	Centro de Gestão e Estudos Estratégicos
CH ₄	Metano
CO ₂	Dióxido de Carbono
c_p	Calor específico do ar
d	Distância relativa terra – sol
DEM	Modelo de elevação digital
DSA	Dia sequencial do ano
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
<i>EMP</i>	Erro médio percentual
EOSDIS	Earth Observing System Data and Information System
ESEC	Estação ecológica do Seridó
<i>ET</i>	Evapotranspiração
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus
<i>FE</i>	Fração evaporativa
<i>fPAR</i>	Fração da radiação fotossinteticamente ativa
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
G	Fluxo de calor no solo
<i>GPP</i>	Produtividade Primária Bruta
H	Fluxo de calor sensível
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
k	Constante de von Karman
L	comprimento de Monin Obukhov
<i>LAI</i>	Índice de área foliar
<i>LE</i>	Fluxo de calor latente
METRIC	Mapping Evapotranspiration at High Resolution With Internalized

	Calibration
MMA	Ministério do Meio Ambiente
MNT	Modelo Numérico do Terreno
MODIS	Moderation Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Índice de vegetação por diferença normalizada
NEB	Nordeste Brasileiro
<i>NEE</i>	Mudança Líquida do Ecossistema
NOAA	National Oceanic And Atmospheric Administration
<i>NPP</i>	Produção Primária Líquida
N_2O	Óxido Nitroso
O_3	Ozônio
<i>PAR</i>	Radiação fotossinteticamente ativa
ppm	Parte por milhão
<i>RA</i>	Respiração Autotrófica
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor
R_e	Respiração do ecossistema
<i>REQM</i>	Raíz do erro médio quadrático
<i>RFAA</i>	Radiação fotossinteticamente ativa absorvida
R_L	Radiação de onda longa
R_n	Balanco de radiação
RN	Rio Grande do Norte
R_S	Radiação de onda curta
R_{S24h}	Radiação solar global diária
<i>RUE</i>	Quantidade de carbono específica
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
SIBCS	Sistema Brasileiro de Classificação de Solos
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
S_0	Constante Solar
T_a	Temperatura do ar
T_c	Média dos pixels frios
TDRSS	Tracking Data Relay Satellite System
T_H	Média dos pixels quentes

T_s	Temperatura da superfície
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TM - LANDSAT	Thematic Mapper – Land Remote Sensing Satellite
UNCCD	Convenção das Nações Unidas para o Combate à Desertificação
u_*	Velocidade de fricção do vento
VPD	Déficit de pressão de vapor
W	Água precipitável
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
α	Albedo
θ_z	Ângulo zenital solar
ρ	Massa específica
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica
ψ_m	Fator de correção para o transporte de momento

RESUMO

O estado do Rio Grande do Norte está localizado na região Nordeste do Brasil (NEB) e tem a maior parte de seu território sob a abrangência da vegetação de caatinga. O bioma caatinga é o único exclusivamente brasileiro com uma grande importância ecológica e social, mas, ainda é o menos estudado entre as regiões naturais brasileiras e o menos protegido. Esse trabalho foi concebido com o objetivo central de analisar a variabilidade espacial e temporal das trocas de energia e massa (vapor de água e CO₂) entre a vegetação de caatinga e a atmosfera no estado do Rio Grande do Norte, utilizando o sensor MODIS, a bordo do satélite Terra. Para tanto, utilizou-se técnicas de sensoriamento remoto com seus métodos destinados ao monitoramento em grande escala temporal e espacial e comparou-se com dados medidos à superfície (*in situ*). A técnica permitiu quantificar os balanços de radiação e energia, e estimar os fluxos de CO₂ entre a superfície e a atmosfera. Os resultados mostraram uma forte influência da disponibilidade hídrica nos padrões das variáveis estudadas, com uma boa relação entre os valores do saldo de radiação instantâneo e o albedo. O estudo apontou que a supressão e substituição da vegetação nativa aumentam as áreas com solos expostos e comprometem o balanço de radiação e energia nessas regiões. Verificou-se também que o estoque de energia disponível não varia muito ao longo do ano no estado. A técnica de sensoriamento remoto mostrou que no primeiro semestre, a maior parte da energia utilizada é gasta no processo de transferência de calor latente, enquanto que, no segundo semestre, a maior parte da energia utilizada, ocorre no processo de transferência de calor sensível da superfície para a atmosfera. A caatinga comportou-se como sumidouro de CO₂, mesmo nos períodos mais secos, porém, no período onde a umidade do solo é maior os valores aumentaram, sendo deste modo, a chuva um fator diferenciador na capacidade de captação de CO₂. A técnica utilizada, mostrou-se uma boa ferramenta na quantificação da maioria dos parâmetros ambientais estudados, necessitando de ajustes para diminuição dos erros percentuais na comparação com dados de superfície.

Palavras-chave: Balanço de energia, produtividade primária bruta, evapotranspiração, fluxos de CO₂, caatinga, sensoriamento remoto.

ABSTRACT

The state of Rio Grande do Norte is located in the Northeast of Brazil (NEB) and has most of its territory under cover of the caatinga vegetation. The caatinga biome is the only one exclusively Brazilian with significant ecological and social importance, but it is still the least studied among Brazilian natural regions and the least protected. This work was conceived with the central objective of analyzing the spatial and temporal variability of energy and mass changes (water vapor and CO₂) between the caatinga vegetation and the atmosphere in the state of Rio Grande do Norte, using the MODIS sensor, onboard of Earth satellite. For this purpose, remote sensing techniques were used with their methods for large-scale temporal and spatial monitoring and compared with surface (in situ) data. The method allowed quantifying the radiation and energy balances and estimating CO₂ fluxes between the surface and the atmosphere. The results showed a strong influence of water availability on the patterns of the studied variables, with a good relationship between the values of the instantaneous radiation balance and the albedo. The study pointed out that the suppression and substitution of native vegetation increase areas with exposed soils and compromise the radiation and energy balance in these regions. It was also verified that the available energy stock does not vary much throughout the year in the State. The remote sensing technique showed that in the first half of the year most of the energy used is spent in the process of latent heat transfer, whereas in the second half of the year most of the energy used occurs in the heat transfer process to the atmosphere. The caatinga behaved like CO₂ sink, even in the driest periods with the values increasing in the period where the soil moisture is higher. Thus, the rain is a differentiating factor in the CO₂ capture capacity. The technique used proved to be a useful tool in the quantification of most of the environmental parameters studied, necessitating adjustments to reduce percentage errors in comparison with surface data.

Keywords: Energy balance, gross primary productivity, evapotranspiration, CO₂ fluxes, caatinga, remote sensing.

1 INTRODUÇÃO

O bioma caatinga é o único exclusivamente brasileiro e considerado o principal da Região Nordeste do Brasil (NEB). Ele ocupa aproximadamente 11% do território nacional e abrange principalmente a região semiárida do NEB. Sua grande abrangência possibilita que a vegetação se desenvolva em diferentes substratos, tornando-a bastante heterogênea quanto à sua fisionomia e estrutura. Apesar de sua importância ecológica e social, o bioma é o menos estudado entre as regiões naturais brasileiras e o menos protegido, com sua vegetação nativa sendo a cada dia suprimida indiscriminadamente com uma taxa de desmatamento que atinge mais de 46% de sua área original, de acordo com dados do Ministério do Meio Ambiente (BRASIL – MMA, 2014). O documento mostra que a diminuição da vegetação nativa, pode elevar à degradação das terras, principalmente se for seguida de outras práticas inadequadas que não visem a conservação dos recursos naturais da região.

Um dos fatores que influenciam de forma significativa a estrutura vegetativa da caatinga, é o seu regime pluviométrico, marcado pela escassez, irregularidade espaço-temporal e longos períodos de estiagem, onde a maior parte da precipitação, geralmente, ocorre em três meses, com média anual inferior a 800 mm. Essas características resultam na ocorrência frequente de dias sem chuvas, ou seja, veranicos, e, conseqüentemente, em eventos de seca (EMBRAPA, 2015). Contudo, a vegetação natural da caatinga é relativamente bem adaptada e tolerante à seca e a altas temperaturas, mas ainda não são totalmente conhecidos os efeitos causados pelos aumentos da temperatura e déficit hídrico deste bioma. Nobre et al. (2012) ressaltam que estudos de longo prazo sobre o funcionamento da caatinga sob condições extremas serão extremamente valiosos para a futura adaptação deste bioma às mudanças globais. Assim, é essencial entender sua contribuição nos processos de troca de calor e massa que ocorrem entre a vegetação e a atmosfera.

Ao longo do tempo, a ação desenfreada do homem nos ecossistemas naturais tem acelerado de forma considerável a emissão do dióxido de carbono (CO_2) na atmosfera, provocando inúmeros distúrbios climáticos e ecológicos. Logo, o estudo das trocas de massa e energia entre a superfície e a atmosfera terrestre, bem como, a identificação das interações existentes entre elas, são fundamentais para conhecer as variações do tempo e do clima de uma região.

Atualmente, a comunidade científica das áreas de climatologia e meteorologia, tem dedicado um grande esforço tentando entender e minimizar os efeitos das possíveis mudanças climáticas ocasionadas pela dinâmica dos diversos ecossistemas terrestres. Para tanto, desenvolve-se continuamente métodos e equipamentos destinados ao seu monitoramento em grande escala temporal e espacial, como é o caso dos satélites orbitais. Estes sistemas remotos auxiliam no estudo

de grandes áreas vegetadas e são de fundamental importância, por serem sensíveis às variações dos ciclos climáticos naturais. O sensoriamento remoto, surge como forte aliado na identificação de alterações da cobertura vegetal e das consequências advindas dessas transformações, sejam estas de natureza antrópica ou natural. A técnica permite dentre outros fatores, a quantificação do balanço de energia para áreas heterogêneas, com grande cobertura espacial e facilidade de aquisição das imagens, além de um baixo custo operacional; e as estimativas do fluxo de CO₂ entre uma superfície vegetada e a atmosfera, as quais apresentam como vantagens, não modificar o ambiente de estudo e reduzir os impactos das carências de medições sistemáticas.

Vários estudos estimam os componentes do balanço de energia e fluxos de CO₂ utilizando dados de satélite, dentre eles, podemos destacar os trabalhos de Bisht et al. (2005, 2010, 2011); Santos e Silva (2010); Silva et al. (2010); Kim e Houge (2013); Pôças et al. (2013); Machado et al. (2014); Santos (2015), Pun et al. (2017); Duvillier et al. (2018).

Para Leal et al. (2003), a caatinga é um bioma que tem sofrido grande pressão antrópica, existindo diversos motivos pelos quais o seu estudo e conservação são importantes para a ciência brasileira. Dentre eles, destacam-se: o fato de ser o único bioma exclusivamente brasileiro e apesar disso o menos estudado; ser uma região pouco protegida; e está passando por um largo processo de degradação ambiental devido ao uso insustentável dos seus recursos naturais.

O Rio Grande do Norte, tem na maior parte de sua área geográfica a predominância de vegetação de caatinga e ainda é um dos estados brasileiros com grandes regiões susceptíveis aos processos de degradação ambiental. Subentende-se que o balanço de energia e os fluxos de CO₂ nesta região, são comprometidos por esse processo. Assim, a hipótese desse estudo é que a exploração incontrolada dos recursos naturais no Rio Grande do Norte, leva a um desequilíbrio do microclima local, causando alterações significativas nos valores do albedo, aumento das temperaturas do ar e da superfície, diminuição da energia disponível para realização dos processos físicos, diminuição da evapotranspiração e menor captação de CO₂ pela vegetação. Logo, busca-se com a utilização de produtos gerados por sensoriamento remoto, mostrar se existem de fato, impactos nas variáveis ambientais do balanço de energia e fluxos de CO₂ no estado. Esse estudo visa também subsidiar a criação de instrumentos que possam balizar políticas públicas de conservação e preservação da caatinga.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Analisar a variabilidade espacial e temporal das trocas de energia e massa (vapor de água e CO₂) entre a vegetação de caatinga, no estado do Rio Grande do Norte, e a atmosfera utilizando o sensor MODIS – *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, a bordo do satélite Terra.

2.2 Objetivos específicos

- Verificar os padrões de precipitação pluvial no estado do Rio Grande do Norte nos anos de 2014 a 2016 e relacioná-los com os principais sistemas meteorológicos atuantes;
- Estimar os padrões espacial e temporal dos componentes do balanço de radiação e de energia no ambiente de caatinga do estado do Rio Grande do Norte, através dos produtos MODIS;
- Analisar os padrões espaciais e temporais da evapotranspiração e das trocas de CO₂ entre a caatinga e a atmosfera no Rio Grande do Norte;
- Utilizar dados de superfície para validar as estimativas via sensoriamento remoto e analisar sua confiabilidade.
- Comparar os valores da evapotranspiração e da Produção Primária Bruta obtidos através da metodologia proposta com dados prontos do produto MODIS.
- Analisar os processos de absorção e liberação de CO₂ na região de estudo;
- Verificar a influência do processo de degradação ambiental (supressão da vegetação) nos parâmetros ambientais obtidos pelo processamento das imagens orbitais da área de estudo.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Aspectos gerais da caatinga

A caatinga é o mais expressivo bioma do NEB e o único exclusivamente brasileiro. Ocupa uma área de cerca de 850.000 quilômetros quadrados. Está presente nos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Sergipe, Alagoas, Bahia, Piauí, pequenas áreas no Maranhão na divisa com o vizinho estado do Piauí e norte de Minas Gerais. A Figura 3.1 mostra a área ocupada pelo bioma Caatinga. De acordo com dados do IBGE (2010), na região da caatinga vivem cerca de 25 milhões de habitantes. A maior parte dessa população vive sob grande vulnerabilidade social e econômica, causando pressão crescente sobre os recursos naturais, tornando extremamente propício um aumento nos danos ambientais na região



Figura 3.1: Representação do bioma caatinga no NEB. (Fonte: EMBRAPA, 2015).

Atualmente a caatinga é reconhecida como uma das 37 “Grandes Regiões Naturais do Mundo” e desempenha um papel importante na manutenção do processo macro-ecológico regional (LEITE e MACHADO, 2010). No bioma, existem 144 unidades de conservação que representam 7% da sua área total, mas apenas 1% das unidades é de proteção integral (BRASIL – MMA, 2014). Este número é pequeno se considerar-se que no Brasil, 62% das áreas susceptíveis à desertificação encontram-se em zonas originalmente ocupadas por caatinga, sendo que muitas já estão bastante alteradas.

A degradação ambiental na caatinga tem origem no desmatamento e ocorre de forma bastante intensa para satisfazer demandas por insumos energéticos provenientes da vegetação natural. Isso traz uma urgência em se definir uma política de conservação da biodiversidade do bioma, evitando assim, a rápida perda de espécies únicas, eliminação de processos chave nos sistemas ecológicos e formação de extensos núcleos de desertificação em vários setores da região (ARAÚJO et al. 2005).

3.1.1 Climatologia da caatinga brasileira

Na região da caatinga o relevo se apresenta de forma relativamente plana com baixas altitudes, sobressaindo-se alguns poucos pontos extremos, como é o caso do Complexo da Chapada Diamantina localizado no centro-sul do bioma que corresponde à parte mais alta da caatinga ultrapassando os 2000 metros e outros um pouco acima dos 1000 metros nos demais estados como por exemplo, o Planalto da Borborema (SAMPAIO, 2003).

De acordo com a classificação climática de Koopen-Geiger, o clima predominante na caatinga é do tipo BSh, ou seja, clima das estepes quentes de baixa latitude e altitude. No bioma as temperaturas são bastante elevadas e a maior parte da área de ocorrência de caatinga apresenta valores na faixa de 23° C a 30° C e poucos graus de diferença entre as médias dos meses mais frios e mais quentes (GARIGLIO et al. 2010). As variações diárias de temperatura são mais intensas nas áreas de maior altitude. Considerando as mesmas latitudes, a caatinga apresenta uma amplitude térmica anual superior aos demais biomas do globo, com exceção das áreas de deserto.

O regime de chuvas é marcado pela escassez, acentuada irregularidade espaço-temporal e longos períodos de estiagem, onde a maior parte da precipitação, geralmente, ocorre em três meses, com média anual inferior a 800 *mm*. Essas características resultam na ocorrência frequente de dias sem chuvas, e, conseqüentemente, em eventos de seca. A acentuada variabilidade da pluviometria em um mesmo ano no NEB está associada a variações de padrões de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre os oceanos tropicais, os quais afetam a posição e a intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Oceano Atlântico, assim como, às anomalias de temperatura observadas no Oceano Pacífico, que resultam em anos com a atuação do fenômeno La Niña e/ou El Niño (EMBRAPA, 2015).

Na caatinga existem registros de precipitação média superiores a 1000 *mm* próximo ao litoral Leste e inferior a 500 *mm* no interior da região (Figura 3.2). Percebe-se também uma variação do litoral para o interior, com redução nos totais médios anuais de chuva nessa direção.

Contudo, podem ser observados valores próximos a 1.500 *mm* no interior do semiárido, sendo que estas áreas coincidem com microclimas específicos, resultantes da presença de serras e montanhas.

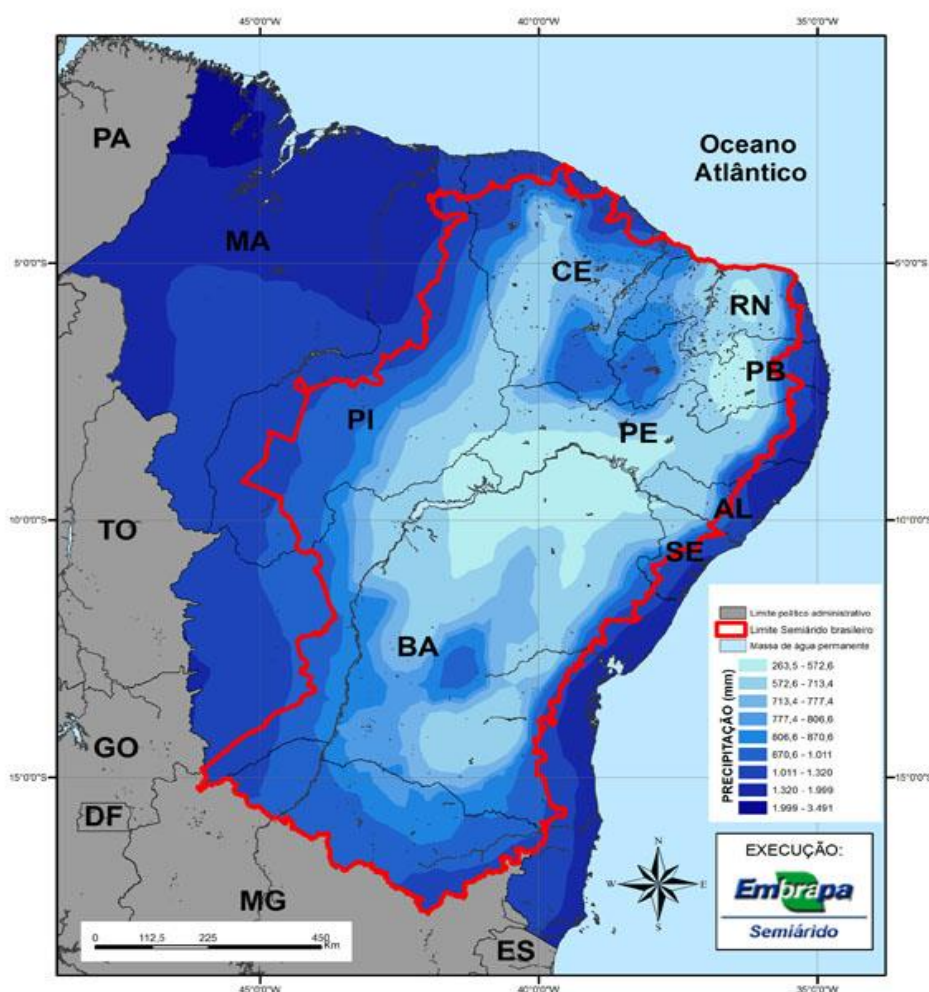


Figura 3.2: Variabilidade espacial nos totais médios anuais de chuva nas áreas de ocorrência da caatinga e vizinhança. (Fonte: EMBRAPA, 2015).

Por conta da alta disponibilidade de radiação solar e da irregularidade no regime de chuvas, têm-se uma alta taxa de evaporação, que varia de 1000 a 2000 *mm.ano*⁻¹, podendo chegar a valores superiores a 2500 *mm.ano*⁻¹ em algumas regiões no interior do NEB (VELOSO et al. 2002). As altas taxas de evaporação que ocorrem no semiárido brasileiro, tanto em superfícies livres de água (açudes, represas, etc.) como no solo, representam uma perda significativa na disponibilidade hídrica de uma região para o crescimento e o desenvolvimento das espécies, o que, ao longo dos séculos, pode resultar em seleção e adaptação daquelas mais resistentes à falta de água. As informações sobre precipitação e evaporação podem ser estudadas com fins de conhecer o extrato do balanço hídrico climatológico, que informa sobre os locais onde há maior ou menor excesso de água ou déficit hídrico (EMBRAPA, 2015).

3.1.2 Características do solo e vegetação na caatinga

De acordo com o BRASIL – MMA (2014), de maneira geral o bioma Caatinga apoia-se sobre dois tipos principais de formação geológica: o embasamento cristalino, que ocorre em 70% da região semiárida, e as bacias sedimentares. Sobre a base cristalina, os solos geralmente são rasos (cerca de 0,60 metros), com baixa capacidade de infiltração, alto escoamento superficial e reduzida drenagem natural. Nas bacias sedimentares, os solos geralmente são mais profundos (superiores a 2 metros, podendo ultrapassar 6 metros), com boa capacidade de infiltração, baixo escoamento superficial e boa drenagem natural. O Quadro 3.1 descreve os principais tipos de solo do Semiárido, informando, para cada classe de solo, o percentual de área ocupada no bioma caatinga, e um resumo de suas potencialidades e limitações de uso, de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SIBCS (2014).

Quadro 3.1: Classes de solos do semiárido, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (2014).

Classe de solo	% do bioma caatinga	potencialidades	limitações
Latossolos Amarelos e Vermelho-Amarelos	19,4	Profundidade, drenagem, relevo, plano suave a suave ondulado, erodibilidade fraca	Acidez, baixa fertilidade natural, baixos teores de matéria orgânica.
Solos Litólicos	19,2	Ausentes	Pequena profundidade, relevo predominantemente forte ondulado, acidez, pedregosidade, moderada a alta erodibilidade.
Pozólico Vermelho Amarelos Eutrófico e Distróficos	14,7	Profundidade, fertilidade nos eutróficos, relevo plano a suave ondulado	Erodibilidade, baixos teores de matéria orgânica, deficiência de umidade, baixa fertilidade nos distróficos, áreas com forte declividade, fragipans, plintitas, erodibilidade alta para os eutróficos.
Brunos Não Cálcico	13,3	Boa fertilidade e predominância de relevo suave ondulado	Alta erodibilidade, baixa profundidade, deficiência de umidade, pedregosidade e baixa textura, além de, em alguns casos, a forte declividade.
Areias Quartizosas	9,3	Profundidade, relevo plano a suave ondulado	Textura arenosa, baixa retenção de umidade, baixa fertilidade, acidez.

continuação do Quadro 3.1

Planossolos	9,1	Relevo plano a suave ondulado	Saturação por sódio trocável entre 8 e 20%, má drenagem, camada adensada, pequena profundidade na maioria das áreas.
Regossolos	4,4	Profundos em algumas áreas	Erodibilidade, deficiência de umidade, baixo teor de matéria orgânica, textura arenosa
Cambissolos	3,6	Fertilidade, predominância de relevo plano a suave ondulado, boa drenagem	Profundidade, forte declividade em algumas áreas, deficiência de umidade.
Solos Aluviais	2,0	Fertilidade em algumas áreas e umidade	Riscos de inundação, salinidade, camadas estratificadas e má permeabilidade em algumas áreas.
Latossolos VermelhoEscuros Eutróficos e Distróficos	1,6	Profundidade, drenagem, relevo, plano a suave ondulado, fertilidade nos eutróficos	Acidez moderada a alta, baixa fertilidade nos distróficos.
Solonetz Solodizados	1,4	Ausente	Saturação por sódio trocável > 20%, compactação, pequena profundidade e má drenagem.
Vertissolos	1,3	Fertilidade, relevo plano a suave ondulado	Erodibilidade, má drenagem, argilas expansivas, deficiência de umidade.

Além dos solos citados, compõem a caatinga os Vertissolos, os Rendizinas, os Brunizéns Avermelhados e os Solonchaks, que são solos com pequenas profundidades, geralmente alcalinos, com baixa plasticidade e deficiência de umidade. Estes representam juntos menos de 2% da região da caatinga.

No tocante a vegetação, o bioma caatinga é um verdadeiro mosaico de diferentes tipos, gerados a partir de variações de grande escala como os padrões climáticos e orográficos, bem como os de pequena escala como os diferentes tipos de solo e características topográficas locais (SAMPAIO, 2003). Tal heterogeneidade espacial confere ao bioma alta diversidade biológica e inúmeros endemismos em relação a outras regiões semiáridas do mundo (LEAL et al. 2003). A flora da caatinga apresenta características peculiares, com uma estrutura resistente e adaptada às condições de clima da região e grande parte da área vegetada na caatinga varia de forma acentuada em um mesmo ano. Silva et al. (2017) mostraram que a biomassa fotossinteticamente ativa na caatinga alcança suas maiores extensões no período entre janeiro e maio com 63% da área e a partir de junho observa-se uma gradativa diminuição da cobertura até os meses de setembro e outubro,

meses de menor valor, representando cerca de 35% da área de Caatinga. A partir deste ponto, a cobertura vegetal aumenta até dezembro, mas sem superar os valores dos primeiros meses do ano.

A explicação para a mudança rápida da vegetação em relação ao clima é a presença de diversas adaptações evolutivas que permitem a sobrevivência das plantas. Dentre elas, tem-se a perda das folhas da maioria das plantas durante a estação seca para economia de água. Outra forma de adaptação é a liberação das sementes de herbáceas anuais em um período mais úmido e favorável ao seu desenvolvimento. E ainda, há a presença de plantas de metabolismo CAM (em português significa metabolismo do ácido das crassuláceas) que permite a conservação hídrica da planta, uma vez que há trocas gasosas somente durante a noite, para evitar a perda de água através da evapotranspiração (SAMPAIO, 2003).

3.1.3 A degradação ambiental na caatinga brasileira

As terras secas, submetidas à influência de climas áridos, semiáridos (onde está inserida a caatinga) e subúmidos secos, de acordo com a Convenção das Nações Unidas para o Combate à Desertificação (UNCCD), concentram 41,3% da superfície emersa do planeta e 35,5% da população global (UNITED NATIONS, 2011). Essas terras, além de apresentarem os maiores índices de pobreza, também são afetadas pelos mais variados vetores de pressão sobre os seus recursos naturais, especialmente a água, o solo e a biodiversidade. São nesses ambientes que mais ocorrem os processos de degradação ambiental, resultante da degradação da terra por consequência de vários fatores, incluindo as variações climáticas e as atividades humanas. No Brasil, assim como em outras partes do globo, a intensa exploração dos recursos naturais e o uso inadequado das terras, sem considerar suas potencialidades e limitações, servem de combustível na condução deste processo.

Um estudo realizado pelo Centro de Gestão e Estudos Estratégicos – CGEE (2016), aponta que no NEB, mais de 73% do território total está susceptível a desertificação. Ao analisar os dados do estado do Rio Grande do Norte a proporção é ainda maior, conforme apresentado na Tabela 3.1.

Tabela 3.1: Proporção por estado das áreas susceptíveis a desertificação no NEB. Fonte: CGEE, (2016).

Estado	Área total por estado (km ²)	Área de cada estado suscetível à desertificação (km ²)	Proporção da área suscetível à desertificação em relação à área total dos estados (%)
Alagoas	27.774,993	17.670,4	63,62

continuação da Tabela 3.1

Bahia	564.733,081	491.741,4	87,07
Ceará	148.886,308	148.886,308	100,00
Maranhão	331.936,948	40.809,6	12,29
Paraíba	56.469,744	53.421,9	94,60
Pernambuco	98.149,119	89.571,7	91,26
Piauí	251.611,932	238.901,5	94,94
Rio Grande do Norte	52.811,126	51.977,2	98,42
Sergipe	21.918,493	16.211,4	73,96

Para uma melhor abordagem do tema, a FUNCEME elaborou um mapeamento mostrando todos os estados do NEB com suas regiões mais críticas do ponto de vista físico, que precisam e merecem atenção especial para a implementação de políticas e ações que possam estancar ou mesmo reverter tal processo. A Figura 3.3, mostra as áreas fortemente degradadas em processo de desertificação no Estado do Rio Grande do Norte.

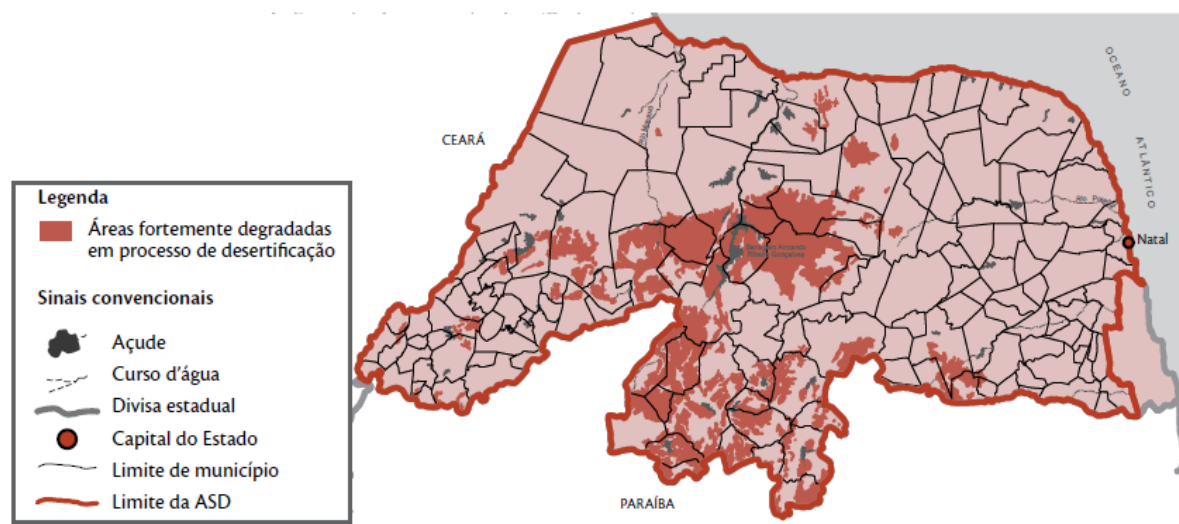


Figura 3.3: Áreas fortemente degradadas em processo de desertificação no Estado do Rio Grande do Norte. Fonte: FUNCEME, 2017.

No âmbito norte-rio-grandense um estudo que se tornou referência foi produzido por Carvalho et al. (2000). No trabalho, o território potiguar foi avaliado sob a ótica da ocorrência e da intensidade do processo de degradação das terras e as áreas susceptíveis a desertificação foram

classificadas de acordo com a Tabela 3.2. Os autores inferiram ainda que, possivelmente no início dos anos de 1990, as áreas susceptíveis a desertificação, já tinham afetado 72,5% do território potiguar, em níveis de intensidade variados e sinalizavam para estatísticas preocupantes, principalmente em função da representatividade que assumiam as áreas com estágios de ocorrência classificados como grave e muito grave. Um outro aspecto importante referia-se à abrangência populacional, visto que nas áreas afetadas moravam 41,7% do contingente estadual, ressaltando-se que, na região com nível de desertificação muito grave, residiam 11% dos potiguares. Segundo dados do IBGE (2017), residem atualmente aproximadamente 303.000 pessoas nas regiões apontadas na Figura 3.3 como áreas em processo de degradação ambiental.

Tabela 3.2: Ocorrência do Processo de Desertificação no Rio Grande do Norte. (Fonte: Carvalho et al. 2000).

CLASSE DE INTENSIDADE	ÁREA		POPULAÇÃO	
	Km ²	%	Absoluta	%
Muito Grave	12 965	24,3	289 767	11,0
Grave	20 545	38,5	591 158	22,5
Moderada	5 120	9,6	215 112	8,2
Total afetado no RN	38 630	72,5	1 096 037	41,7
Estado	53 307	100,0	2 630 000	100,0

De acordo com a Figura 3.3, uma das regiões mais afetada pelo fenômeno da desertificação é a região do Seridó do estado, sendo inclusive considerada um dos centros críticos de degradação ambiental no país. Destacam-se áreas nos municípios de Caicó, Serra Negra do Norte, Acari, Angicos, Carnaúba dos Dantas, Cruzeta e São Vicente, como de elevado risco de desertificação. Nesta região, está instalada uma torre que fornece informações experimentais dos processos do balanço de radiação, energia, fluxos de CO₂, dentre outros parâmetros ambientais. A utilização de tais parâmetros ambientais, combinados com produtos gerados a partir de imagens de satélite se constituem em uma ferramenta importante para o monitoramento das alterações naturais e/ou antrópicas nas superfícies. Diversos estudos têm abordado os impactos da retirada da vegetação no processo de degradação ambiental.

Fernandes et al. (2015), realizaram uma análise espacial e temporal do uso e cobertura da terra em áreas de caatinga no estado de Sergipe nos anos de 1992 a 2013 e concluíram que na região onde os processos de antropização foram maiores, a vegetação foi a classe mais impactada, sendo a maior parte convertida em pastagens. O estudo da dinâmica da cobertura florestal evidenciou

também a redução da regeneração florestal na região semiárida da caatinga do estado de Sergipe entre 2003 e 2013.

Pavão et al. (2017) apresentaram os padrões do índice de vegetação por diferença normalizada (*NDVI*), albedo, temperatura de brilho e balanço de radiação (R_n) da superfície em diferentes coberturas do solo. Os resultados confirmam que a mudança na ocupação do solo influencia no balanço de radiação superficial. As relações obtidas neste estudo indicam que a supressão e substituição da vegetação por pastagem ou área urbana provoca um aumento significativo no albedo e na temperatura de brilho superficial e diminui o *NDVI* e o R_n superficial.

Morais et al. (2017) elaboraram uma análise do sequestro de carbono em áreas de caatinga do semiárido pernambucano. No que se refere à variação espaço-temporal do sequestro de carbono, este foi maior nas áreas de caatinga preservadas; nas áreas com alguma influência de atividades antrópicas a assimilação total e sequestro de carbono foi menor, segundo os autores, a antropização pode provocar a mudança na composição e fisionomia da vegetação de caatinga, reduzindo os estratos vegetacionais e, conseqüentemente, o índice de área foliar e a fração da radiação fotossinteticamente ativa absorvida. Conforme Kauffman et al. (2009) e Don et al. (2011) os estoques de carbono na vegetação e no solo dependem muito das formas de manejo da área. Áreas cobertas com vegetação nativa de caatinga arbustiva e arbórea têm um estoque de biomassa vegetal maior que o de áreas degradadas.

Para os autores citados, tais resultados são preocupantes e requerem a tomada de decisão para a proteção do remanescente de vegetação nativa na região. Trata-se de ambientes muito degradados em que o pouco que resta de caatinga e de outros tipos de vegetação nativa apresenta-se como extremamente relevantes para a manutenção do equilíbrio ecossistêmico. Presume-se que a destruição da vegetação nativa compromete ainda o potencial e a viabilidade atual e futura do manejo florestal na região deste estudo.

3.2 O balanço de radiação

A energia utilizada nos processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, na transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera e no metabolismo das plantas, é proveniente da radiação solar. A radiação líquida da Terra, é o equilíbrio entre a energia de entrada e saída no topo da atmosfera - é a energia total que está disponível para influenciar o clima. A energia entra no sistema quando a luz solar penetra no topo da atmosfera e sai de duas maneiras: reflexo das nuvens, aerossóis ou da superfície da Terra; e radiação térmica - calor emitido pela superfície e pela atmosfera, incluindo as nuvens. A radiação líquida média global deve ser próxima

de zero durante o período de um ano, ou então, a temperatura média aumentará ou diminuirá. Ao longo de um ano, o padrão mais óbvio é a mudança sazonal na radiação líquida. Em média ao longo do ano, há um excedente líquido de energia no equador e um déficit líquido de energia nos polos. Este desequilíbrio de energia equador-pólo é o motor fundamental da circulação atmosférica e oceânica.

Considerando os processos de troca de calor e massa na baixa troposfera, o balanço de radiação em áreas tropicais e de latitudes médias, rege os processos de aquecimento do solo e do ar, e, principalmente, a evapotranspiração da vegetação nativa e de culturas agrícolas (SILVA et al. 2005). Essa variável é essencial em estudos do balanço de energia (BASTIAANSEN et al. 2005; BISHT et al. 2005; ALLEN et al. 2007; ANDERSON et al. 2012), sendo de grande importância no monitoramento do clima, previsão de tempo, modelagem hidrológica, meteorologia agrícola e energias renováveis. Na interação da radiação solar que incide sobre uma superfície vegetada, parte dela é refletida de volta para o espaço, outra é absorvida pelo dossel e, eventualmente, pelo solo, contribuindo para o seu aquecimento, e uma terceira parte é transportada para a atmosfera pelos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem o dossel e a atmosfera. O balanço de radiação à superfície é resultante do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa, ou seja, o balanço entre a radiação global incidente menos a radiação global refletida, e a radiação proveniente da atmosfera menos aquela emitida pela superfície da Terra.

O balanço de ondas curtas leva em consideração a radiação de onda curta com comprimento de onda na faixa de 0,15 a 4,0 μm . Na prática, as medidas de onda curta na superfície são representadas por medidas de radiação global, que compreende duas componentes: a radiação direta e a radiação difusa. Considerando-se a inexistência de observações de radiação solar em muitos pontos da superfície da Terra e as dificuldades inerentes a sua obtenção, muitos modelos têm sido desenvolvidos visando estimar a radiação solar global, difusa e direta. Esses modelos consideram como base de cálculo da radiação de ondas curtas, outras variáveis rotineiramente medidas em estações meteorológicas. O balanço de radiação de onda curta na superfície é determinado pela diferença entre os fluxos de radiação incidente e refletido, sendo, portanto, dependentes da radiação solar global e do albedo da superfície.

O balanço de onda longa a superfície, compreende três componentes: a radiação atmosférica de onda longa incidente, a radiação atmosférica de onda longa refletida pela superfície e a radiação de onda longa emitida. A primeira é função, basicamente, da temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e da cobertura de nuvens. A última, por sua vez, depende da

temperatura e emissividade da superfície. A emitância terrestre, por outro lado, depende da temperatura do solo e de sua emissividade.

Basicamente as duas formas principais de se medir o R_n são: através de saldos radiômetros instalados em estações meteorológicas, porém o alto custo dificulta o acesso a estes equipamentos inviabilizando a construção de uma densa malha que permita resultados em escala regional e/ou por meio de medições realizadas por sensores orbitais, a exemplo do Mapeador Temático (TM) Landsat e MODIS, que reúnem altas coberturas espaciais e possibilitam estudos regionalizados com baixo custo operacional. No entanto, possuem a desvantagem do impedimento causado pela presença de nuvens e a frequência de revisita dos sensores que pode ser de apenas 16 dias (caso dos satélites Landsat), ou de 1 a 2 dias, caso do Terra e Aqua (OLIVEIRA et al. 2015). A avaliação do saldo radiativo via sensoriamento remoto depende fundamentalmente do albedo, da temperatura da superfície (T_s), da radiação solar global e das emissividades da superfície e da atmosfera. Por essa razão há estudos que tratam especificamente do albedo (LIANG, 2000; SILVA et al. 2005; BEZERRA et al. 2011), da temperatura da superfície (OLIVEIRA et al. 2012; ARAÚJO e DI PACE, 2010), da radiação solar global (DI LONG et al. 2010), da emissividade atmosférica (KRUK et al. 2010) e da emissividade da superfície (MUÑOZ-JIMÉNEZ et al. 2006; JIN e LIANG, 2006).

Existem várias parametrizações para estimar as componentes do R_n a superfície. No que diz respeito à utilização exclusiva de dados de satélite, a radiação de onda curta tem sido estimada de forma mais precisa utilizando-se a dependência do ângulo zenital solar e o teor de vapor d'água da atmosfera; e a radiação de onda longa incidente, utilizando pressão de vapor e temperatura do ar, como nos trabalhos de Hwang et al. (2012) e Kim e Houge, (2013). Outro ponto importante são as estimativas do R_n de modo instantâneo. Como se tem uma carência de medições sistemáticas do R_n em estações meteorológicas, o emprego das imagens de satélites se torna a cada dia mais útil. Nesse sentido, mais imagens de satélites de diferentes resoluções espacial e temporal tem sido empregadas (SANTOS, 2011).

Bisht et al. (2005) utilizaram imagens MODIS para estimar o ciclo diurno e a média diária do saldo de radiação, para dias de céu claro, com um modelo senoidal. Vale salientar que na pesquisa o R_n instantâneo e o diário foram obtidos apenas com a utilização de produtos derivados do MODIS. Embora tenha representado um passo importante no mapeamento do R_n , o modelo proposto apresenta duas limitações que restringem sua utilização em várias aplicações. A primeira é que a técnica se aplica apenas aos dias com ausência total de nuvens, o que na realidade raramente ocorre. A segunda é que o modelo desconsidera que o R_n seja em geral negativo em todo o período

noturno e em parte do período diurno, o que resulta em superestimativa do R_n diário (SANTOS, 2011).

Para resolver estes problemas, Araújo (2010) lançou a proposta de correção para o saldo de radiação noturno, assim resolvendo o problema de superestimativa do modelo senoidal. O autor chegou a radiação média noturna de aproximadamente 8% da radiação máxima do dia para todos os casos abordados. Em estudo posterior feito por Santos (2015) constatou-se a satisfatoriedade do resultado proposto.

Por outro lado, Bastiaanssen (2000) descreveu que a obtenção do R_n diário seria a partir do albedo da superfície, da radiação de onda curta 24 horas e da transmitância média diária da atmosfera, seguindo a proposta de De Bruin (1987). Necessita-se para tanto, de medidas de radiação de onda curta que irão alimentar o modelo e de radiação de onda longa para calibrá-lo na região de estudo. De acordo com Silva et al. (2010), o R_n diário que conjuga imagens orbitais com dados de superfície apresenta resultados bem mais confiáveis e de grande cunho prático, uma vez que a presença de nuvens em diversos instantes do dia estaria contemplada na radiação global diária.

Souza et al. (2015), analisaram as variações diárias e sazonais dos componentes do balanço de radiação e da radiação fotossinteticamente ativa para a Caatinga durante um ano seco no Semiárido pernambucano. O experimento foi conduzido durante o ano de 2012 em Petrolina – Pernambuco, localizado na região do Semiárido brasileiro. Foi observada uma ampla variação sazonal da radiação solar global e do saldo de radiação que atingiram valores médios diários em torno de $23MJm^{-2}dia^{-1}$ e $15MJm^{-2}dia^{-1}$, respectivamente. Neste caso, observou-se que a magnitude dos valores dos componentes do balanço de radiação foi afetada principalmente em decorrência da nebulosidade e mudanças na vegetação que afetaram principalmente os níveis de emitância e reflexão da superfície.

Oliveira et al. (2015), determinaram o balanço radiativo na bacia hidrográfica do rio Tapacurá - PE, por meio de produtos MODIS dos satélites Terra e Aqua. Instalou-se uma estação meteorológica experimental no período de janeiro de 2010 a agosto de 2011, destinada ao monitoramento de dados meteorológicos complementares ao processamento do saldo radiativo, além do cômputo *in loco* do mesmo. O saldo de radiação instantâneo estimado com os produtos MODIS situou-se entre 400 e $700 Wm^{-2}$, com maiores valores registrados no reservatório do Tapacurá e os menores nas áreas urbanas. Já o saldo de radiação diário estimado variou de 95,4 a $157,5 Wm^{-2}$, com média de $125,4 Wm^{-2}$. As diferenças entre o saldo de radiação medido na estação experimental (área de pastagem) e o estimado pelos produtos MODIS, resultaram em diferença absoluta média, diferença relativa média e raiz da diferença quadrática média, com

valores de $122,4 \text{ Wm}^{-2}$, 30,1% e $140,7 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente, para o saldo de radiação instantâneo, e $7,4 \text{ Wm}^{-2}$, 5,8% e $9,7 \text{ Wm}^{-2}$, para o saldo de radiação diário. Concluiu-se que não obstante a intensa presença de nuvens na região foi possível obter saldo radiativo diário na bacia do rio Tapacurá – PE, com base em produtos MODIS, onde os resultados foram compatíveis com outros estudos, confirmando a eficiência na aplicabilidade da técnica.

Santos et al. (2017), utilizaram uma metodologia que não necessitava diretamente de dados de superfície para estimar o balanço de radiação na região semiárida da Paraíba, a partir de dados orbitais do sensor MODIS, e validaram com dados medidos em áreas experimentais de caatinga em recuperação e degradada. Diante dos resultados encontrados, pôde-se constatar a eficácia da metodologia proposta, sendo a mesma mais precisa em áreas com o solo mais descoberto. De acordo com a análise estatística, a metodologia apresentou uma melhor qualidade do ajuste para a área em recuperação, com a variação explicada de 78% e para a área degradada de 61%.

3.3 O balanço de energia

A essência do conceito de balanço de energia está na afirmação de que a diferença entre a energia que entra e que sai de um sistema será a energia utilizada ou captada por ele. A quantidade de energia que chega à superfície é determinada pela radiação solar incidente e pela radiação atmosférica, porém, a energia armazenada no sistema será determinada pelo tipo de cobertura. Nesse cenário, a energia necessária para que ocorram as interações entre a superfície e a atmosfera é praticamente originada do Sol na forma de radiação de onda curta. Durante o dia, a superfície recebe radiação solar, eleva sua temperatura e transfere parte dessa energia para a atmosfera na forma de calor; durante a noite, a superfície tende a perder energia, ficando relativamente mais fria que a atmosfera, logo, durante a noite a direção das transferências de energia é invertida (SENA, 2012).

Por sua vez, a evaporação da água requer grandes quantidades de energia, seja na forma de calor sensível ou energia radiante. O processo de evapotranspiração é governado pela troca de energia na superfície da vegetação e é limitada pela quantidade de energia disponível (ALLEN et al. 1998). Devido a esta limitação, é possível prever a taxa de evapotranspiração aplicando o princípio da conservação de energia. O equilíbrio da energia superficial determina a quantidade de fluxo de energia disponível para evaporar a água da superfície e para aumentar ou diminuir a temperatura da superfície e do ar. Processos de superfície desempenham também um papel importante na determinação do equilíbrio de energia global do balanço de energia do planeta (CERQUEIRA, 2012).

O R_n disponível à superfície é fortemente modulado pela radiação solar que chega ao solo, e é repartido em energia para aquecimento do ar, aquecimento do solo e para processos evaporativos, que são os fluxos de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor latente (LE), respectivamente (NICACIO, 2008). Os processos de troca que ocorrem na superfície da terra são de extrema importância para a redistribuição de umidade e de calor no solo e atmosfera, e, o equilíbrio termodinâmico entre os processos de transporte predominantemente turbulentos na atmosfera e os processos laminares dominantemente no solo se manifestam no balanço energético (BASTIAANSEN, 1995; BASTIAANSEN et al. 1998).

Duveiller et al. (2018), forneceram a primeira avaliação baseada em dados do efeito potencial no balanço energético de superfície total de múltiplas transições de vegetação em escala global. Para este propósito, desenvolveram uma nova metodologia que é otimizada para desvendar o efeito da cobertura vegetal mista no clima da superfície. Os resultados quantificam essas influências em diferentes regiões geográficas e biomas, confirmando a necessidade de avaliar conjuntamente os processos radiativos e não-radiativos, a fim de estimar as mudanças no clima da superfície induzidas pela mudança da cobertura da terra. Em particular, esta avaliação mostra que em ecossistemas onde o crescimento da vegetação é limitado pela disponibilidade de água, os impactos climáticos de uma transição de cobertura vegetal são dominados por mudanças na evapotranspiração, enquanto em ecossistemas onde o crescimento da vegetação é limitado por energia, como os arbustos boreais, a perturbação na temperatura da superfície é dominada por mudanças nas propriedades radiativas e aerodinâmicas desses ecossistemas. O estudo mostrou que as perturbações no balanço de energia superficial gerado pela mudança de vegetação do ano 2000 a 2015, levaram a um aumento médio de $0,23 \pm 0,03$ °C na temperatura da superfície local onde ocorreram as mudanças na vegetação. Segundo os autores as transições de vegetação por trás desse efeito de aquecimento estão relacionadas principalmente à expansão agrícola nos trópicos, onde o brilho da superfície e a conseqüente redução da radiação líquida não contrabalançam o aumento da temperatura associado à redução na transpiração.

3.3.1 A evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) é a soma de dois fenômenos fundamentais ao ciclo da água em todo o planeta, que são a evaporação e a transpiração. A evaporação é responsável pelo movimento da água para o ar a partir de fontes como o solo, dossel florestal e corpos d'água, como lagos, córregos, rios e mares. A água recebe energia solar e aquece até que atinge seu ponto de ebulição. A partir daí a quantidade de calor fornecida não eleva mais a temperatura da água, ele age como calor

latente de vaporização e converte a água do estado líquido para o gasoso. Este vapor d'água se liberta do líquido e passa a compor a atmosfera, situando-se nas camadas mais próximas da superfície (MATSUMOTO et al. 2008). Por sua vez, a transpiração representa o movimento da água dentro de uma planta, e a consequente perda da mesma para a atmosfera. As plantas, para desempenhar suas necessidades fisiológicas, retiram a água do solo através de suas raízes, retêm uma pequena fração e liberam o restante através de microscópicas válvulas presentes nas superfícies das folhas (os estômatos), sob forma de vapor d'água.

Para se estimar a *ET* existem vários métodos, como por exemplo, o método de transferência de massa (computado pela razão de Bowen) e o método de covariância de vórtices turbulentos. Esses métodos, porém, requerem medidas precisas de pressão de vapor, e temperatura do ar ou velocidade do vento em diferentes níveis acima da superfície. Portanto, suas aplicações são restritas principalmente a campanhas experimentais (ALLEN et al. 1998). Outra desvantagem do uso dessas técnicas é que estão restritas a áreas homogêneas, tendo aplicabilidade limitada para terrenos com diferentes culturas (COMPAORE et al. 2008).

A evapotranspiração é um processo ecológico chave que conecta o sistema solo-vegetação-atmosfera, e suas mudanças afetam seriamente a distribuição regional dos recursos hídricos disponíveis, especialmente em regiões como a caatinga. O ciclo da água descreve dois caminhos básicos, da superfície para a atmosfera através da evapotranspiração e o caminho de retorno pela precipitação. Este ciclo apresenta significativa variabilidade espacial, que é fortemente afetada pelo clima natural e influências antrópicas. Como uma das principais influências antropogênicas, a mudança de vegetação inevitavelmente altera a propriedade da superfície e subsequentemente o ciclo da água terrestre, enquanto sua contribuição é ainda difícil de isolar das influências mistas.

Jin et al. (2017), com o projeto Grain-for-Green implementado no Loess Plateau desde 1999, apresentou as mudanças na distribuição de água e calor em toda a região. Os autores investigaram as mudanças e forças motrizes associadas de evapotranspiração no Loess Plateau de 2000 a 2012 usando um modelo baseado em sensoriamento remoto. Os resultados mostraram que a *ET* anual aumentou significativamente em 3,4 mm por ano ($p = 0,05$) com grandes flutuações interanuais durante o período do estudo. Esta tendência é maior do que os aumentos coincidentes na precipitação (2,0 mm ano⁻²), implicando uma possível pressão de disponibilidade de água. A análise de correlação mostrou que a mudança de vegetação é o principal fator de controle na variabilidade interanual da *ET* anual com $\sim 52,8\%$ de pixels espalhados na região da faixa do nordeste para o sudoeste da Loess Plateau. Uma análise fatorial adicional sugeriu que o greening da

vegetação é o principal responsável pelos aumentos de *ET* no período do estudo em relação à mudança climática.

Feng et al. (2017) usaram conjuntos de dados de satélites e dados de superfície, para identificar a dinâmica do ciclo da água terrestre em detalhes espaciais e para avaliar o impacto da mudança da vegetação. Pelo método, o ciclo da água é identificado pelo indicador da diferença entre a evapotranspiração e a precipitação e a forma escalar da tendência do indicador é usada para avaliar a dinâmica do ciclo da água, com o valor positivo significando aceleração e o negativo desaceleração. Os resultados indicaram 4 ciclos de aceleração e 4 de desaceleração da água, afetando 42,11% do território global. O principal tipo de ciclo da água foi caracterizado por precipitação não variável e aumento da evapotranspiração, que cobre 20,88% da terra global. A mudança de vegetação amplificou os ciclos de aceleração e desaceleração da água. Em particular, a mudança de vegetação intensificou o ciclo da água em regiões moderadamente vegetadas ($0,1 < NDVI < 0,6$), mas enfraqueceu o ciclo em regiões escassas ou altamente vegetadas ($NDVI < 0,1$ ou $0,6 < NDVI < 0,8$). Em regiões extremamente vegetadas ($NDVI > 0,85$), o ciclo da água é acelerado devido ao aumento significativo da precipitação. Os autores concluíram que a mudança da vegetação atua como um amplificador para acelerar e desacelerar os ciclos da água terrestre, dependendo do grau de cobertura da vegetação.

3.4 O dióxido de carbono e sua influência no meio ambiente

O efeito estufa é um processo que ocorre naturalmente e é um dos fatores responsáveis pela existência da vida no nosso planeta. Por meio desse mecanismo, a Terra absorve radiação do Sol, sendo que a maior parte dessa radiação atinge a atmosfera e a superfície terrestre onde é absorvida. Ao ser aquecida por essa radiação, a superfície terrestre passa a emitir energia em comprimento de ondas mais longos (radiação infravermelha). Parte desta energia é então absorvida pelos gases do efeito estufa e a energia absorvida é irradiada de volta a superfície terrestre. Os gases do efeito estufa podem ocorrer naturalmente na atmosfera ou serem produzidos por meio das atividades humanas. Os principais gases do efeito estufa são: o dióxido de carbono (CO_2), o ozônio (O_3), o metano (CH_4), o óxido nitroso (N_2O) e o vapor d'água.

Mix et. al. (2013), mostraram que nas últimas três décadas o aumento nas emissões de todos os gases do efeito estufa foi em torno de 1,6%, enquanto que as emissões de CO_2 geradas a partir da queima de combustíveis fósseis atingiram 1,9%. Segundo dados da *National Oceanic And Atmospheric Administration – NOAA*, as concentrações atmosféricas de CO_2 aumentaram quase 100 ppm desde seu nível pré-industrial e chegou a alcançar incríveis 371 ppm em 2005. De 2013 a

2018 houve um aumento na concentração de CO_2 atmosférico, aumentando para uma concentração total aproximada de 395 *ppm* e chegando ao valor aproximado de 404 *ppm* no final do ano de 2017 (Figura 3.4).

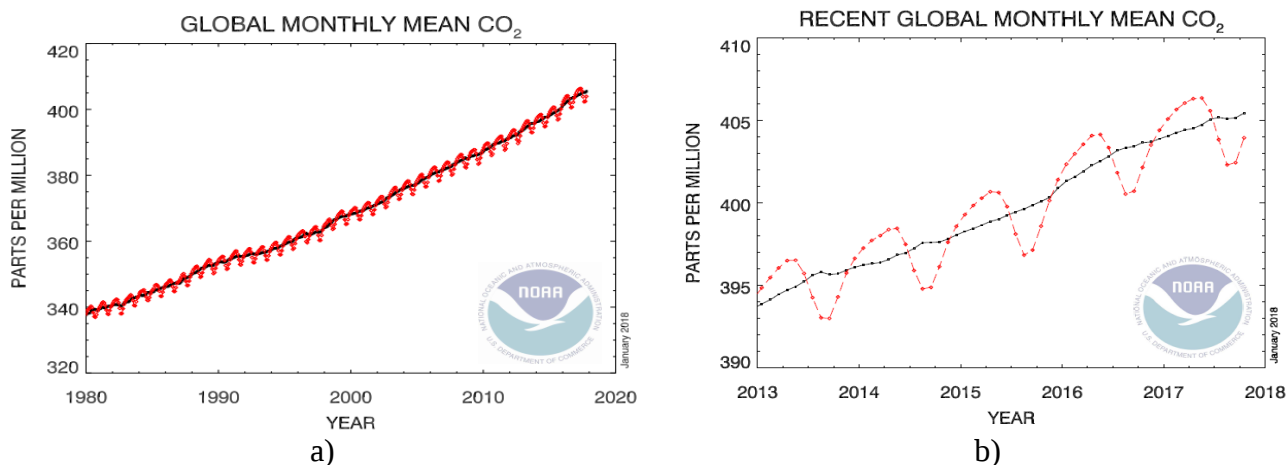


Figura 3.4: Evolução do aumento de CO_2 : a) de 1980 a 2017; b) média mensal global de 2013 a 2017. (Fonte: www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg).

O tempo de vida do CO_2 na atmosfera varia muito devido as diferentes taxas de absorção pelos diversos processos de sumidouro. O processo mais rápido é a absorção pela vegetação e pela camada superficial dos oceanos, que ocorre ao longo de alguns anos. Com isso surge a necessidade de entender melhor a capacidade da caatinga neste processo.

3.4.1 O balanço de carbono

Na escala local, onde o carbono inorgânico (CO_2) é absorvido pela vegetação e transformado em um componente orgânico, a troca de carbono entre a superfície da Terra e a atmosfera é controlada pela radiação solar. Assim, o ciclo solar diurno causa variações no ciclo de fotossíntese sendo o principal fator na assimilação de carbono atmosférico. O fluxo de CO_2 emitido a partir da superfície para o ambiente é a diferença entre a assimilação de CO_2 pelas plantas e a emissão a partir do solo e da vegetação (HERRMANN e FREITAS, 2011). Durante o dia, a presença de luz solar faz com que a assimilação e emissão ocorram simultaneamente. Durante a noite, a assimilação é inexistente devido à ausência de luz, e apenas a respiração é mantida. Assim, sob condições calmas noturnas com forte estabilidade atmosférica, o CO_2 se acumula na baixa troposfera e consequentemente, altas concentrações de carbono são observadas nas primeiras horas da manhã. Durante todo o dia, a concentração de carbono diminui devido à fotossíntese e o aprofundamento da camada de mistura.

As variáveis chaves no ciclo do carbono e da água são a Produção Primária Líquida (*NPP*, em inglês) e a evapotranspiração. O balanço de carbono consiste de vários processos importantes que descrevem as trocas de CO_2 entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera (SANTOS, 2015). Por sua vez, a Produtividade Primária Bruta (*GPP*, em inglês) corresponde à fotossíntese bruta (Xiao et al. 2004), ou seja, é o total de carbono assimilado pela vegetação. A sua determinação com sensoriamento remoto pode ser feita ao se combinar o modelo de estimativa da radiação fotossinteticamente ativa absorvida (*RFAA*) pela vegetação, proposto por Monteith (1972), com o modelo de eficiência de uso da luz na fotossíntese de Field et al. (1995), adaptado por Bastiaanssen e Ali (2003), que sugerem o emprego da fração evaporativa (*FE*) como elemento quantificador do status da água pela vegetação. Essa fração evaporativa pode ser obtida por meio de algoritmos de sensoriamento remoto, por exemplo, o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*). A radiação fotossinteticamente ativa (*PAR*, em inglês), corresponde à fração da radiação solar, situada entre 400 nm e 700 nm, e na ausência de medições da mesma pode-se estimá-la em função da radiação solar global diária (R_{S24h}). Destaque-se que apenas uma fração da *PAR* é absorvida pelo dossel vegetativo no processo de fixação do carbono.

A *GPP* é o principal condutor do fluxo de carbono da atmosfera a terra. Assim, um melhor conhecimento da dinâmica espacial e temporal da *GPP* fornece uma medida útil de saúde do ecossistema e impactos de perturbações regionais de uso da terra e mudanças climáticas, resultando em uma melhor compreensão do ciclo do carbono (HEINSCH et al. 2006).

Por outro lado, a *NPP* é o balanço entre *GPP* e a Respiração Autotrófica (*RA*), e alocada para folhas, madeira, raízes, tecidos reprodutivos, armazenamento, etc. A *NPP* que representa a medida direta da produtividade da vegetação, tem sido medida a partir de levantamento de campo sobre biomassa há décadas e tem um grande banco de dados histórico. Ela se relaciona diretamente a floresta, o alcance e a produtividade das culturas, e assim também tem um valor socioeconômico elevado. A Mudança Líquida do Ecossistema (*NEE*, em inglês) que é a troca líquida de CO_2 entre ecossistemas terrestres e a atmosfera, é medida por torres de fluxo. A *NEE* tem alta relevância científica para o balanço de carbono terrestre e produção de gases de efeito estufa (RUNNING et al. 1999).

Morais et al. (2017) analisaram o sequestro de carbono em áreas de caatinga do município de Petrolina – Pernambuco, por meio de técnicas de sensoriamento remoto utilizando imagens do sensor MODIS, referentes ao produto MOD17, o qual contém as estimativas da *GPP* e da *NPP*. A coleta das imagens ocorreu para os anos de 2011 e 2012. No período chuvoso, as áreas de caatinga preservada apresentaram maiores valores de assimilação total (até 160 gCm^{-2} em janeiro de 2011)

e sequestro de carbono, enquanto no final do período seco foram registrados valores inferiores a 20 gCm^{-2} . Quanto ao total anual, em 2011 as áreas de caatinga preservada juntamente com a agricultura irrigada apresentaram os maiores valores de GPP ($> 900 \text{ gCm}^{-2}$), enquanto que em 2012 a GPP das áreas de caatinga variaram, em geral, de 500 a 600 gCm^{-2} , com algumas áreas chegando a 700 gCm^{-2} . A NPP , ou seja, o sequestro de carbono, variou de 500 a 700 gCm^{-2} em 2011 e de 100 a 400 gCm^{-2} em 2012, demonstrando que em anos com maior pluviosidade a NPP tende a ser superior que anos secos.

Além deste, outros diversos estudos usaram dados remotos para o entendimento do fluxo de carbono entre a vegetação e a atmosfera. Dentre eles, destacam-se os trabalhos de Garbulsky et al. (2010); Nascimento (2011); Jiang et al. (2013) e Santos (2015). Neste contexto, torna-se importante uma validação destas metodologias, utilizando medidas de campo e uma análise da confiabilidade desse modo de estimativas da captação do CO_2 atmosférico por parte dos ecossistemas, através de dados remotos orbitais no estado do Rio Grande do Norte.

3.5 O Sensor MODIS – (Moderation Resolution Imaging Spectroradiometer)

Os produtos gerados pelo sensor MODIS são os principais dados utilizados nesta pesquisa. Foi elaborada uma breve descrição sobre este sensor e os produtos aqui utilizados. Informações adicionais podem ser encontradas em Anderson et al. (2003), em que se relata o contexto e os principais objetivos da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) – em promover um projeto de longa duração, iniciando-se com o lançamento do satélite Terra, que transporta, dentre outros, o sensor MODIS.

O satélite Terra foi lançado em dezembro de 1999, começando a coletar dados em fevereiro de 2000, com o horário de passagem por volta das 10:30h da manhã no equador. Dentre os sensores que este satélite transporta, o principal deles, o sensor MODIS, foi projetado para atender os requerimentos de três campos de estudos diferentes: atmosfera, oceano e terra. Este sensor apresenta bandas de resolução espectral e espacial selecionadas para o conhecimento de diferentes necessidades observacionais e para oferecer uma cobertura global quase diariamente. As especificações técnicas deste sensor estão dispostas no Quadro 3.2.

Quadro 3.2: Especificações Técnicas do Satélite Terra/Sensor MODIS.

Órbita do satélite Terra	705 Km, síncrona com o Sol, polar; 10:30 a.m descendente
Cobertura de repetição do satélite Terra	Diária, a norte da latitude 30° e a cada dois dias, para latitudes inferiores a 30°
Cobertura dos imageamentos do sensor MODIS	$\pm 55^\circ$; 2330 km (“scans” contínuos no nadir no equador)
Resolução espacial do sensor MODIS	250 m (2 bandas), 500 m (5 bandas), 1000 m (29 bandas) no nadir
Precisão radiométrica do sensor MODIS	5% Absoluto, <3 mm; 1% Absoluto, >3 mm; 2% de reflectância
Alcance espectral do sensor MODIS	0,4 – 14,4 μm
Quantização do sensor MODIS	12 bits
Taxa de Dados do satélite Terra	6,2 Mbps (média), 10,8 Mbps (dia), 2,5 Mbps (noite)
Força do satélite Terra	162,5 W (média para uma órbita), 168,5 W (pico)

As 36 bandas espectrais deste sensor estão localizadas em função de um comprimento de onda, cuidadosamente escolhidos para a observação de feições das propriedades das nuvens, dinâmica e as propriedades da vegetação na cobertura terrestre, e a temperatura da superfície dos oceanos no mundo (SALOMONSON e TOLL, 1990). Estas especificações têm como objetivo evitar as bandas de absorção atmosférica, além de outras feições (linha de Fraunhofer), durante a observação e monitoramento da superfície terrestre (SALOMONSON e BARKER, 1992; STRAHLER et al. 1999). As primeiras 19 bandas estão posicionadas na região do espectro eletromagnético situado entre 405 nm a 2155 nm, de forma que as bandas 1 – 7 estão direcionadas para as aplicações terrestres de acordo com a Tabela 3.3; as bandas 8 – 16 para as observações oceânicas e as bandas 17 – 19 para as medições atmosféricas. As bandas 20 – 36, com exceção da banda 26 (1360 – 1390nm), cobrem a porção termal do espectro eletromagnético (3660 nm a 14385 nm) e podem ser utilizadas por diferentes campos das ciências naturais (BARKER et al. 1992).

Tabela 3.3: Bandas espectrais do sensor MODIS para o estudo da superfície terrestre. Fonte: Adaptada do website <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specs.html>

Uso preliminar	Bandas	Largura da banda (nm)
Terra/ Nuvens / Limites de aerossóis	1	620 – 670
	2	841 – 876
Terra/ Nuvens / Propriedades de aerossóis	3	459 – 479
	4	545 – 565
	5	1230 – 1250
	6	1628 – 1652
	7	2105 – 2155

As bandas do MODIS para o estudo da superfície terrestre (*land bands*) possuem resolução espacial de 250 m (para os canais do vermelho e infravermelho próximo) e 500 m (para as bandas do azul, verde e infravermelho médio) que são os valores nominais para pixels no nadir. No limite da largura da área imageada (*swath*, que corresponde a 2.330 km), os pixels crescem com um fator de duas vezes na direção ao longo da linha de imageamento (*long-track*) e de um fator de cinco vezes na direção através da linha de imageamento, denominado *cross-track*. O sensor MODIS possui um intervalo quase diário para a revisita de uma área, o que lhe confere uma grande capacidade para estudos de dinâmicas ecológicas tanto terrestres, quanto oceânicas (ANDERSON, 2005).

A geolocalização (georreferenciamento) do sensor MODIS foi estabelecida através do uso de uma técnica paramétrica, onde pontos de controle foram aplicados somente para remover as direções tendenciosas. Sua orientação em relação a Terra é obtida através de sensores a bordo do satélite. Sua distância da Terra é medida por um giro inercial e por um sensor “*star-tracking*”, onde a posição é medida por um TDRSS (*Tracking Data Relay Satellite System*) a bordo de um sistema de navegação (TONS) (TELLES et al. 1995). Os produtos de georreferenciamento do sensor MODIS definem as coordenadas geodésicas, elevação do solo (altitude), e ângulos zenitais solar e azimutal para cada amostra de 1 Km do MODIS. No momento do lançamento, o sensor MODIS apresentava uma precisão de geolocalização de 1.700 metros, e com o ajuste inicial dos algoritmos em maio de 2000, a precisão já era de 150 metros. Em dezembro de 2000, a acurácia de geolocalização atingiu os 50 metros, conforme havia sido planejado pelo projeto.

3.6 Os algoritmos SEBAL e METRIC

Vários modelos de balanço de energia com uso de dados de satélite já foram empregados para estimar o uso da água nos processos de evapotranspiração e para mapear a distribuição espacial dos fluxos de energia em diferentes condições de uso e ocupação dos solos (POÇAS et al. 2013). Para tanto, muitos utilizam o algoritmo SEBAL desenvolvido por Bastiaanssen (1995) para estimativa da evapotranspiração a partir do balanço de energia, utilizando imagens de satélite. Este modelo apresenta a vantagem de usar a temperatura da superfície, o albedo e o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada bem como a inter-relação entre eles para inferir o balanço de energia a superfície (BASTIAANSEN et al. 1998).

O algoritmo METRIC (*Mapping Evapotranspiration at High Resolution With Internalized Calibration*) foi desenvolvido e destinado à estimativa do balanço de energia e evapotranspiração com procedimentos muito similares ao SEBAL, com algumas particularidades relacionadas à escolha do pixel úmido e ao cálculo da diferença de temperatura nesse pixel (ALLEN et al. 2005). Além disso, outra diferença entre esses dois métodos diz respeito à estimativa da evapotranspiração diária.

O METRIC representa um aprimoramento do SEBAL e vem sendo aplicado com sucesso em superfícies heterogêneas e em superfícies montanhosas, adotando o procedimento que envolve o processamento de imagens espectrais requeridas no SEBAL mais a inclusão de Modelo Numérico do Terreno – MNT e dados da evapotranspiração de referência, horária e diária. A principal diferença entre os dois modelos está associada ao cálculo da densidade de fluxo de calor sensível (GIONGO, 2011). Em ambos os modelos, a transferência de energia para as camadas atmosféricas é modelada a partir do conhecimento dos dados de velocidade do vento e temperatura radiométrica da superfície.

A calibração do balanço de energia no METRIC é feita internamente para duas condições extremas (seco e úmido) usando os dados disponíveis localmente. A calibração interna no cálculo do H dentro do SEBAL e do METRIC e o uso do gradiente de temperatura eliminam a necessidade de correções atmosféricas refinadas da temperatura da superfície e da refletância (albedo) medidas usando modelos de transferência radiativa (TASUMI et al. 2005). A calibração interna também reduz impactos de erros na estimativa da correção da estabilidade aerodinâmica e rugosidade da superfície (ALLEN et al. 2007).

A principal diferença entre os dois modelos está, portanto, associada ao cálculo de H , mais especificamente a determinação de dT no pixel frio. O METRIC admite que no pixel frio (que deve

estar associado a uma cultura em pleno desenvolvimento, bem suprida de umidade e vigorosa), o valor de dT não é exatamente igual a zero, mas é calculado em função de ET (ALLEN et al. 2007).

Alguns estudos comparam mapas do saldo de radiação e evapotranspiração de uma mesma área, obtidos através dos sensores MODIS e TM, com o emprego do algoritmo SEBAL (COMPAORE et al. 2008; ANDRADE, 2008). Para Compaore et al. (2008), os mapas obtidos a partir de imagens TM – Landsat tem alta resolução espacial, mas a baixa resolução temporal (16 dias) e a contaminação de nuvens comprometem substancialmente a sua utilização em escala operacional. Portanto, embora com resolução espacial inferior ao TM – Landsat, é muito atrativo o uso de imagens MODIS, devido a sua resolução temporal, pois aumenta consideravelmente a probabilidade de obter uma imagem de alta qualidade sobre condições de céu claro. Os autores citam ainda que os resultados obtidos mostraram boa concordância entre os mapas gerados pelos dois sensores, estando em conformidade com outros estudos, como os de Hong et al. (2005).

Por outro lado, os resultados obtidos por Andrade (2008), mostraram um melhor desempenho para as imagens TM – Landsat. Para o autor, os resultados obtidos com o MODIS foram atenuados por conta da presença de cobertura vegetal e solo exposto no mesmo pixel da imagem (limitação da resolução espacial).

Folhes (2007), utilizou o METRIC para estimativa da evapotranspiração real no distrito de irrigação Jaguaribe-Apodi, nas proximidades dos limites entre os estados do Ceará e Rio Grande do Norte. O autor verificou que os maiores valores de calor sensível são encontrados em regiões de solo exposto ou em caatinga aberta, enquanto os menores são observados em corpos d'água ou em áreas com vegetação irrigada. Nesta pesquisa, faz-se uso de equações provenientes destes dois algoritmos no cálculo das variáveis ambientais propostas.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de estudo e coleta de dados

A área de coleta de dados para validação deste estudo, está localizada no município de Serra Negra do Norte no estado do Rio Grande do Norte (Figura 4.1), com instalação de uma torre micrometeorológica em área de caatinga preservada localizada na Estação Ecológica do Seridó (ESEC – ICMBio) situada a $6^{\circ}34'46.8''$ S e $37^{\circ}14'55.9''$ W com altitude de 193 m. Porém, o estudo abrange toda a região do estado com vegetação de caatinga. No município de Serra Negra do Norte a precipitação média anual é de aproximadamente 730mm e a temperatura nos meses mais frios (junho e julho) varia de 20,5 a 29 °C com valor médio de 25 °C, nos meses de janeiro e outubro a dezembro são registrados os maiores valores de temperatura com máximas chegando a até 35 °C e valores médios acima dos 28 °C. A região tem clima tropical com classificação *Aw* segundo a classificação de Koppen – Geiger. A Figura 4.2 mostra um mapa do relevo do estado.

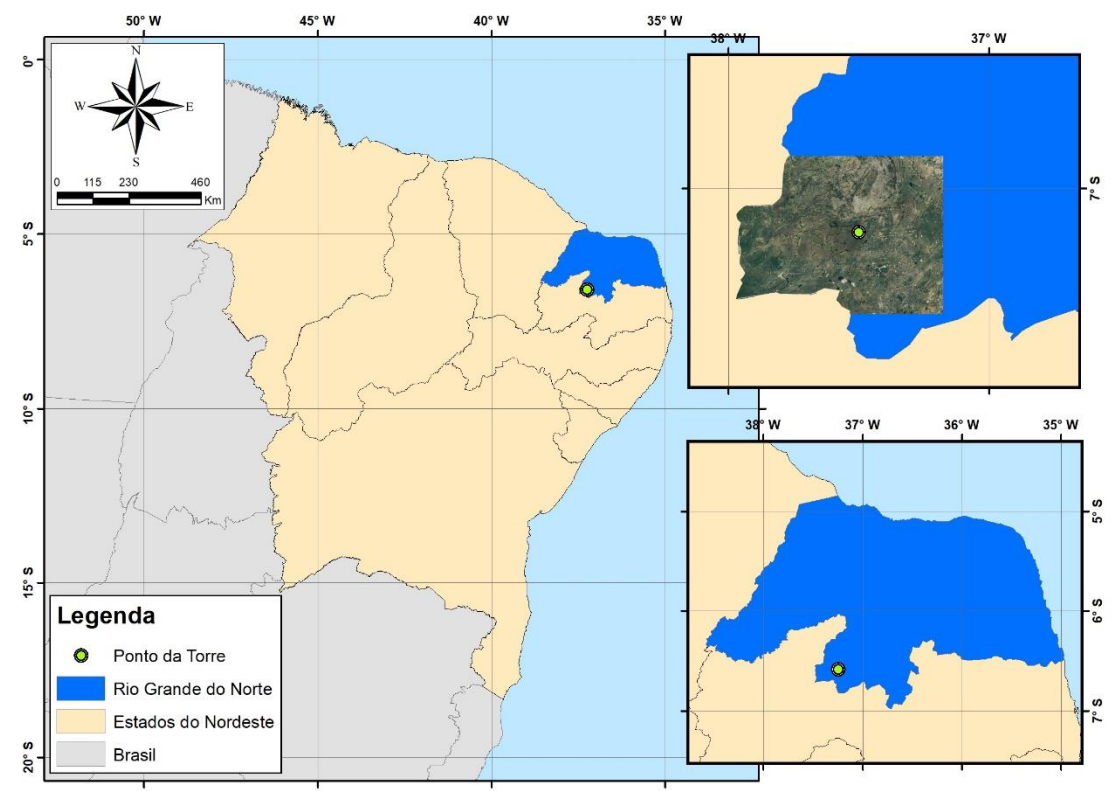


Figura 4.1: Localização do Estado do RN. Em destaque, o ponto na cor verde especifica a localização da torre micrometeorológica.

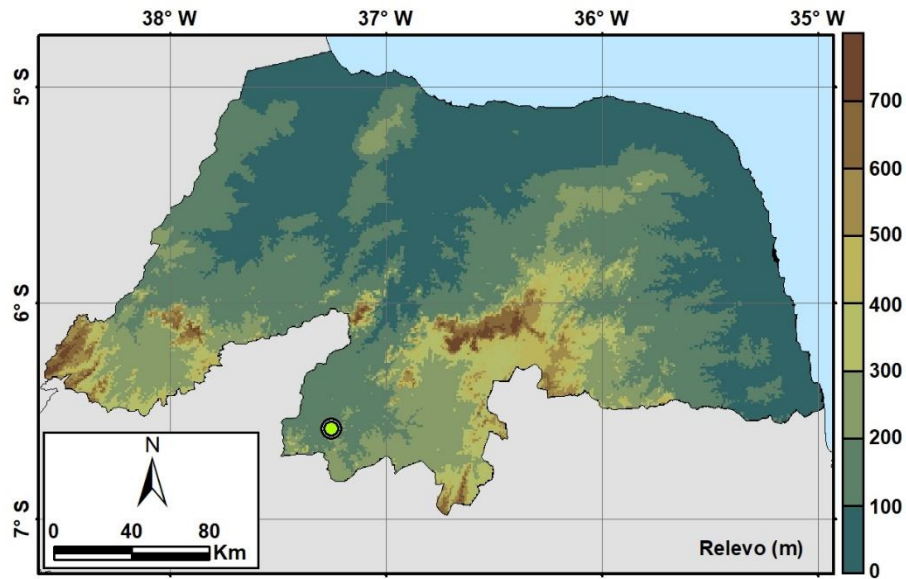


Figura 4.2: Mapa de relevo do estado do Rio Grande do Norte.

Os mapas de precipitação pluvial utilizados nesta pesquisa foram gerados com informações diárias e mensais de 28 postos pluviométricos distribuídos ao longo do estado. Esses dados foram obtidos junto a Agência Nacional de Águas (ANA) e o Instituto Nacional Meteorologia (INMET) e estão disponíveis em hidroweb.ana.gov.br e no site <http://www.inmet.gov.br/portal>.

Na determinação dos dados de superfície, o cômputo das variáveis ambientais foi realizado pelos sensores instalados na torre (Figura 4.3), que se encontram a uma altura superior ao dossel da vegetação. Os dados coletados para validação das estimativas foram armazenados por um Datalogger CR3000 (Campbell Scientific), com os valores médios armazenados em intervalos de meia hora. A velocidade tridimensional do vento foi medida por um anemômetro sônico (CSAT3A, Campbell Scientific) e a concentração de água e gás carbônico, por meio de um analisador de gases (EC150, Campbell Scientific), ambas obtidas com frequência de 10 Hz. As componentes do balanço de radiação foram quantificadas por um saldo radiômetro (CNR 4, Kipp & Zonen), em intervalos de tempo de 5s e feita uma média a cada meia hora.

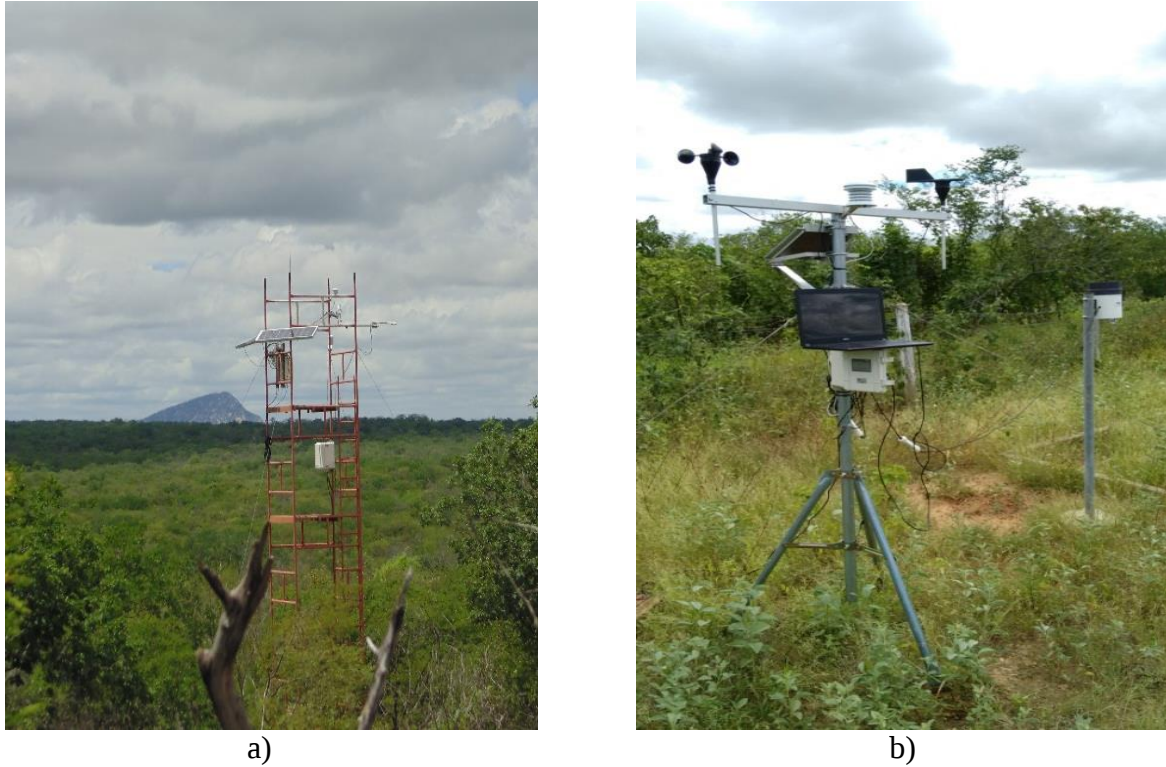


Figura 4.3: a) Torre micrometeorológica contendo sensores para medições das componentes do balanço de radiação e energia (*Eddy Covariance*) e b) estação meteorológica instalada na área do experimento, em Serra Negra do Norte.

Ainda considerando os dados de superfície, o fluxo de calor no solo foi medido por duas placas de modelo HFP01 (*Hukseflux Thermal Sensors*) enterradas a 2cm de profundidade.

Foi utilizada a técnica de covariância de vórtices turbulentos (*Eddy Covariance*) na quantificação das trocas de calor e massa, onde os fluxos de calor sensível e latente foram computados em função das covariâncias entre a velocidade vertical do vento e a temperatura do ar e entre a velocidade vertical do vento e a umidade específica, respectivamente (Equações 1 e 2):

$$H = \rho_a c_p \overline{w' T_a'} \quad (1)$$

$$LE = \rho_a \overline{w' q'} \quad (2)$$

ρ_a corresponde à densidade do ar úmido (kgm^{-3}), c_p ao calor específico do ar à pressão constante ($Jkg^{-1}^{\circ}C^{-1}$), $\overline{w' T_a'}$ e $\overline{w' q'}$ às covariâncias entre a velocidade vertical do vento (ms^{-1}) e a temperatura do ar ($^{\circ}C$) e entre a velocidade vertical do vento (ms^{-1}) e a umidade específica ($kg.kg^{-1}$).

Quanto aos dados orbitais, as imagens MODIS foram adquiridas em <https://search.earthdata.nasa.gov>, disponibilizada pela agência EOSDIS (*Earth Observing System Data and Information System*) pertencente a NASA. Foram utilizadas imagens dos dias sequenciais

do ano (DSA) 001, 033, 081, 105, 137, 169, 201, 225, 257, 289, 321 e 345, do ano de 2014; 009, 041, 073, 105, 137, 169, 209, 225, 257, 289, 321, e 345 de 2015; 025, 041, 065, 097, 137, 169, 201, 225, 249, 289, 329 e 361 de 2016.

O Quadro 4.1 mostra a descrição dos produtos MODIS utilizados.

Quadro 4.1: Descrição dos produtos MODIS utilizados.

Produto	Descrição	Fator Multiplicativo	Fator adicional	Resolução (espacial e temporal)	Unidades
MOD11A2	Temperatura da superfície	0,02	-	1000 m 8 dias	Kelvin
	Emissividade das bandas 31 e 32	0,002	0,490		Adimensional
	Hora da passagem do satélite	0,1			Hora
MOD09A1	Refletância da superfície	0,0001	-	500 m 8 dias	Adimensional
	Ângulo zenital solar	0,01		1000 m 8 dias	Grau
	Dia sequencial do ano (DSA)	-	-	1000 m	Dia Juliano
				8 dias	
MOD05	Água Precipitável	0,001		1km diária	cm
MOD03	Geolocalização	-	-	1 km diária	Graus, min, seg
MOD17A2	GPP	0.0001	-	1 km 8 dias	kg_C/m ²
MOD16A2	Evapotranspiração	0,1		1km 8 dias	mm/8 dias
continuação do quadro 4.1					
MOD15A2	Índice de área foliar	0,1		1 km	m ² vegetação/
	Fração da radiação fotossinteticamente ativa		-	8 dias	m ² solo
		0,01			%

Fonte: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>

4.2 Estimativas do Balanço de Radiação

Primeiramente foram gerados modelos para a estimativa do balanço de radiação (R_n), onde os dados de entrada foram derivados dos produtos MODIS. As componentes do R_n apresentadas, foram todas estimadas a partir de produtos MODIS e posteriormente validadas através dos dados das torres de fluxo. Na primeira etapa deste estudo obteve-se a estimativa do R_n através da equação 3:

$$R_n = R_s(1 - \alpha) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (3)$$

em que $R_s(Wm^{-2})$ é a radiação de onda curta incidente, α (adimensional) é o albedo da superfície, $R_{L\downarrow}(Wm^{-2})$ é a radiação de onda longa incidente proveniente da atmosfera, $R_{L\uparrow}(Wm^{-2})$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel, e $(1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow}(Wm^{-2})$ representa a fração da radiação de onda longa incidente que é emitida pela superfície e ε_0 é a emissividade termal à superfície. O termo $\alpha R_s(Wm^{-2})$ representa o fluxo de radiação de onda curta refletido pela superfície.

4.2.1 Componentes do balanço de radiação

O albedo (α) é definido pela razão entre a radiação solar global refletida por cada pixel e a radiação solar incidente, em todo o domínio da radiação de onda curta (0,15 a 4,0 μm). O cálculo do albedo foi feito de duas formas; conforme a metodologia descrita em Liang (2000) e a proposta por Tasumi et al. (2008), descritos na Equação 4.

$$\alpha_T = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} w_b] + cte \quad (4)$$

Os pesos w_b são os coeficientes de ponderação que representam a fração da radiação solar que ocorre no intervalo espectral da banda específica; n é o número de bandas correspondente e $\rho_{s,b}$ é a refletância espectral à superfície, obtida do produto MOD09A1. Na Tabela 4.1 estão apresentados os valores dos coeficientes de ponderação w_b para o uso em imagens MODIS segundo Liang (2000) e Tasumi et al. (2008).

Os modelos foram escolhidos por serem amplamente utilizados em estudos ambientais em todo o mundo, inclusive na região semiárida brasileira. Assim, buscou-se conferir a confiabilidade dessas equações no cômputo do albedo da vegetação de caatinga no estado, através da validação com dados de superfície. Liang (2000) comparou medidas em laboratório com resultados de simulações no modelo de transferência radiativa MODTRAN e propôs equações para o cálculo do

albedo da superfície para o sensor MODIS. A metodologia proposta por Tasumi et al. (2008) estima a refletância bidirecional semelhante à refletância direcional hemisférica durante o meio dia. A correção da refletância para os efeitos atmosféricos de espalhamento e absorção da radiação solar incidente e refletida a partir da superfície é baseada em uma função de correção atmosférica simplificada que requer somente dados de pressão de vapor de água próxima à superfície.

Tabela 4.1: Coeficientes de ponderação (w_b) da Equação (4), para uso em imagens MODIS, com as respectivas larguras de cada banda em (nm).

Coeficiente	Banda 1 620–670	Banda 2 841–876	Banda 3 459–479	Banda 4 545–565	Banda 5 1230–1250	Banda 6 1628–1652	Banda 7 2105–2155
Liang w_b (M1)	0,160	0,291	0,243	0,116	0,112	-	0,081
Tasumi w_b (M2)	0,215	0,215	0,242	0,129	0,101	0,062	0,036

A radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$) representa a principal fonte de energia no processo de evapotranspiração e corresponde ao fluxo de radiação solar (direta e difusa) que atinge a superfície terrestre e que, para condição de céu claro, pode ser obtida, segundo Allen et al. (2007), por:

$$R_{S\downarrow} = \frac{S_0 \cdot \cos\theta_z \cdot \tau_{sw}}{d^2} \quad (5)$$

Em que S_0 é a constante solar (1367 Wm^{-2}); θ_z é ângulo zenital solar, em graus, obtido do produto MOD09A1; d^2 é o quadrado da distância relativa Terra-Sol, obtido segundo Duffie e Beckman (1991) segundo:

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cos(DSA2\pi/365)} \quad (6)$$

onde DSA é o dia sequencial do ano. Ressalta-se que a Equação 6 representa uma aproximação.

A transmissividade atmosférica (τ_{sw}) foi estimada através das metodologias propostas por Allen et al. (1998) e Allen et al. (2007). Os valores obtidos das Equações 7 e 8, foram utilizados na Equação 5, com o propósito de verificar com qual valor de τ_{sw} , os valores de $R_{S\downarrow}$, apresentavam menores erros percentuais médios quando comparados a valores de superfície.

$$\text{Allen et al. (1998): M1} \quad \tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5}z \quad (7)$$

$$\text{Allen et al. (2007): M2} \quad \tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146P}{K_t \cos\theta_z} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos\theta_z} \right)^{0,4} \right] \quad (8)$$

Na equação (7), z representa a altitude de cada pixel da imagem, que foi obtido do modelo de elevação digital (DEM, em inglês) gerado pelo SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), junto ao site <http://srtm.csi.cgiar.org>. Na equação (8), θ_z representa o ângulo zenital solar, P a pressão atmosférica média em kPa, K_t é o coeficiente de turbidez da atmosfera, sendo $K_t = 1$ para céu claro e $K_t = 0,5$ para turbidez extrema e W a água precipitável obtida do produto MOD05.

A radiação de onda longa incidente, que representa o fluxo termal de radiação emitido pela atmosfera na direção da superfície $R_{L\downarrow}(Wm^{-2})$, foi obtido através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (9)$$

em que T_a é a temperatura do ar próximo à superfície (substituída pela temperatura da superfície, obtida do produto MOD11A2), σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$) e ε_a é a emissividade atmosférica, calculada segundo modelo proposto por Bastiaanssen et al. (1998).

$$\varepsilon_a = a(-\ln \tau_{SW})^b \quad (10)$$

Na equação 10, os valores de coeficientes de calibração a e b foram determinados de duas formas: Bastiaanssen et al. (1998) $a = 1,08$ e $b = 0,265$; Allen (2002) $a = 0,85$ e $b = 0,09$. Esses valores foram utilizados na Equação 9, afim de verificar qual apresentava valores mais próximos aos coletados na torre micrometeorológica.

Seguindo proposta de Allen et al. (2007), foi utilizada aproximação entre os valores da temperatura do ar e da temperatura da superfície, sendo empregada a carta de temperatura da superfície do produto MOD11A2 para representar as duas temperaturas.

A radiação de onda longa emitida por cada pixel $R_{L\uparrow}(Wm^{-2})$ foi calculada pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (11)$$

em que ε_0 é a emissividade de cada pixel e T_s (K) é a temperatura da superfície, obtidos do produto MOD11A2. A emissividade da superfície foi considerada igual à média aritmética das emissividades das bandas 31 e 32, conforme proposto por Bisht et al. (2005).

Nessa primeira etapa foram observadas as componentes do Balanço de Radiação via sensoriamento remoto e validadas utilizando os dados da torre micrometeorológica, posteriormente, foram geradas cartas destas componentes e analisado seus comportamentos na área de estudo. Em suma, as cartas do R_n foram geradas de dois modos, o primeiro chamado de M1, usa a transmissividade da Equação 7 e albedo conforme Liang; o segundo M2 usa a transmissividade da Equação 8 e albedo conforme Tasumi. Quanto ao uso de $R_{L\downarrow}$ no cálculo do R_n , adotou-se para M1 a emissividade com valores de calibração propostos por Bastiaanssen et al. (1998) e em M2 os propostos por Allen (2002). Em relação a $R_{L\uparrow}$ utilizou-se a mesma forma nas duas propostas. Os

dois modos M1 e M2, foram calculados, com o intuito de escolher aquele que apresentasse menores erros percentuais médios quando comparados aos dados de superfície, o qual, foi escolhido para os posteriores cálculos do balanço de energia.

4.3 Estimativas do balanço de energia

Após realizados todos os procedimentos para obtenção do R_n , a segunda fase consistiu em determinar os componentes do balanço de energia dados pela Equação 12 e a evapotranspiração real diária (ET_{24h}):

$$R_n = G + LE + H \quad (12)$$

Antes do cálculo das componentes do BE , foram determinados os Índices de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* - $NDVI$), o Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index* – $SAVI$) e o Índice de Área Foliar (*Leaf Area Index* - LAI).

Para determinar o $NDVI$, fez-se a razão entre as diferenças na refletividade das bandas do infravermelho próximo (ρ_{IV}) e do vermelho (ρ_V) com a soma delas:

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (13)$$

para o sensor MODIS – Terra, ρ_{IV} corresponde ao canal 2 e ρ_V ao canal 1. Os valores de $NDVI > 0$ indicam solo ou vegetação, se $NDVI \leq 0$ indicam água ou neve (Allen et al. 2007).

O $NDVI$ em alguns casos, mostra diferentes valores para quantidades iguais de vegetação. Logo, outros índices de vegetação que levam em consideração fatores como efeitos do solo e área do dossel são úteis na determinação de alguns parâmetros para as escolhas de pixels âncora, utilizados no cômputo do fluxo de calor sensível, tais sejam, $SAVI$ e LAI , pois o $NDVI$ em alguns casos, mostra diferentes valores para quantidades iguais de vegetação.

O $SAVI$, é um índice que visa amenizar a influência da resposta espectral do solo no índice de vegetação mediante um fator de ajuste (L) e foi estimado pela relação de (Huete, 1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{L + \rho_{IV} + \rho_V} \quad (14)$$

O valor mais frequentemente utilizado para L é 0,5 (Allen et al. 2007). Estudos realizados para Idaho em 2001 utilizaram para L o valor de 0,1, que se mostrou mais adequado para reduzir o efeito da umidade do solo na variação do $SAVI$ (Tasumi, 2003). O autor ainda relata que provavelmente este pequeno valor para L comparado com o valor geral 0,5, indica que a variação na cor/estrutura do solo é relativamente pequena dentro de uma imagem Landsat e, portanto, nenhum

grande ajuste é requerido. No presente estudo foi empregado $L = 0,5$, mesmo valor utilizado para imagens MODIS por Andrade (2008).

Já o LAI a razão da área total das folhas pela área da superfície, é um indicador da biomassa e resistência do dossel ao fluxo de vapor (Allen et al. 2007) podendo ser calculado pela equação empírica descrita em Allen (2002):

$$LAI = - \frac{\ln[(0,69 - SAVI)/0,59]}{0,91} \quad (15)$$

O fluxo de calor no solo (G) foi estimado de acordo com a Equação descrita em Bastiaanssen (2000):

$$G = R_n \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4) \right] \quad (16)$$

em que T_s é a temperatura da superfície, α o albedo de superfície, R_n o saldo de radiação e $NDVI$ é o índice de vegetação da diferença normalizada, descrito adiante. Usando a metodologia proposta por Allen (2002), foi adotado o valor de G para corpos d'água como 30% de R_n .

O fluxo de calor sensível (H) foi estimado segundo Bastiaanssen et al. (1998):

$$H = \rho c_p \frac{\Delta T}{r_{ah}} \quad (17)$$

em que ρ corresponde a massa específica do ar, c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 J kg^{-1} K^{-1}$), ΔT é a diferença de temperatura entre dois níveis Z_1 e Z_2 e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ($s m^{-1}$). A r_{ah} é determinada inicialmente considerando-se a situação inicial de neutralidade da atmosfera:

$$r_{ah_{inicial}} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{k * u_*} \quad (18)$$

em que $Z_1(0,1m)$ e $Z_2(2,0m)$ são as alturas em metros acima da superfície, de acordo com Allen (2002), k é constante de Von Karman (0,41) e u_* é a velocidade de fricção do vento ($m s^{-1}$), na altura de 2m.

$$u_* = \frac{k * u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{Z_{om_{inicial}}}\right)} \quad (19)$$

em que u_x é a velocidade do vento ($m s^{-1}$), na altura $z_x(m)$ e $Z_{om_{inicial}}$ é o parâmetro de rugosidade inicial, estimado através da altura média da vegetação, obtido através da equação apresentada por Brutsaert (1982):

$$Z_{om_{inicial}} = 0,123 h \quad (20)$$

em que h é a altura média da vegetação (m). Para a área de caatinga será considerado $h = 6m$. De posse de u_* determina-se a velocidade do vento em uma altura onde se considera que os efeitos da rugosidade da superfície possam ser desprezados:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)}{k} \quad (21)$$

Considera-se a hipótese de que u_{200} é constante para toda a área e, então, estima-se u_* para cada pixel da imagem:

$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)} \quad (22)$$

em que Z_{om} é obtido segundo equação descrita em Bastiaanssen (2000).

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

A partir dos valores de u_* , ainda admitindo a atmosfera em condições de estabilidade neutra, estima-se a resistência aerodinâmica ($r_{ah_{inicial}}$) para cada pixel da imagem através da Equação 18.

O cálculo de ΔT foi realizado através de uma calibração interna para cada imagem de satélite, a partir da escolha de dois pixels “extremos” (o pixel quente e o pixel frio). O pixel frio é geralmente escolhido em um local como um corpo d’água ou uma superfície irrigada, onde H e ΔT são fixados como zero. O pixel quente é arbitrado em solo exposto, onde o calor latente é considerado nulo (BASTIAANSSEN et al. 1998). A seleção dos pixels âncoras, para coincidir com o mais úmido e mais seco elemento da superfície é feita com a ajuda das distribuições espaciais de temperatura obtidas dos dados de satélite (BASTIAANSSEN, 2000). É então construída uma relação linear entre ΔT e T_s :

$$\Delta T = a + bT_s \quad (24)$$

Os coeficientes a e b são, então, determinados aplicando-se a equação do balanço de energia, considerando-se as condições arbitradas para os pixels extremos:

$$a = -bT_{s_{frio}} \quad (25)$$

em que $T_{s_{frio}}$, é a temperatura do pixel frio selecionado.

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

com $T_{s_{quente}}$, R_n , G e r_{ah} obtidos do pixel quente selecionado.

Dessa forma, se tem um sistema formado pelas Equações 24, 25 e 26 e duas incógnitas a e b . Determina-se, então, ΔT no pixel quente por meio da Equação 27. Rearranjando as Equações 25 e 26 determina-se b através da Equação 27 e o valor de a pela Equação 25.

$$b = \frac{\Delta T}{(T_{s_{quente}} - T_{s_{frio}})} \quad (27)$$

A primeira estimativa do fluxo de calor sensível H , calculado de acordo com a Equação 17 é então usada para a correção integrada de estabilidade usando a Teoria de Similaridade de Monin Obukhov, o que permite uma segunda e melhor estimativa de u_* (BASTIAANSSEN, 2000). O valor de H corrigido, para estabilidade atmosférica, é obtido por meio de um processo de iteração realizado até a convergência dos valores de r_a e ΔT (ALLEN, 2002).

O comprimento de Monin Obukhov L (m), utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera será estimado segundo a Equação 28, descrita em Bastiaanssen (1995):

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

em que g corresponde a aceleração da gravidade ($m s^{-2}$).

As condições de estabilidade são determinadas por L de maneira que $L < 0$ representa instabilidade atmosférica, $L > 0$ representa estabilidade atmosférica e para $L = 0$ a atmosfera apresenta-se neutra. As determinações de tais condições consideram os transportes de momento (ψ_m) e de calor (ψ_h) e seguem as formulações de Paulson (BASTIAANSSEN, 1995):

Para $L < 0$:

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

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

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

em que

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L} \right)^{0,25} \quad (32)$$

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

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

Para $L > 0$:

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \quad (35)$$

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

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

Realizadas as estimativas de ψ_m e de ψ_h pode-se gerar o valor de u_* corrigido (u_{*cor}):

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

sendo $\psi_{m(200)}$ o fator de correção para o transporte de momento em cada pixel da imagem.

Realizada a correção de u_* e de posse das correções de estabilidade para o transporte de calor ($\psi_{h(2m)}$ e $\psi_{h(0,1m)}$), efetua-se a correção para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor.

$$r_{ahcor} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(2m)} + \psi_{h(0,1m)}}{k * u_{*cor}} \quad (39)$$

De posse de u_{*cor} e r_{ahcor} retorna-se ao cálculo de ΔT repetindo o processo até a obtenção da estabilidade dos valores de ΔT e r_a .

O fluxo de calor latente foi estimado com o forçamento do Balanço de Energia, sendo resíduo da Equação 12.

4.3.1 A estimativa da evapotranspiração diária

Para efetuar a estimativa da evapotranspiração diária (ET_{24h}), admite-se que a fração evaporativa instantânea é constante para um período de 24 horas. De acordo com Bastiaanssen

(2000), a fração evaporativa (FE) é um indicador relativamente constante do particionamento de energia à superfície durante as horas de luz diária.

Depois de obtidos os valores de R_n e G , pelas Equações 3 e 16, respectivamente obteve-se o valor de FE conforme modelo simplificado apresentado por Araújo (2014). A FE foi estimada de acordo com a Equação (40) e assim a evapotranspiração real diária ($mm\ dia^{-1}$) foi estimada pela equação (41).

$$FE = \frac{T_H - T_S}{T_H - T_C} \quad (40)$$

T_H é a média dos pixels quentes, T_C é a média dos pixels frios e T_S a temperatura da superfície.

A ET_{24h} foi obtida a partir de FE e do R_{n24h} pela equação 41:

$$ET_{24h} = \frac{86400FE R_{n24h}}{\lambda} \quad (41)$$

em que λ é o calor latente de vaporização da água ($2,45 \cdot 10^{-6} J\ Kg^{-1}$) e FE é a fração evaporativa (adimensional).

O R_{n24h} foi obtido por meio do Modelo Senoidal proposto por Bisht et al. (2005) e aperfeiçoado por Araújo (2010) pela equação 42:

$$R_{n24h} = \frac{R_n max}{\pi} - 0,08 R_n max \quad (42)$$

Para corrigir o problema de superestimativa do modelo senoidal, Araújo (2010) propôs um fator de correção $F_c = 0,75$. Para obter-se o $R_n max$ em $W\ m^{-2}$, utiliza-se a equação 43.

$$R_n max = \frac{R_n}{\sin \left[\left(\frac{t_{PASS} - t_{NAS}}{t_{POR} - t_{NAS}} \right) \pi \right]} \quad (43)$$

Na equação 43, t_{PASS} é o instante da passagem do satélite e; t_{NAS} e t_{POR} os instantes próximos ao nascer e pôr do sol, respectivamente para $R_n = 0$.

Para efeitos comparativos, o R_n médio ocorrido no período de 24 horas (R_{n24h}), em $W\ m^{-2}$, foi obtido através da Equação 45, proposta por De Bruin (1987), utilizando os dados de Radiação global obtidos da torre micrometeorológica.

$$R_{n24h} = (1 - \alpha) R_{S\downarrow 24h} - a \tau_{sw24h} + b \quad (44)$$

em que α é o albedo da superfície; $R_{S\downarrow 24h}$ é a radiação solar incidente média diária ($W\ m^{-2}$) e; $a = 172,65$ e $b = 43,081$ os coeficientes de regressão entre o saldo de radiação de onda longa diário e a transmissividade atmosférica diária.

O albedo da superfície, a radiação solar e a transmissividade diária foram tomadas de medidas de campo e a transmissividade atmosférica média diária foi obtida através da Equação (45):

$$t_{sw24h} = \frac{R_{S\downarrow 24h}}{R_{S\downarrow TOA 24h}} \quad (45)$$

em que $R_{S\downarrow TOA}$ é a radiação solar diária incidente no topo da atmosfera ($W m^{-2}$), calculada segundo procedimentos descritos em Iqbal (1984). Todas as etapas para obtenção da ET estão descritas em Araújo (2014).

Utilizou-se ainda para efeitos de comparação, os valores de evapotranspiração obtidos a partir do produto MOD16A2, que utiliza a metodologia de Mu et al. (2011). Com este modelo é possível fazer uma análise de médias e valores de ET acumulados mensais e anuais. Além de fornecer informações sobre a ET acumulada, o produto oferece os valores de LE para o período de 8 dias.

4.4 Estimativa da GPP

4.4.1 GPP extraída do produto MOD17

A GPP foi calculada a partir do algoritmo GPP MODIS (MOD17) e baseada nos trabalhos feitos por Monteith (1972) relacionando a fotossíntese bruta à quantidade de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) absorvida por biomassa fotossintética e um termo de eficiência de conversão (HEINSCH et. al. 2006), tal que:

$$GPP = \varepsilon \times fPAR \times PAR \quad (46)$$

em que ε é a eficiência de conversão do uso da radiação (*radiation use conversion efficiency - RUE*) pela vegetação ($Kg C MJ^{-1}$), PAR (MJd^{-1}), $fPAR$ é a fração da PAR incidente que é absorvida pelo dossel.

A RUE (quantidade de carbono que um tipo de vegetação específica pode produzir por unidade de energia ε) é calculada como

$$\varepsilon = \varepsilon_{MAX} \times m(T_{min}) \times m(VPD) \quad (47)$$

em que ε_{max} é a eficiência máxima de conversão de um bioma específico, $m(T_{min})$ é um multiplicador que reduz a eficiência de conversão quando as baixas temperaturas limitam o funcionamento das plantas, e $m(VPD)$ é um multiplicador usado para reduzir a máxima eficiência de conversão quando o déficit de pressão de vapor (VPD) é alto o suficiente para inibir a

fotossíntese. Os multiplicadores de escala linear de 0 (inibição total) a 1 (nenhuma inibição) para uma série de biomas, são listados em uma *Biome Properties Look-Up Table (BPLUT)*. O efeito da disponibilidade de água no solo não está incluído no algoritmo *GPP*. Para considerar parcialmente esta questão, a sensibilidade para *VPD* é aumentada no modelo como um substituto para os efeitos da seca (HEINSCH et al. 2006). Maiores detalhes sobre a derivação do algoritmo e os valores utilizados na *BPLUT* podem ser encontrados em Heinsch et al. (2003).

4.4.2 Estimativa da *GPP* a partir dos dados das torres de fluxo

As torres micrometeorológicas medem *GPP* indiretamente como a diferença entre a troca líquida do ecossistema (*NEE*) e a respiração do ecossistema (R_e) durante períodos de luz do dia. Um aumento do número de torres de fluxo locais produz *GPP* com maior relevância para validar produtos MODIS (TURNER et al. 2003).

Muitos estudos têm utilizado a *GPP* obtida a partir de dados de torres de fluxo (GPP_{torre}) para validar *GPP* estimada por dados MODIS (TURNER et al. 2006; RUNNING et al. 2004; JAHAN e GAN, 2013; JIANG et al. 2013). A troca líquida do ecossistema (*NEE*) é obtida através do método *eddy covariance* em função da flutuação média da velocidade vertical do vento e a flutuação na concentração de CO_2 . De acordo com Jiang et al. (2013), para conseguir a correspondência temporal, GPP_{torre} deve ser agregado em iguais compartimentos de 8 dias como a *GPP* MODIS.

No presente estudo, a *GPP* do ecossistema, estimada a partir dos dados das torres de fluxo, foi utilizada para posterior comparação com a *GPP* obtida a partir do produto MOD17A2. Através do método *eddy covariance* é estimada a *NEE*, que é então particionada entre *GPP* e R_e . A GPP_{torre} pode, então, ser estimada para o período diurno através da Equação 48:

$$NEE = GPP - R_e \quad (48)$$

em que R_e representa a respiração do ecossistema.

Para o período noturno, como não ocorre assimilação de CO_2 pela vegetação, pode-se assumir que a *GPP* é nula, daí:

$$NEE = R_{e_n} \quad (49)$$

em que R_{e_n} é a respiração no período noturno.

4.4.3 Modelo para estimativa da *GPP* a partir de dados MODIS

Para a estimativa da *GPP* na Equação 46 em escala local, utilizou-se o modelo aplicado por Silva et al. (2013) que se baseia na radiação fotossinteticamente ativa (*PAR*) apresentada por Teixeira et al. (2009), com o modelo de eficiência do uso da luz de Field et al. (1995) e o modelo do balanço de energia de Bastiaanssen et al. (1998).

$$PAR = 0,44 \cdot R_{S24h} \quad (50)$$

O valor de ε na equação 46, é dado por:

$$\varepsilon = \varepsilon_{max} T_1 \cdot T_2 \cdot FE \quad (51)$$

onde ε_{max} é a eficiência máxima do uso da luz pela vegetação e de valor igual a $2,15 gCMJ^{-1}$ definido por Silva et al. (2013). *FE* é a fração evaporativa, que reflete a contribuição do fator umidade na fotossíntese, e T_1 e T_2 refletem a contribuição da temperatura na eficiência de uso da luz pelas plantas, podendo ser calculados por:

$$T_1 = 0,8 + 0,02T_{opt} - 0,0005T_{opt}^2 \quad (52)$$

$$T_2 = \frac{1}{1 + \exp(0,2T_{opt} - 10 - T_{dia})} \cdot \frac{1}{1 + \exp[0,3(-T_{opt} - 10 + T_{dia})]} \quad (53)$$

em que T_{opt} e T_{dia} são respectivamente, a temperatura do ar média durante o mês de máximo *LAI* ou *NDVI* e a temperatura média diária.

4.5 Análise estatística dos resultados

A análise dos resultados foi determinada com base nos seguintes parâmetros estatísticos: erro médio percentual (*EMP*), a raiz do erro médio quadrático (*REQM*) e o erro absoluto, dados pelas Equações 54, 55 e 56 respectivamente. O *REQM* foi usado nas comparações dos valores da radiação diária, estimada e observada e o *EA*, no cômputo das diferenças entre valores observados e estimados da evapotranspiração e da produção primária bruta.

$$EMP = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X_i - X'_i}{X'_i} \right| \quad (54)$$

$$REQM = \sqrt{\frac{[\sum_{i=1}^N (X_i - X'_i)^2]}{N}} \quad (55)$$

$$EA = |X_i - X'_i| \quad (56)$$

em que, X_i representa o valor estimado e X'_i o valor observado e N o número de observações a partir dos modelos propostos.

4.5.1 Método dos Mínimos Quadrados e Índice de concordância de Willmott

Para encontrar a relação existente entre os valores observados e estimados nas variáveis ambientais, utilizou-se o método da regressão linear dos Mínimos Quadrados. No método dos mínimos quadrados são determinados os coeficientes de regressão angular e linear pela Equação 57 e, a partir daí, calculou-se a correlação linear r através da Equação 58.

$$y = a + b_x \quad (57)$$

$$r = \frac{\sum xy}{\sqrt{(\sum x^2)(\sum y^2)}} \quad (58)$$

em que, $x = X - \bar{X}$ e $y = Y - \bar{Y}$ sendo r uma quantidade adimensional que varia entre $-1 \leq r \leq 1$.

Para complementar e validar os resultados foram calculados os índices de concordância ou exatidão de Willmott (d) (Equação 59), que se referem ao distanciamento médio entre os valores estimados e os observados. Os valores de d variam entre 0 e 1, sendo que valores próximos à unidade indicam bom ajuste.

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_1^n (X - X')^2}{\sum_1^n (|X - \bar{X}'| + |X - \bar{X}'|)^2} \right] \quad (59)$$

em que, $\bar{X}'$, representa os valores estimados.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Precipitação pluvial no estado do Rio Grande do Norte

Nessa seção são apresentados os padrões médios anuais da precipitação pluvial no Rio Grande do Norte – RN, nos anos de 2014, 2015 e 2016, bem como a espacialização dos totais médios anuais da precipitação no estado, no período de 1990 a 2017. Estes padrões servem para balizar as análises dos parâmetros ambientais do estudo. O estado do RN caracteriza-se pela irregularidade espacial e temporal da precipitação, como também pelo alto potencial para evaporação da água em função da grande disponibilidade de energia solar e altas temperaturas registradas durante quase todo o ano. No estado, a variabilidade da precipitação é atualmente um desafio na área ambiental, sobretudo devido à grande relevância que esta tem sobre as implicações da disponibilidade hídrica e manutenção dos ecossistemas.

A Figura 5.1a mostra a variabilidade espacial dos totais médios anuais da precipitação no estado no período de 1990 a 2017, a qual, a variabilidade da precipitação no estado do RN está intimamente relacionada com a atuação de alguns sistemas meteorológicos, em diferentes escalas de espaço e tempo, tais sejam; a Zona de Convergência Intertropical – ZCIT, os Distúrbios Ondulatórios de Leste – DOL, os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis – VCAN e os Sistemas Frontais.

A ZCIT é o sistema meteorológico mais importante na determinação do total da precipitação no estado do RN. Esta se caracteriza pela presença de áreas de nebulosidade convectivas constituídas por aglomerados convectivos de mesoescala. É resultante da interação da confluência dos alísios de sudeste e nordeste, resultando em movimento ascendente do ar com alto teor de vapor d'água (SOUZA & CAVALCANTI, 2009). No RN a ZCIT tem sua maior atuação nos meses de março, abril e maio. O estudo de Reboita et al. (2010), mostra a influência da Zona de Convergência Intertropical na precipitação nessa região.

Quanto aos Distúrbios Ondulatórios de Leste, este é o principal responsável pelas chuvas nos meses de junho a agosto no estado. Um dos trabalhos que evidenciou esse fenômeno, foi produzido por Neves et al. (2016), que fizeram um estudo de caso de um DOL que atingiu o litoral do NEB no dia 13 de junho de 2014, afetando, principalmente, os estados do Rio Grande do Norte e Ceará. As análises mostraram que na cidade de Natal, foram registrados elevados valores de precipitação, gerando alagamentos e deslizamentos de encostas. Os autores observaram que o sistema se encontrou bem configurado próximo à costa do Rio Grande do Norte com nebulosidade convectiva acentuada. A passagem do DOL entre os dias 13 e 15 de junho de 2014, sobre o estado do Rio

Grande do Norte, gerou acumulados significativos de chuva na região leste do estado. Porém, apesar deste caso ter provocado um grande volume de precipitação pluvial apenas na porção leste, em outras situações os DOL induziram chuvas em outras partes do estado. Um exemplo disso, ocorreu no ano de 1989, quando no mês de agosto a região Oeste do estado recebeu precipitação no mês, superior a 100mm.

Os VCAN, por sua vez, são sistemas de circulação ciclônica definido como sistema de baixa pressão em escala sinótica, ocorre de forma muito irregular em termo de seu posicionamento podendo produzir tanto chuvas intensas como estiagens. As chuvas ocorrem nas bandas de nebulosidade de sua periferia, enquanto que no centro, o movimento subsidente inibe a formação de nuvens e pode atuar durante o período de duas a três semanas (KOUSKY & GAN, 1981). Os VCAN que penetram no RN ocorrem em maior número nos meses de verão, principalmente no mês de janeiro. O tempo de vida médio dos VCAN pode durar apenas algumas horas ou perdurar por um período de até mais de duas semanas.

As Figuras 5.1b, 5.1c e 5.1d, ilustram a espacialização dos totais anuais de precipitação pluvial no estado para os anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente.

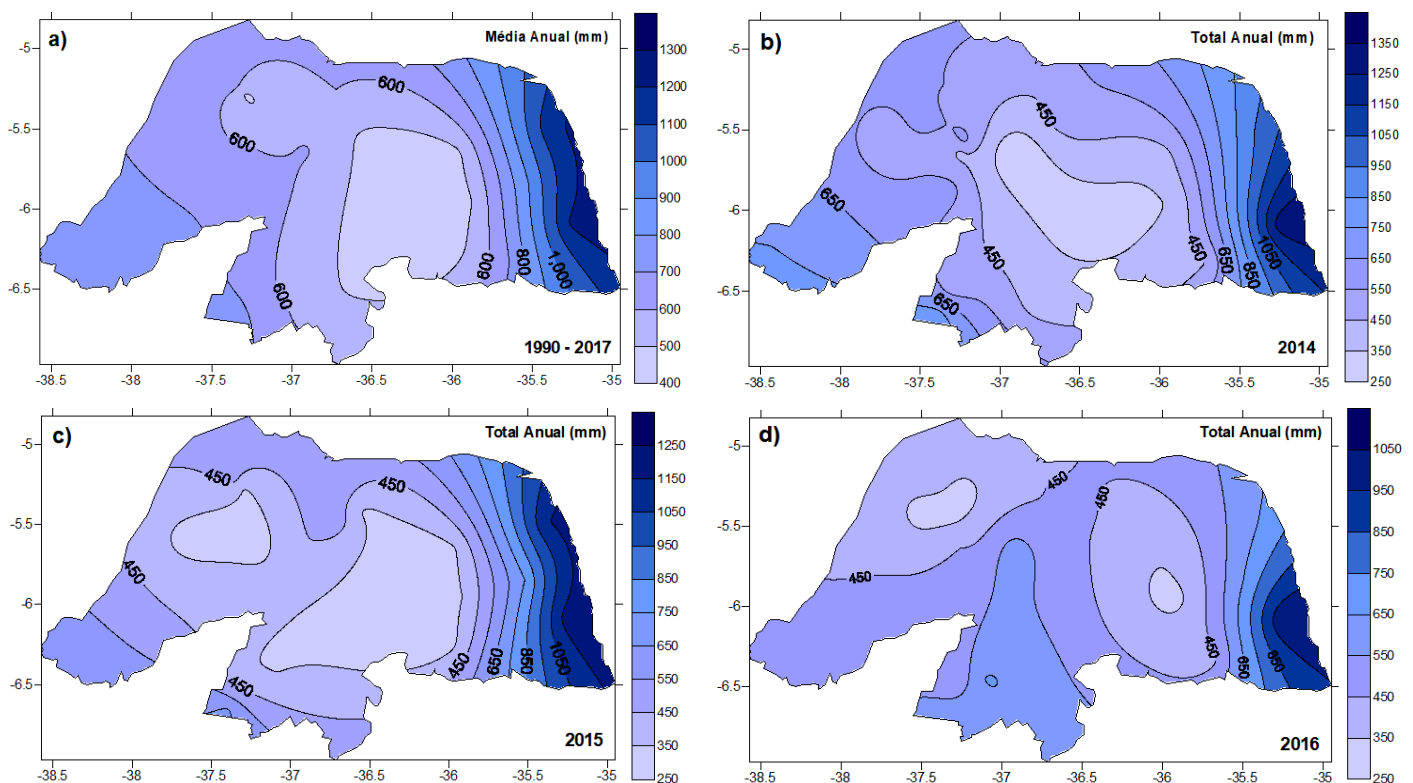


Figura 5.1: a) Variabilidade espacial dos totais médios anuais da precipitação (mm) no estado, no período de 1990 a 2017; b), c) e d) espacialização dos totais anuais de precipitação pluvial (mm) para os anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente.

Verificou-se que os maiores índices pluviométricos nos anos de 2014 a 2016, foram registrados na porção leste do estado, que não faz parte da região da caatinga, com valores médios superiores a 1000mm. Na região central os valores médios foram menores que 600mm. De modo geral, os maiores valores de chuvas registrados no estado, se concentraram nos meses de janeiro a maio, em virtude da atuação da ZCIT e VCAN, com exceção da porção leste, que teve seu período chuvoso se estendendo até o mês de julho, por conta dos DOL. A Figura 5.2, mostra a distribuição mensal das chuvas nos anos do estudo para o Rio Grande do Norte.

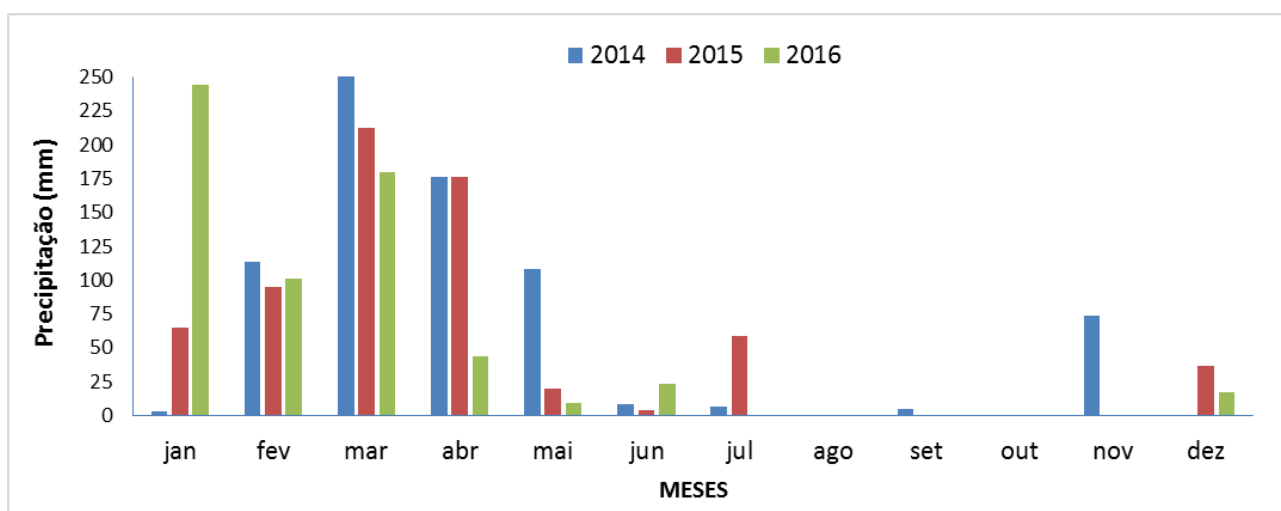


Figura 5.2: Precipitação mensal acumulada nos anos de 2014 a 2016 no estado do Rio Grande do Norte.

5.2 Componentes do balanço de radiação

São apresentados nesta seção, os resultados dos componentes do balanço de radiação observados na área da torre e os estimados a partir de dados provenientes do sensor MODIS nos anos de 2014, 2015 e 2016, sendo feitas análises dos valores do albedo da superfície, radiação de onda curta incidente, radiação de onda longa incidente, radiação de onda longa emitida e saldo de radiação instantâneo, respectivamente. Ainda são mostrados os valores da temperatura da superfície medidos e estimados e feita uma comparação entre as cartas geradas com o *NDVI*.

5.2.1 Albedo da superfície

Na Tabela 5.1, são apresentados os valores do albedo da superfície observados e estimados, para a área onde está localizada a torre micrometeorológica com os sensores ambientais, com seus respectivos erros percentuais nos dias estudados nos anos de 2014, 2015 e 2016.

Tabela 5.1: Valores do albedo da superfície observados e estimados com seus respectivos erros percentuais, os índices de concordância de Willmott (d) e a correlação (r).

DSA-ANO	Albedo observado	Albedo estimado (Liang)	EP (%)	Albedo estimado (Tasumi)	EP (%)
001-2014	0,14	0,21	50,0	0,20	42,9
033-2014	0,13	0,13	0,0	0,13	0,0
081-2014	0,13	0,16	23,1	0,16	23,1
105-2014	0,13	0,18	38,5	0,17	30,8
137-2014	0,13	0,17	30,8	0,17	30,8
169-2014	0,14	0,18	28,6	0,18	28,6
201-2014	0,15	0,17	13,3	0,17	13,3
225-2014	0,14	0,18	28,6	0,18	28,6
257-2014	0,15	0,18	20,0	0,18	20,0
289-2014	0,14	0,19	35,7	0,19	35,7
321-2014	0,14	0,18	28,6	0,20	42,9
345-2014	0,14	0,17	21,4	0,17	21,4
009-2015	0,15	0,20	33,3	0,19	26,7
041-2015	0,16	0,20	25,0	0,19	18,5
073-2015	0,14	0,17	21,4	0,17	21,3
105-2015	-----	0,17	-----	0,18	-----
137-2015	-----	0,16	-----	0,16	-----
169-2015	0,15	0,13	-13,3	0,13	-13,3
209-2015	0,14	0,18	28,6	0,18	28,7
225-2015	0,15	0,19	26,7	0,18	20,0
257-2015	0,16	0,22	37,5	0,2	25,0
289-2015	0,17	0,21	23,5	0,19	11,7
321-2015	0,17	0,18	5,9	0,18	5,8
345-2015	0,18	0,21	16,7	0,20	11,1
025-2016	0,14	0,15	7,1	0,14	0,00
041-2016	0,16	0,21	31,2	0,20	25,0
065-2016	0,15	0,19	26,7	0,18	20,0
097-2016	0,16	0,19	18,7	0,17	6,2
137-2016	0,15	0,18	20,0	0,17	13,3
169-2016	0,15	0,17	13,3	0,17	13,3
201-2016	0,16	0,18	12,5	0,18	12,5
225-2016	0,17	0,20	17,6	0,19	11,7
249-2016	0,17	0,17	0,0	0,17	0,00
289-2016	0,18	0,23	27,8	0,22	22,2
329-2016	0,19	0,23	21,0	0,23	21,0
361-2016	0,19	0,21	10,5	0,21	10,5
MÉDIA	0,15	0,18	21,1	0,18	18,5
d		0,58		0,61	
r		0,65		0,62	

Os resultados obtidos para o albedo da superfície, mostram que não houveram diferenças entre as duas metodologias aplicadas, Liang (2000) e Tasumi et al. (2008), e ambas geram resultados muito semelhantes para a área de estudo, porém, ao se comparar com os dados medidos verifica-se erros percentuais variando de 0 a 50,0%, com valor médio geral de 21,1 e 18,5% nos modos M1 E M2, respectivamente. De maneira geral, os dados trazem uma superestimativa dos valores obtidos via sensoriamento remoto sobre os observados em campo, com os maiores valores registrados sempre nos DSA compreendidos no segundo semestre de cada ano, período onde normalmente a quantidade de chuva é mínima para região e a vegetação diminui sua densidade foliar para se adaptar a escassez de água, isso aumenta a exposição do solo e diminui a disponibilidade de energia provocando um aumento nesta variável.

Dantas et al. (2010) fizeram uma comparação no cálculo do albedo a partir de dados remotos dos sensores TM - Landsat 5 e AVHRR-NOAA para as proximidades do município de Quixeré - CE, em ambos sensores, encontraram valores de albedo em áreas frutíferas irrigadas que variaram de 0,13 a 0,20 e na parte de caatinga valores entre 0,20 e 0,34. Borges (2011) em estudo realizado no município de Mossoró, encontrou albedo variando de 0,12 a 0,16 em área natural de caatinga. Santos et al. (2017) analisaram o albedo para a área de caatinga em recuperação e degradada no município de Campina Grande - PB para o ano de 2013, os resultados mostraram que: com relação ao produto de albedo pronto ($\alpha_{MCD43-A3}$), o valor mínimo foi de 0,11 e o valor máximo de 0,18; para o albedo calculado através do MOD09-A1 ($\alpha_{MOD09-A1}$), os valores variaram entre 0,11 e 0,27. Já para a área de caatinga degradada, os resultados demonstram que o $\alpha_{MCD43-A3}$ variou de 0,11 a 0,21 enquanto que o $\alpha_{MOD09-A1}$ variou entre 0,11 e 0,22.

Apesar dos valores estimados apresentados corroborarem com dados de outros trabalhos, como os supracitados, considera-se que os erros percentuais da comparação entre dados observados e estimados, ainda apresentam valores elevados quando comparados a alguns trabalhos que fizeram validações semelhantes, como o estudo de Cunha et al. (2009), que validaram o produto albedo MOD43B3 do sensor MODIS e estudaram a variabilidade espaço-temporal do albedo em uma área de caatinga nativa do Nordeste do Brasil. Para isso foram consideradas medidas de radiação solar em uma área de caatinga no município de Petrolina-PE. Os resultados mostraram que os valores de albedo estimados do sensor MODIS foram próximos daqueles encontrados a partir de medidas de campo, apresentando erros em torno de 0,02%. Considerando validações feitas em outras regiões, Liang et al. (2002), apresentaram os métodos gerais e alguns resultados preliminares da validação de refletância de superfície terrestre MODIS e produtos de albedo usando medições de solo e imagens *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) em Beltsville. Os resultados iniciais de

validação de medições de solo e duas imagens ETM+ adquiridas em 2 de outubro e 3 de novembro de 2000 mostraram que esses produtos são razoavelmente precisos, com tipicamente menos de 5% de erro absoluto. Oliveira e Moraes (2013), compararam as estimativas geradas a partir de dados MODIS com as observações locais, na Amazônia, e os resultados apontaram erros relativos para a condição de pastagem variando entre 0,2 e 19,2%, e para a condição de floresta variando entre 0,8 e 15,6%.

Os erros percentuais médios para o albedo mostrados na Tabela 5.1 foram maiores que os valores apresentados nos trabalhos citados, a correlação entre os valores da M1 e M2 com os valores observados na torre micrometeorológica foram de 0,65 e 0,62, com índice de concordância iguais a 0,58 e 0,61, respectivamente. Sugere-se portanto, a necessidade da determinação de coeficientes de ponderação específicos para a caatinga no cálculo desta variável, para uso em produtos MODIS, visto que os utilizados nesta pesquisa, mesmo sendo amplamente utilizados em diversas regiões do globo, foram determinados em região com características ambientais diferentes. Deve-se considerar também, que a torre micrometeorológica desse estudo, faz uma medição pontual, enquanto que o pixel do MODIS faz uma varredura considerando uma área maior e mais heterogênea, este é um outro fator que justifica os erros apontados, assim, seria necessária uma malha de pontos de medições de superfície maior dentro da área de abrangência de um mesmo pixel para tal validação. Para Liang et al. (2002), as medições de “ponto” de terra não são adequadas para comparações diretas com pixels MODIS de cerca de 1 km² em paisagens heterogêneas, o aprimoramento baseado em imagens de alta resolução de sensoriamento remoto é crítico.

Como os valores do albedo obtidos pelo método via Tasumi et al. (2008) apresentaram valores médios do erro percentual maiores que os do método via Liang (2000), quando comparados a dados observados, a escolha de um ou de outro não impactou no resultado final do balanço de radiação. Assim, são apresentados os mapas espaciais do albedo da superfície obtidos pela M1 para o estado do Rio Grande do Norte em alguns dos DSA pesquisados. Os mapas apresentados mostram um dia representativo do período chuvoso a esquerda e do período seco a direita para cada ano (Figura 5.3). No Anexo 1, é possível consultar todos os mapas gerados para o albedo nos dias do estudo.

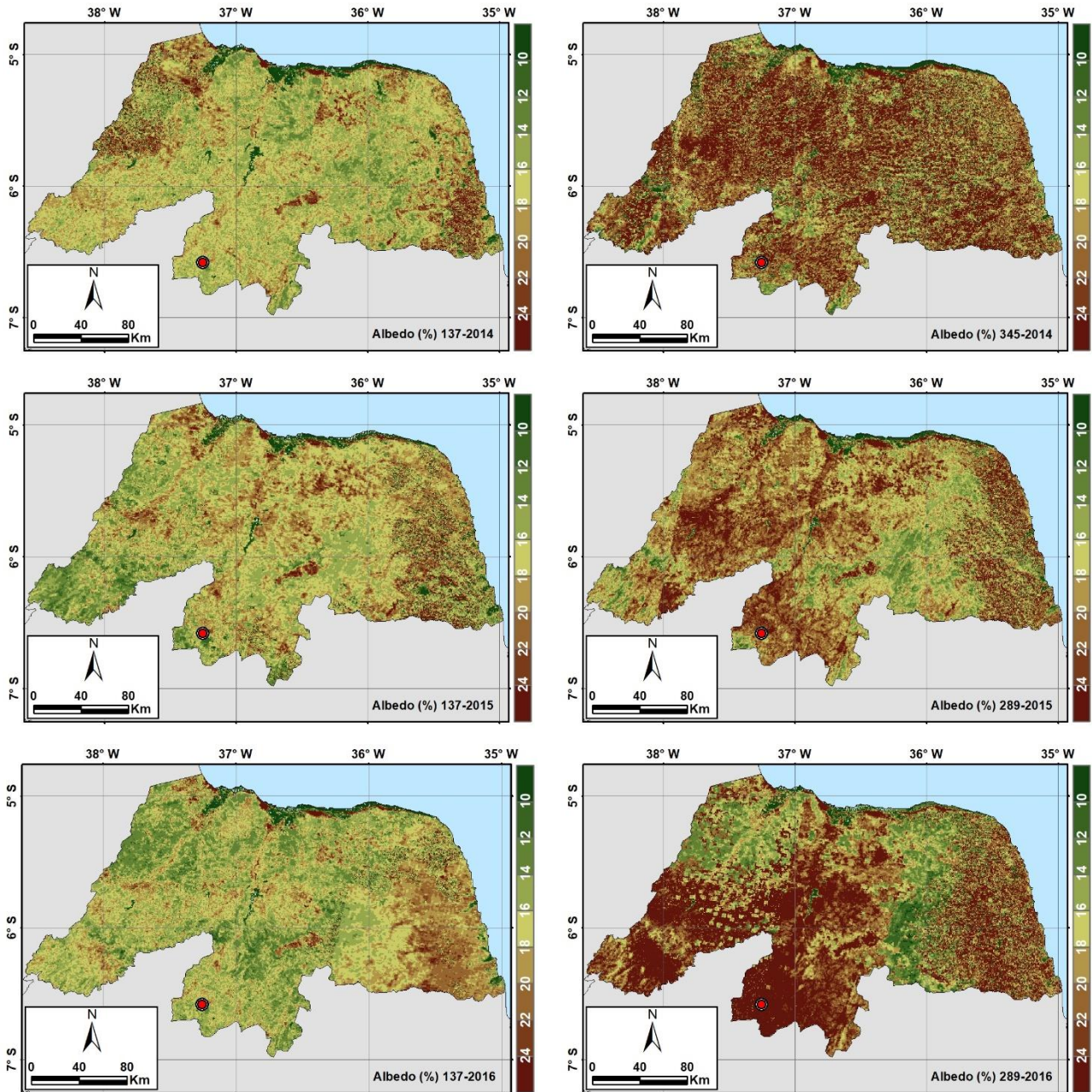


Figura 5.3: Distribuição espacial e temporal do albedo da superfície, para os DSA 137 dos anos de 2014, 2015 e 2016, 345 de 2014 e 289 dos anos 2015 e 2016, respectivamente, utilizando a metodologia apresentada em Tasumi et al. (2008). O ponto em destaque representa o local de instalação da torre micrometeorológica.

Estes mapas apresentam uma grande variabilidade espacial devido aos tipos de coberturas da superfície. De acordo com Weber (2011), em uma mesma área, os valores de albedo variam continuamente no tempo e de maneira distinta para cada tipo de cobertura do solo, em função do desenvolvimento das culturas e da fenologia da vegetação natural. Verificou-se que os valores de albedo da superfície nos DSA compreendidos no primeiro semestre de cada ano no estado, foram

inferiores aos do segundo semestre e tais diferenças podem ocorrer pela predominância do tipo de cobertura da superfície (caatinga), que diminui seu vigor no período seco. Existe ainda, uma variação espacial do albedo dentro do estado provocada pela heterogeneidade na cobertura da superfície. Esse fator pode estar associado ao uso e cobertura do solo, que constitui o principal fator de variação do albedo, sendo que as características da cobertura da superfície estão relacionadas com as alterações na umidade do solo e no ciclo fenológico da vegetação, modificando a absorção de radiação pela superfície. Em regiões onde a retirada da vegetação é mais intensa, um aumento de albedo pode ser ainda mais intensificado do que o natural, esse processo ocorre geralmente em regiões que sofrem com o processo de degradação das terras, com perda de cobertura vegetal (MENDES, 2015).

O albedo de superfície é portanto, um indicador da exposição do solo e pode ser usado para avaliar níveis de degradação ambiental em regiões semiáridas, como realizado por Pan e Li (2013), sobre a detecção da desertificação pelo acoplamento de informações de albedo e NDVI, com base nos dados do Landsat, em que eles puderam avaliar a degradação e seus níveis de intensidade na China. Samain et al. (2008), investigaram minuciosamente a variabilidade do albedo para associá-lo a graus de desertificação no Sahel, apoiando o fato de que o aumento do albedo pode afetar a ocorrência de secas e alavancar a degradação ambiental.

5.2.2 Temperatura da superfície e *NDVI*

Conforme Valor e Caselles (1996), a temperatura da superfície (T_s) é um importante parâmetro em muitos modelos ambientais, como por exemplo, na troca de energia e água entre a superfície e a atmosfera. Para estimar a T_s em escala regional ou global torna-se necessário o uso do sensoriamento remoto. A Tabela 5.2, apresenta os valores da T_s observadas na torre micrometeorológica e os estimados pelo MODIS, encontrados no ponto da torre experimental nos DSA estudados.

Tabela 5.2: Valores da T_S observados e estimados com seus respectivos erros percentuais, os índices de concordância de Willmott (d) e a correlação de (r).

DSA-ANO	T_S Observado	T_S Estimada	Erro percentual (%)
001-2014	34,2	33,8	1,1
033-2014	34,6	37,8	9,3
081-2014	33,0	31,4	4,9
105-2014	31,8	30,2	5,0
137-2014	34,0	33,5	1,4
169-2014	33,0	32,4	1,9
201-2014	32,6	34,2	4,7
225-2014	33,1	39,5	19,3
257-2014	34,2	40,7	19,2
289-2014	34,6	42,2	22,0
321-2014	34,1	37,8	10,8
345-2014	32,7	41,3	26,2
009-2015	34,4	39,0	13,3
041-2015	34,2	_____	_____
073-2015	35,6	36,9	3,8
105-2015	_____	32,4	_____
137-2015	_____	35,9	_____
169-2015	29,7	35,6	20,0
209-2015	30,7	34,2	11,5
225-2015	32,9	37,4	13,6
257-2015	33,5	38,8	15,9
289-2015	34,1	41,9	22,8
321-2015	34,6	41,2	19,2
345-2015	36,3	42,8	17,8
025-2016	32,3	31,4	2,6
041-2016	33,8	31,5	6,9
065-2016	32,9	35,7	8,4
097-2016	33,5	30,2	10,0
137-2016	34,7	35,7	2,9
169-2016	33,0	35,0	6,0
201-2016	33,9	38,8	14,5
225-2016	32,4	38,8	19,7
249-2016	32,8	38,6	20,0
289-2016	33,2	40,5	22,0
329-2016	36,1	42,5	17,6
361-2016	34,9	38,3	9,8
MÉDIA	33,5	36,9	12,2
d		0,37	
r		0,48	

Os valores estimados e medidos foram próximos, com os valores obtidos por sensoriamento remoto sendo subestimados nos DSA do primeiro semestre do ano de 2014 (com exceção do dia 033-2014) e nos DSA 025, 041 e 097 de 2016. Os demais dias apresentaram valores estimados superiores aos observados. Os erros percentuais médios em cada ano foram de 10,5; 15,3 e 11,7% nos anos de 2014, 2015 e 2016, respectivamente. Na média geral o *EMP* foi de 12,2%, com índice de concordância entre os dados observados e estimados de 0,37 e correlação de 0,48. Os erros percentuais, de modo geral, são menores nos meses iniciais de cada ano, mas tendem a aumentar nos meses finais. Isso ocorre porque os valores estimados crescem, em virtude deste ser um período onde naturalmente o teor de umidade do solo diminui e a cobertura da vegetação sobre o solo reduz, este comportamento foi também observado por Oliveira et al. (2014). No local de instalação da torre experimental, os valores de T_s não variaram muito ao longo do ano, o mesmo não aconteceu ao considerar-se dados remotos, isso deve-se ao fato do tamanho do pixel levar em consideração uma área maior (1km^2) e assim, a distribuição espacial da vegetação pode causar maiores variações. Como as medições na área da torre micrometeorológica são pontuais, a temperatura da superfície por ela registrada não sofre a influência de toda a área considerada pelo satélite.

Ao se comparar dados de *NDVI* e T_s o que se observa é uma relação inversa entre as variáveis, característica que foi explorada por Agam et al. (2007) ao tentar refinar a banda termal de sensores orbitais. Segundo Melo (2011) os valores referentes ao *NDVI* oscilam dentro de um intervalo que varia de -1 a 1 e quanto mais próximo de 1 maior é a densidade da cobertura vegetal analisada. Como a caatinga tem na sua grande parte valores de *NDVI* baixos, subentende-se que a vegetação tem densidade baixa quando comparada a outros biomas brasileiros, como por exemplo, o bioma amazônico, que apresenta em grande parte de sua área com vegetação sadia, valores de *NDVI* superiores a 0,7 (PAVÃO et al. 2017). O *NDVI* tem comportamento inverso a T_s , ou seja, quando os valores de *NDVI* aumentam os de T_s diminuem, isso ocorre porque quando em uma determinada área a cobertura vegetativa é mais densa consequentemente a evapotranspiração também é maior provocando um maior gasto de energia na superfície, com isso, essa energia gasta neste processo será maior que a absorvida pela diferença de albedo. A Figura 5.4, mostra a variação espacial do *NDVI* e T_s no estado do Rio Grande do Norte para alguns dos DSA estudados nos anos de 2014 a 2016. A escolha dos DSA apresentados segue a mesma ideia da seção anterior. Todas as cartas geradas para *NDVI* e T_s estão contempladas no Anexo 2.

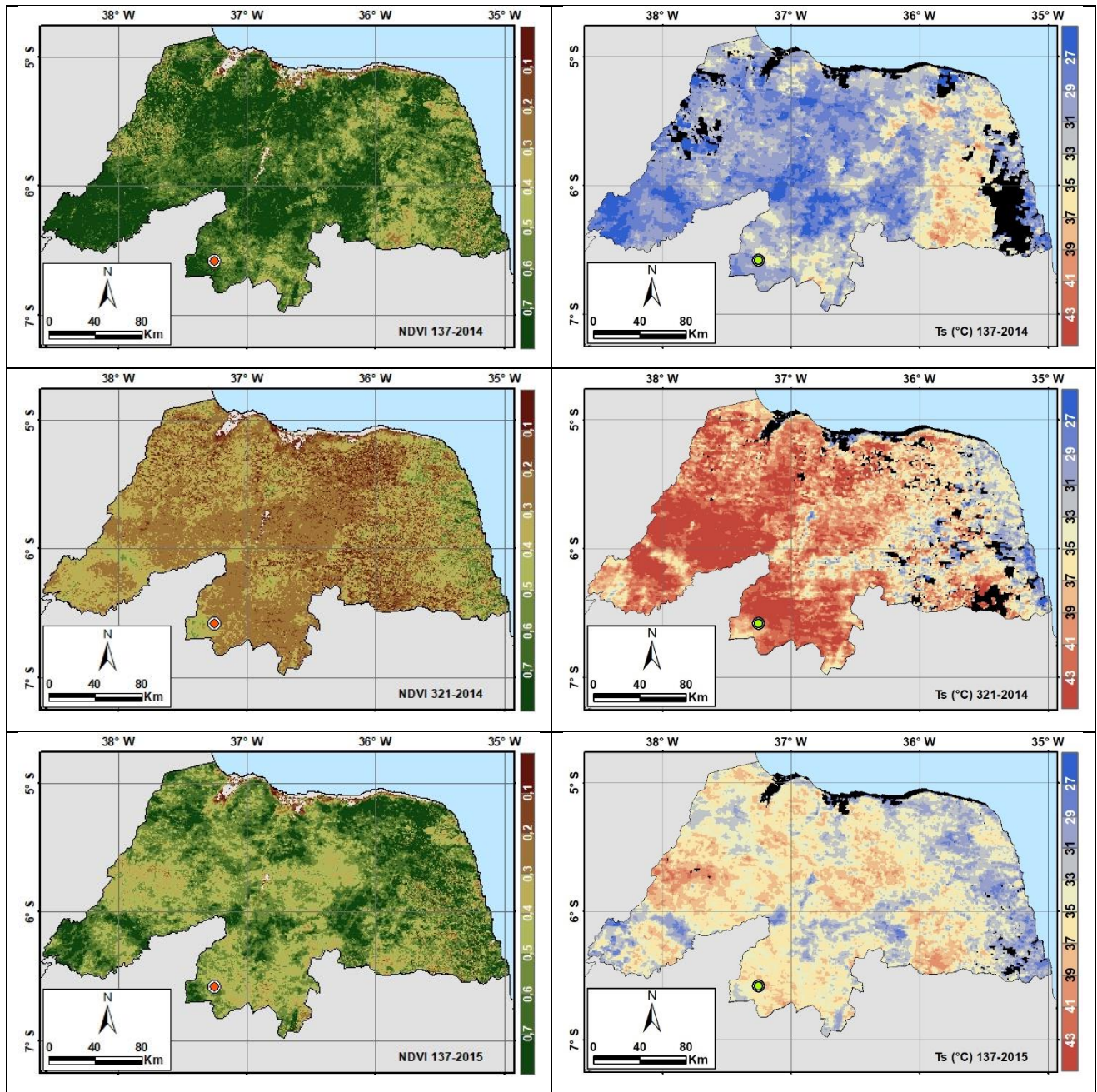
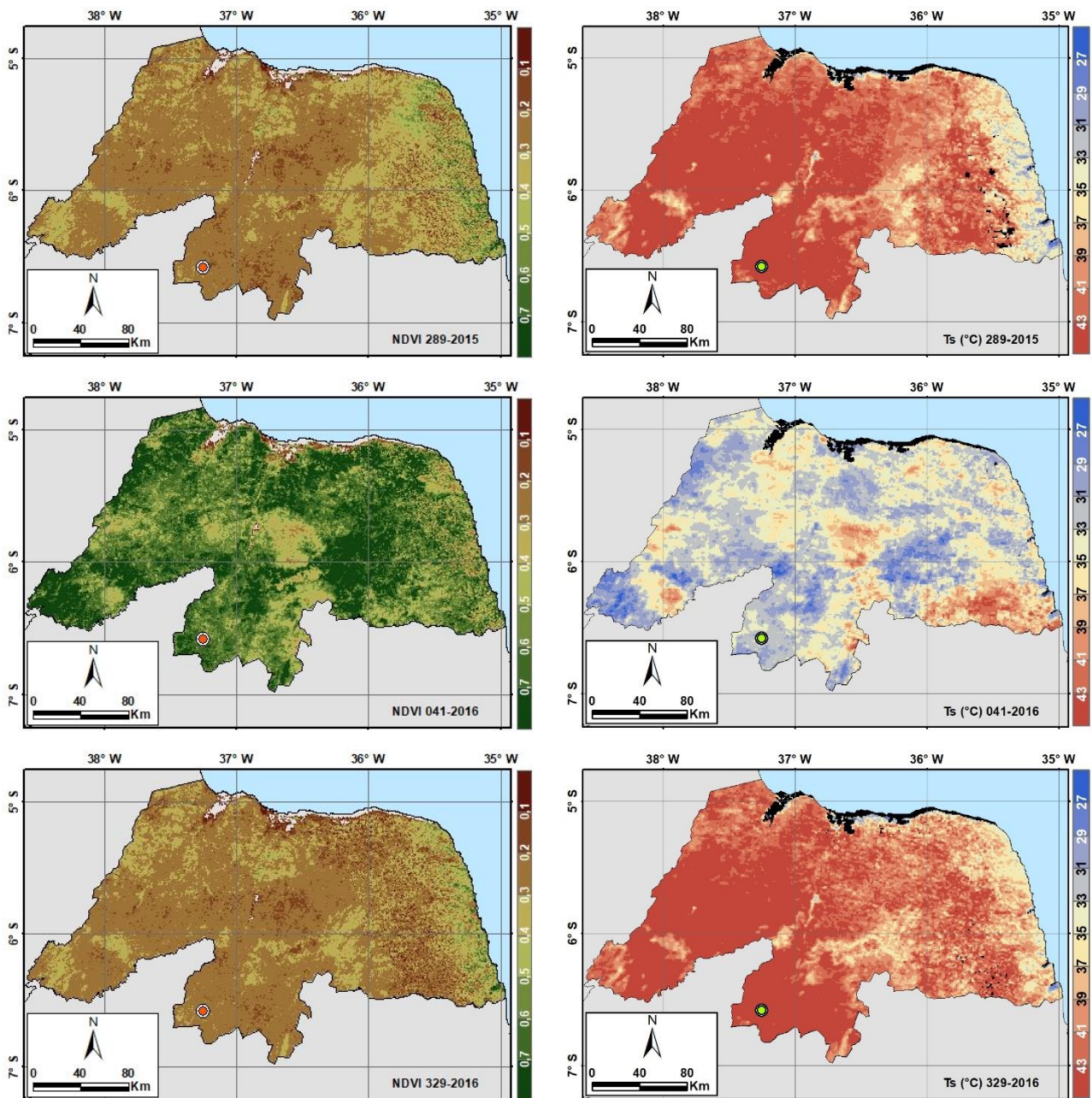


Figura 5.4: Distribuição espacial e temporal do $NDVI$ (esquerda) e T_s (direita), obtidas via sensoriamento remoto para o estado do Rio Grande do Norte em alguns dos DSA estudados nos anos de 2014 a 2016. O ponto em destaque representa a localização da torre micrometeorológica.

continuação da Figura 5.4



Os mapas gerados na distribuição espacial e temporal do $NDVI$ e T_s encontram-se no Anexo 2. Os resultados do referido anexo, mostram que no ano de 2014, nos DSA dos meses de janeiro e fevereiro, os valores de $NDVI$ foram inferiores a 0,5 na maior parte do estado, com exceção de alguns pontos isolados; de abril a junho foram registrados os maiores valores do ano, atingindo em alguns locais números superiores a 0,7; em julho houve uma pequena diminuição e de agosto a dezembro uma redução mais significativa. Para o ano de 2015, os DSA dos meses de janeiro e fevereiro registraram em grande parte do território de estudo, $NDVI$ menores que 0,3; nos meses de março a maio ocorreu um aumento, sendo que em abril e maio registraram os maiores valores do

ano; de junho a dezembro houve uma redução gradativa, atingindo valores inferiores a 0,4 em todo estado no último mês. O ano de 2016 apresentou nos DSA de janeiro a abril os maiores valores de *NDVI*; nos meses de maio e junho apenas a porção do alto oeste e leste do estado registraram valores maiores que 0,5 e de julho a dezembro ocorreu diminuição dos valores de *NDVI*.

De modo geral, os menores valores registrados de *NDVI* no segundo semestre e, conseqüentemente, os maiores de T_s , ocorrem na maioria dos casos, nas regiões do Oeste e Médio Oeste, Central e Seridó, sugerindo que o uso inadequado das terras nestas regiões, sem considerar suas potencialidades e limitações, conduzem a um processo de degradação das terras do estado, conforme apresentado na seção 3.1.3, e contribuem para esse quadro. Em um trabalho abrangente de simulações, Huang et al. (2016), argumentam que o crescimento populacional e crescente uso insustentável dos recursos naturais, conduzirão a um aumento do risco de degradação das terras e, em uma extensão extrema, a desertificação. Segundo Jiang e Hardee, (2011), as terras semiáridas nos países em desenvolvimento são mais sensíveis às mudanças climáticas devido à pressão antropogênica e à dependência dos recursos naturais locais, que pressionam as terras secas levando à erosão do solo e, eventualmente, a desertificação.

A essa realidade somam-se ainda os impactos da variabilidade e da mudança climática. Um fator preponderante para os valores apresentados foi a seca severa e duradoura que ocorreu em todo o NEB nos últimos anos, desenhando o cenário ideal para a potencialização da degradação das terras em toda a caatinga, essa falta de chuvas reduziu drasticamente a disponibilidade hídrica do estado, sendo bastante evidenciada na segunda metade do ano, provocando impactos consideráveis no vigor da vegetação e no solo, que tipicamente apresentam baixa fertilidade e cobertura esparsa da vegetação, caracterizando um ecossistema frágil, como mostrado por uma revisão de Reynolds et al. (2007). Simulações para cenários de mudanças climáticas do aquecimento global mostram que o futuro do caatinga pode estar comprometido, o que chama atenção para o problema da degradação ambiental e sua aparente irrevogabilidade (HUANG et al. 2017).

Os resultados encontrados nesta seção corroboram com Nascimento et al. (2012) que, em estudo realizado na região leste do estado do Ceará, encontraram valores médios de 0,45 em área de caatinga nativa. Araújo (2014), estudando diversos alvos da região Nordeste do Brasil, encontrou valores de T_s variando de 30,9 °C a 33 °C e *NDVI* inferiores a 0,50 nos anos de 2002 a 2011 no semiárido brasileiro. Bezerra et al. (2014) encontraram valores de *NDVI* entre 0,6 e 0,8 em área de caatinga densa nos anos de 2008 e 2009, fato justificado pelos autores supondo ser a precipitação a principal causa de modificações em razão da umidade presente no solo. Vale salientar que o ano de

2009 foi o mais chuvoso no NEB setentrional nos últimos 32 anos, diferentemente dos anos aqui estudados.

Tomando como base estudos realizados no estado do Rio Grande do Norte, Dantas (2013), ao aplicar o *NDVI* no município de Cerro Corá-RN, região da serra de Santana que possui características ambientais de relevo, clima e vegetação bastante semelhantes às encontradas na área de estudo, obteve resultados de 0,45 a 0,82. Barbosa et al. (2017) encontraram o valor máximo de *NDVI* para a área de estudo de 0,69 para a vegetação verde de maior atividade fotossintética e densa. O valor máximo da vegetação para a pesquisa foi superior ao encontrado por Guedes (2016), que registrou o valor de 0,44 ao aplicar o *NDVI* no município de Martins – RN para o mapeamento de cobertura da terra, com o uso de imagens do satélite Landsat 8, com resolução espacial de 30 metros, datada de 15 de setembro de 2014. Essa discrepância pode ser explicada pela diferença existente entre os anos das imagens, assim como, a diferença entre os satélites e suas respectivas resoluções espaciais, apesar de datadas do mesmo mês. Além disso, fatores relacionados a variação mensal e anual de precipitação para uma mesma área exerce bastante influência sobre os valores deste índice.

5.2.3 Radiação de onda curta, onda longa incidente e emitida

Os valores de onda curta incidente, onda longa emitida e onda longa incidente, observados na torre experimental e os estimados pelas metodologias propostas, bem como seus respectivos erros percentuais estão apresentados na Tabela 5.3.

Tabela 5.3: Valores da Radiação de onda curta incidente observada ($R_s\ obs$); radiação de onda curta incidente estimada ($R_s\ est\ M1$) e ($R_s\ est\ M2$); radiação de onda longa incidente observada ($R_{L\downarrow}\ obs$), radiação de onda longa incidente estimadas ($R_{L\downarrow}\ est\ M1$ e $R_{L\downarrow}\ est\ M2$) e radiação de onda longa emitida observada e estimada ($R_{L\uparrow}\ obs$ e $R_{L\uparrow}\ est$), todas em Wm^{-2} , com seus respectivos erros percentuais, os índices de concordância de Willmott (d) e a correlação de (r).

DSA-ANO	$R_s\ obs$	$R_s\ est$ (M1)	EP %	$R_s\ est$ (M2)	EP %	$R_{L\downarrow}\ obs$	$R_{L\downarrow}\ est$ (M1)	EP %	$R_{L\downarrow}\ est$ (M2)	EP %	$R_{L\uparrow}\ obs$	$R_{L\uparrow}\ est$	EP %
001-2014	778,4	890,0	14,3	891,0	14,5	393,1	381,9	2,8	391,2	0,5	497,2	495,2	0,4
033-2014	668,9	908,2	35,8	917,6	37,2	398,6	403,1	1,1	411,8	3,3	508,7	522,3	2,7
081-2014	788,1	946,1	20,1	937,1	18,9	393,7	368,6	6,4	378,9	3,8	497,5	479,7	3,6
105-2014	746,1	897,5	20,3	893,9	19,8	392,8	363,7	7,4	373,2	5,0	490,2	472,4	3,6
137-2014	684,1	842,3	23,1	855,1	25,0	392,1	382,2	2,5	389,8	0,6	494,2	493,4	0,2
169-2014	735,3	809,5	10,1	824,6	12,1	393,9	376,8	4,4	383,9	2,5	489,7	487,0	0,6
201-2014	681,8	846,3	24,1	860,9	26,3	382,1	385,6	0,9	393,1	2,9	496,1	497,5	0,3

continuação da Tabela 5.3

225-2014	742,7	887,8	19,5	910,1	22,5	376,0	414,0	10,1	421,1	12,0	499,4	533,0	6,7
257-2014	778,1	946,5	21,7	963,7	23,9	384,8	419,8	9,1	427,8	11,2	507,8	541,5	6,6
289-2014	777,9	913,8	17,5	936,2	20,4	392,0	428,6	9,3	435,9	11,2	509,5	551,8	8,3
321-2014	719,6	930,4	29,3	937,0	30,2	394,0	402,7	2,2	411,8	4,5	505,2	521,3	3,2
345-2014	788,4	852,1	8,1	876,3	11,2	390,7	423,9	8,5	430,8	10,3	496,5	545,3	9,8
009-2015	864,4	833,5	3,6	859,0	0,6	391,9	422,6	7,8	429,1	9,5	507,9	543,2	6,9
041-2015	745,0	909,0	22,0	879,0	18,0	395,5	313,4	20,8	324,8	17,9	505,9	412,0	18,6
073-2015	800,2	837,2	4,6	859,7	7,4	391,9	411,3	4,9	418,1	6,7	515,5	529,2	2,7
105-2015	—	888,6	—	891,4	—	—	375,0	—	383,9	—	—	486,0	—
137-2015	—	831,9	—	851,7	—	—	395,1	—	402,0	—	—	508,9	—
169-2015	622,5	842,4	35,3	865,9	39,1	377,8	404,3	7,0	410,9	8,8	476,9	520,1	9,1
209-2015	756,9	830,1	9,7	848,6	12,1	384,9	391,3	1,7	398,3	3,5	483,5	504,2	4,3
225-2015	765,7	875,4	14,3	898,7	17,4	372,4	413,9	11,1	420,8	13,0	485,4	532,6	9,7
257-2015	777,2	913,5	17,5	928,7	19,5	388,4	409,3	5,4	417,3	7,4	503,8	528,3	4,9
289-2015	729,5	929,9	27,5	955,4	31,0	391,1	438,3	12,1	445,5	13,9	506,4	564,0	11,4
321-2015	841,8	913,1	8,5	936,5	11,2	394,0	433,9	10,1	441,3	12,0	509,4	558,6	9,7
345-2015	776,1	868,1	11,9	894,5	15,3	391,8	432,5	10,4	439,2	12,1	521,1	557,0	6,9
025-2016	734,8	916,9	24,8	909,3	23,8	392,8	369,2	6,0	379,3	3,4	493,4	480,2	2,7
041-2016	780,4	862,2	10,5	862,4	10,5	398,0	370,6	6,9	379,7	4,6	503,7	480,7	4,6
065-2016	761,1	883,9	16,1	894,8	17,6	398,6	397,8	0,2	406,1	1,9	497,6	515,1	3,5
097-2016	758,6	909,0	19,8	900,9	18,8	398,4	358,2	10,1	368,1	7,6	501,6	465,9	7,1
137-2016	671,3	854,5	27,3	870,9	29,7	396,5	393,6	0,7	401,0	1,1	509,5	507,6	0,4
169-2016	654,9	812,2	24,0	837,6	27,9	377,3	401,7	6,5	407,8	8,1	498,7	517,2	3,7
201-2016	659,3	820,7	24,5	849,6	28,9	381,8	411,7	7,8	417,6	9,4	504,6	528,5	4,7
225-2016	696,2	852,2	22,4	877,9	26,1	374,7	411,7	9,9	417,6	11,4	495,2	528,5	6,7
249-2016	793,0	932,9	17,6	951,5	20,0	383,5	419,8	9,5	427,6	11,5	493,4	541,3	9,7
289-2016	880,3	918,8	4,4	947,5	7,6	388,7	442,1	13,8	448,9	15,5	500,2	568,2	13,6
329-2016	793,6	882,2	11,2	912,5	15,0	395,8	442,5	11,8	448,9	13,4	519,7	569,4	9,6
361-2016	739,7	887,5	20,0	899,9	21,6	398,6	406,3	1,9	414,6	4,0	511,1	524,8	2,7
MÉDIA	749,8	879,9	18,3	894,1	20,0	389,7	400,5	7,1	408,3	7,8	501,1	517,0	5,9
<i>d</i>		0,38		0,37			0,13		0,15			0,36	
<i>r</i>		0,36		0,41			0,26		0,25			0,34	

Na R_s , ambas metodologias mostraram uma superestimativa dos valores oriundos dos produtos MODIS em relação aos obtidos na torre, o erro percentual variou de 8,1 a 35,8% (M1) e 11,2 a 37,2% (M2) no ano de 2014; de 3,6 A 35,3% (M1) e 0,6 a 39,1% (M2) em 2015; e de 4,4 a

27,3% (M1) e 7,6 a 29,7% (M2) em 2016. Os valores médios dos erros percentual considerando os três anos foram de 18,3 e 20,0% nas M1 e M2, respectivamente.

Os valores obtidos concordam com Santos (2015), que em estudo em áreas de caatinga preservada no estado da Paraíba, encontrou valores semelhantes. Dois fatores podem terem tido influência direta em um possível aumento do erro na comparação entre valores observados e emitidos via sensoriamento remoto; o primeiro, são os atenuantes da atmosfera, tais como vapor de água, gases, aerossóis, etc.; o segundo, pode estar associado a algum tipo de interferência natural, como sujeira na lente do instrumento, entre outros fatores naturais principalmente nos dias com maior erro percentual.

Ao se comparar os valores observados e estimados de $R_{L\downarrow}$ foi verificada redução no erro percentual variando entre 0,2 e 20,8% na M1 e 0,5 a 17,9% na M2, com erros percentuais médios nos três anos de 7,1 e 7,8% nas duas metodologias. No caso da $R_{L\uparrow}$, os valores estimados e observados ficaram também muito próximos, registrando erros percentuais variando de 0,2 a 18,6% e valor médio de 5,9%. Dos resultados apresentados na Tabela 5.3, pode ser evidenciado que a aplicação das metodologias não impactou, consideravelmente, os resultados obtidos, visto que foram coerentes com os valores medidos à superfície, apesar de necessitarem de ajustes que busquem a melhoria dos resultados, principalmente para o caso da R_s .

5.2.4 Balanço de radiação instantâneo

Na Tabela 5.4 estão apresentados os valores estimados e observados do R_n no momento da passagem do MODIS com seus respectivos erros percentuais. Neste caso, foram utilizados os valores de albedo apresentados na seção 5.1.1. As duas metodologias superestimaram as medidas de campo em todos os dias analisados para o ano de 2014, com exceção do DSA 345; em 2015 houve uma subestimativa da M1 nos dias 009, 073 e 209 e da M2 nos dias 009 e 209; no ano de 2016 as estimativas mostraram valores menores que o R_n observado nos dias 041, 065, 201 e 289 pela M1 e nos dias 041, 065 e 289 pela M2. Na comparação entre os valores observados com os estimados nas M1 e M2, os erros percentuais variaram de 0,1 a 26,5% e 0,5 a 26,1%, respectivamente.

Tabela 5.4: Valores do balanço de radiação instantâneo observados e estimados pelas metodologias propostas com seus respectivos erros percentuais, os índices de concordância de Willmott (d) e a correlação de (r).

DSA-ANO	R_n observado	R_n estimado M1	Erro percentual	R_n estimado M2	Erro percentual
001-2014	566,6	589,3	4,0	593,2	4,7
033-2014	566,3	668,7	18,1	681,8	20,4
081-2014	586,8	679,1	15,7	675,9	15,2
105-2014	576,7	626,3	8,6	625,4	8,4
137-2014	497,0	582,5	17,2	595,7	19,8
169-2014	541,9	550,8	1,6	568,4	4,9
201-2014	482,3	585,2	21,3	604,2	25,3
225-2014	526,2	604,1	14,8	629,4	19,6
257-2014	560,0	648,7	15,8	671,4	19,9
289-2014	555,8	576,6	3,7	601,1	8,1
321-2014	555,5	648,4	16,7	661,9	19,2
345-2014	609,9	526,0	13,8	549,8	9,8
009-2015	617,0	521,5	15,5	545,4	11,6
041-2015	550,4	610,2	10,9	592,4	7,6
073-2015	563,2	549,6	2,4	569,9	1,2
105-2015	_____	608,2	_____	610,8	_____
137-2015	_____	571,4	_____	590,9	_____
169-2015	575,9	610,8	6,1	636,7	10,6
209-2015	593,4	543,6	8,4	563,0	5,1
225-2015	551,1	582,9	5,8	609,1	10,5
257-2015	549,4	577,7	5,2	598,2	8,9
289-2015	489,7	590,6	20,6	618,8	26,4
321-2015	583,8	611,6	4,8	639,4	9,5
345-2015	511,5	550,3	7,6	578,8	13,2
025-2016	528,7	668,9	26,5	666,5	26,1
041-2016	552,4	551,8	0,1	549,5	0,5
065-2016	575,9	562,8	2,3	572,6	0,6
097-2016	535,0	638,0	19,3	630,4	17,8
137-2016	559,1	586,0	4,8	601,4	7,6
169-2016	537,9	555,3	3,2	581,0	8,0
201-2016	532,4	531,4	0,2	559,3	5,0
225-2016	457,5	530,4	15,9	549,3	20,1
249-2016	562,4	647,2	15,1	671,9	19,5
289-2016	627,1	490,1	21,8	512,6	18,3
329-2016	522,9	531,2	1,6	559,1	6,9
361-2016	513,1	620,7	21,0	638,4	24,4
MÉDIA	550,4	586,9	10,9	602,9	12,8
d		0,30		0,27	
r		0,37		0,22	

Mesmo com as médias dos erros percentuais na comparação entre a R_s medida e estimada sendo bem maiores do que as médias dos erros percentuais de $R_{L\downarrow}$ e $R_{L\uparrow}$, apresentados na seção anterior, os valores médio dos erros percentuais do R_n foram de 10,9 e 12,8% na comparação entre dados medidos e as metodologias M1 e M2. Os resultados corroboram com os encontrados por Santos (2015) em estudo realizado no vizinho estado da Paraíba, onde a autora analisou o R_n em área de caatinga em recuperação e os resultados mostraram valores próximos aos encontrados nesta pesquisa. Ao comparar dados observados e estimados via sensoriamento remoto por duas técnicas distintas, a autora encontrou erros médios de 10,3 e 11,5%, respectivamente. Os erros percentuais, aqui apresentados, mostram a eficácia das metodologias no cômputo do R_n , porém, por conta da heterogeneidade da vegetação de caatinga, torna-se salutar a validação em outros pontos do bioma com características diversas, para confirmar tal afirmação.

Ao comparar-se os erros obtidos nesta pesquisa com os de outros biomas, verifica-se boas consistências e compatibilidades entre R_n estimado com o sensor MODIS e obtidos em superfície. Santos (2011), obteve R_n variando de 522,2 a 754,4 Wm^{-2} em região de cerrado e de 495,1 a 736 Wm^{-2} em cana-de-açúcar, com erro percentual médio próximo a 10% em ambos os casos. Oliveira e Moraes (2013) encontraram na integração de dados de sensoriamento remoto (MODIS/TERRA) com informações de superfície, na Amazônia, nas condições de pastagem e floresta, erros variando entre 0,2 e 19,2%, e 0,8 a 15,6%. O que confirma que a técnica utilizada nesta pesquisa para o cálculo do R_n , obteve resultados satisfatórios.

Observou-se que os valores do R_n não tiveram grandes oscilações durante o período de estudo, no ponto da Torre Micrometeorológica, e seguiu um comportamento influenciado pelo albedo e T_s , corroborando com Oliveira (2016), que observou as médias mensais no ano de 2014, e obteve na área preservada nos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, valores de R_n na faixa de 550 e 750 Wm^{-2} . Esse aspecto deixa clara a atuação das propriedades da superfície na reflexão da radiação solar e sua relação com o total de energia disponibilizado aos processos de aquecimento do ar, aquecimento do solo e evaporação.

A distribuição do R_n instantâneo para alguns dos DSA estudados no Rio Grande do Norte com destaque no local da torre micrometeorológica, encontram-se no Anexo 3. Observa-se nas imagens uma boa relação com os mapas apresentados para o albedo. Isso era de se esperar, visto que em áreas com solo mais coberto por vegetação há uma maior retenção de energia, pois reflete menos a radiação que recebe (menor albedo), o que indica uma maior energia disponível para aquecer o solo e para os fluxos turbulentos (calores sensível e latente). Daí a importância em se preservar a vegetação nativa da caatinga, pois com a supressão e substituição da vegetação nativa

aumentam as áreas com solos expostos, o que compromete o balanço de radiação e energia nessas regiões. Diversos estudos abordam o tema da redução gradativa da vegetação na caatinga, dentre eles destacam-se os trabalhos de Silva et al. (2014) e Coelho et al. (2014). Lima (2017) analisou as alterações na cobertura do solo no Rio Grande do Norte e os resultados mostraram que tal mudança provocou alterações no balanço de energia e no balanço hídrico à superfície e que o processo de degradação das terras com a retirada da vegetação nativa causou variabilidades na temperatura da superfície, albedo e fluxos de energia e massa.

5.3 Balanço de radiação diário

Para a estimativa do saldo de radiação diário ($R_n 24h$), foi utilizada a Equação 42. A Figura 5.5, mostra uma superestimativa dos valores estimados com relação aos observados, com exceção dos DSA 009-2015, 073-2015 e 289-2016, contudo, estes mantiveram entre si comportamentos temporais parecidos.

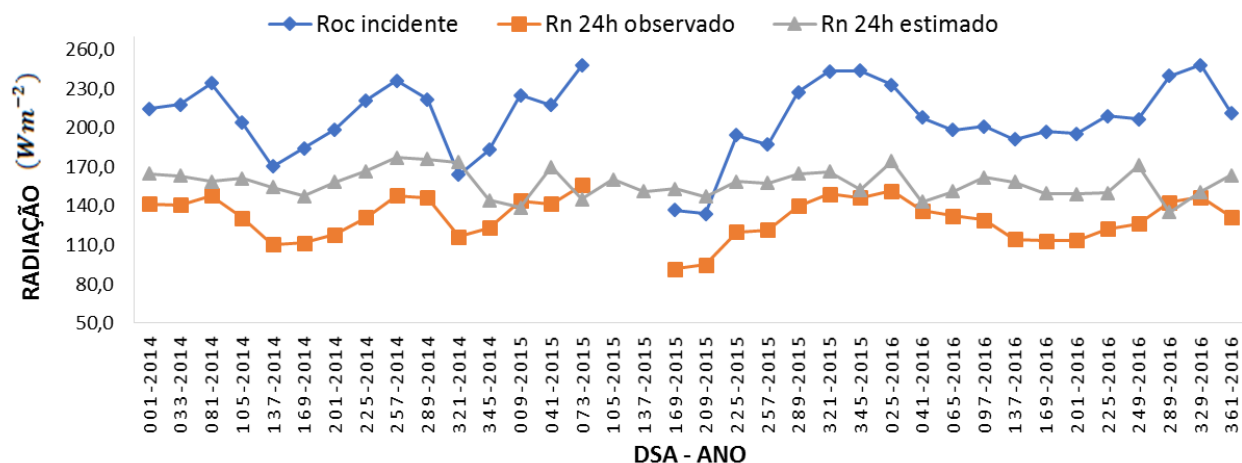


Figura 5.5: Comportamento do $R_n 24h$ observado e estimado e $R_{s\downarrow} 24h$ nos DSA estudados nos anos de 2014, 2015 e 2016, no estado do Rio Grande do Norte.

Os valores do $R_n 24h$ observados oscilaram entre $110,5 \text{ Wm}^{-2}$ no DSA 137 e $148,1 \text{ Wm}^{-2}$ no DSA 257 no ano de 2014; em 2015 variaram de $91,5 \text{ Wm}^{-2}$ no DSA 169 a $156,1 \text{ Wm}^{-2}$ no DSA 73; e em 2016 de $113,4 \text{ Wm}^{-2}$ no DSA 169 a $151,5 \text{ Wm}^{-2}$ no DSA 25. Já os valores obtidos via MODIS, variaram em 2014 entre $144,6$ e $177,0 \text{ Wm}^{-2}$ nos DSA 345 e 257; em 2015 entre $139,0 \text{ Wm}^{-2}$ e $170,0 \text{ Wm}^{-2}$ nos DSA 009 e 041; e em 2016 entre $135,2$ e $174,2$ nos DSA 289 e 025, respectivamente. O EP foi de aproximadamente 25,2% (2014), 24,8% (2015) e 21,0% (2016), considerando os três anos juntos o erro percentual médio foi de 23,6% e o valor médio do REQM

igual $4,9 \text{ Wm}^{-2}$. Observa-se também, que o R_n24_h acompanha a variação sazonal da radiação de onda curta diária incidente, concordando com Oliveira et al. (2006).

Gusmão et al. (2012) obtiveram em suas pesquisas com TM Landsat 5, valores de EP igual a 1,9% e $REQM$ igual $3,3 \text{ Wm}^{-2}$, quando compararam o R_n24_h medido e estimado por sensoriamento remoto em 2005 na Ilha do Bananal – TO. Vale salientar que a resolução espacial interfere nos resultados dos estudos com sensoriamento remoto, pois na pesquisa os autores supracitados utilizaram sensor que apresenta resolução espacial de 30 metros, portanto, bastante superior a resolução do MODIS utilizados neste estudo.

Oliveira et al. (2015), encontraram valores de saldo de radiação diário estimado por produtos MODIS variando de 95,4 a $157,5 \text{ Wm}^{-2}$, com média de $125,4 \text{ Wm}^{-2}$ no local da estação meteorológica experimental. Santos (2015) encontrou R_n24_h estimados por duas metodologias com valores médios de 157,5 e $164,6 \text{ Wm}^{-2}$ para área de caatinga em recuperação no estado da Paraíba – Brasil.

Os resultados obtidos para o R_n24_h nesta pesquisa concordam em valores com os citados, porém, os erros percentuais foram maiores quando da validação com os dados em superfície. Deve ser considerado que nos casos citados todas as metodologias utilizaram dados de superfície na complementação da estimativa via sensoriamento remoto, enquanto no presente estudo foram geradas as imagens com dados do R_n24_h exclusivamente com dados de satélite, as informações de superfície foram usadas apenas para efeitos comparativos. Não usar dados de superfície nas informações, possibilita a detecção do R_n24_h , sem a necessidade de uma ampla malha de dados e com custo operacional baixo. Na Figura 5.6, estão apresentados os mapas do R_n24_h em alguns dos DSA estudados, seguindo o padrão da seção 5.2.1.

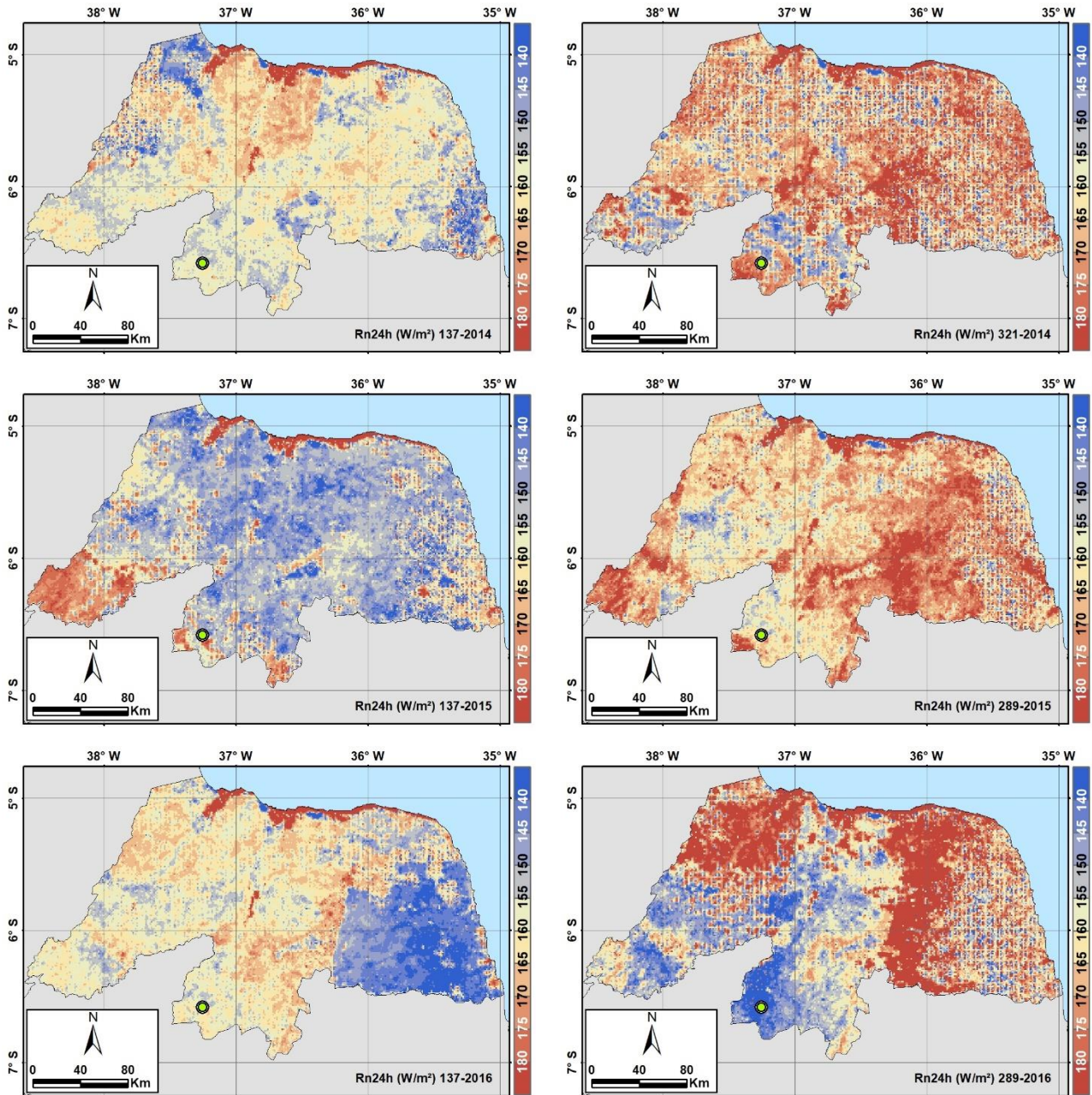


Figura 5.6: Distribuição espacial do R_{n24h} (W/m^2) estimados exclusivamente com dados de satélite para o estado do Rio Grande do Norte nos DSA 137 dos anos de 2014, 2015 e 2016, 321 de 2014 e 289 de 2015 e 2016, respectivamente.

5.4 As componentes do balanço de energia

5.4.1 Fluxo de calor no solo

Nesta pesquisa, a estimativa do fluxo de calor no solo (G) foi realizada conforme sugerido por Bastiaanssen (2000), em função do saldo de radiação, albedo da superfície, índice de vegetação por diferença normalizada e temperatura da superfície, com valores próximos do horário de meio-

dia. Para lagos profundos e de águas claras, ou seja, com pouco ou quase nenhuma turbidez, Allen et al. (2002), consideram que cerca de 50% do saldo de radiação é destinado ao aquecimento da água. Já Silva e Bezerra (2006) e Bezerra et al. (2008) sugeriram o uso de 30% do R_n para o cálculo do fluxo de calor no lago de Sobradinho, leito do São Francisco e outros reservatórios no NEB, por considerarem que as condições dos corpos de água nessa região são bem distintas daquelas estabelecidas por Allen et al. (2002), mas atentam para a necessidade de pesquisas de campo para a verificação dessa porcentagem do saldo de radiação destinada ao fluxo de calor no solo sobre a superfície de água. Neste estudo, para corpos d'água o G foi tomado como sendo 30% de R_n .

O fluxo de calor no solo ocorre em razão do processo de condução, no qual, por movimento molecular, é transmitido a moléculas adjacentes, decrescentemente. Esta transmissão acontece quando o sistema não está em equilíbrio térmico, pois, quer durante o dia ou à noite, ocorrem trocas de calor entre a superfície do solo e a atmosfera, tanto por condução quanto por irradiação e há intercâmbio de calor entre a superfície do solo e a atmosfera nos processos de evaporação e condensação da água (MOURA E QUERINO, 2010).

Na Figura 5.7 são apresentados os valores de fluxo de calor no solo observado (G_{obs}) e estimado pela metodologia que usa o R_n M1, (G_{est}), escolhida para todo cálculo do balanço de energia, por apresentar valores mais próximos dos observados conforme mostrado na seção 5.2.4.

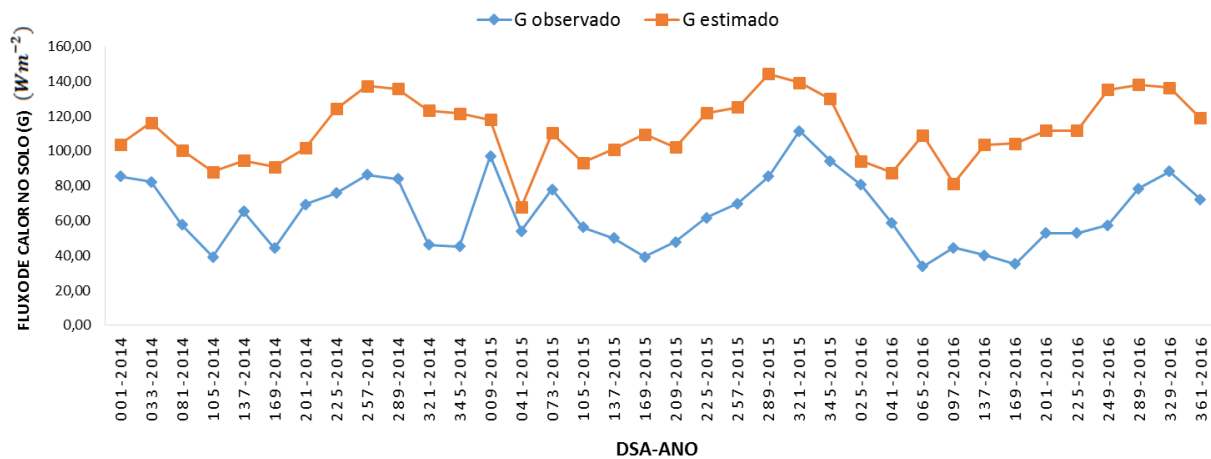


Figura 5.7: Fluxo de calor no solo observado (G_{obs}) e estimado (G_{est}) usando o R_n M1 em $W m^{-2}$, nos DSA estudados nos anos de 2014, 2015 e 2016, no estado do Rio Grande do Norte.

Os valores medidos e estimados apresentam uma grande diferença entre si, isso ocorre pela diferença nas escalas espaciais usadas pelos fluxímetros (da ordem de centímetros) e pelo satélite MODIS (igual ou superior a 250 metros). Porém, em ambas metodologias, o comportamento anual,

de modo geral, segue um padrão de concordância com os valores observados, mostrando um valor de correlação de aproximadamente 57%. Os maiores valores registrados via sensoriamento remoto em cada ano ocorreram nos DSA 257-2014, 289-2015 e 289-2016; sendo 137,3; 144,2 e 138,0 Wm^{-2} , respectivamente.

Além das diferenças de escalas entre o satélite e os fluxímetros, deve-se considerar a possível ocorrência de erros nos instrumentos de medidas em superfície, tais como, acúmulo de partículas na parte sensível à temperatura da placa e a profundidade de colocação da placa, que podem causar pequenas distorções nas medições do fluxo de calor no solo. Weber et al. (2007), ao testarem o desempenho de placas de fluxo de calor no solo, encontraram valores mais elevados quando comparados com o método do gradiente de temperatura em laboratório, enquanto que, sob condições de campo, foi observado uma subestimativa de 26%, em que os autores implicam esse comportamento devido à sensibilidade de instalação do fluxímetro. Peng et al. (2015), avaliando a performance de sensores de medidas de G , obtiveram uma superestimativa pela placa em comparação com o método gradiente a uma profundidade de 0,02 m, no entanto, nas profundidades de 0,06 e 0,10 m, observaram uma subestimativa nos valores medidos.

Araújo (2014) utilizou imagens Landsat no cálculo de G e ao compará-lo com valores medidos encontrou um erro percentual superior a 55% entre eles. Santos (2015), em estudo realizado no estado da Paraíba, constatou que apesar das diferenças nos valores observados em campo e estimados via satélite, o comportamento de G em ambos os casos são similares. Estes resultados corroboram com os encontrados nesta pesquisa.

Observa-se no gráfico da Figura 5.7, que de modo geral, no período mais seco os valores de G são maiores quando comparados ao período chuvoso da região, quando a vegetação responde a precipitação aumentando sua biomassa, tornando o solo menos exposto. No período chuvoso, com a rápida resposta da vegetação a precipitação, se forma um dossel mais homogêneo da cobertura vegetal, observados nas cartas de $NDVI$ e observa-se diminuição dos valores de G devido ao sombreamento do solo. Com a chegada do período seco, os valores de G voltam a ser função basicamente do balanço de radiação disponível, já que o dossel diminui intensamente sua densidade na caatinga. Logo, a supressão da vegetação nativa e as práticas agressivas ao meio ambiente são potencializadores para que uma parte considerável do R_n seja utilizado por G . Segundo Agam et al. (2002), sob condições de vegetação esparsa, G pode chegar a 50% do saldo de radiação e até mesmo para copas mais altas, incluindo as florestas, podem ser responsáveis por 30 a 50% do R_n . Esses valores não ocorreram no ponto da torre micrometeorológica (região preservada de caatinga),

que registrou para valores médios observados, G representando 12% do R_n e para valores médios estimados G chegando a 19% do R_n .

Na Figura 5.8, é apresentada a distribuição espacial de G , para alguns dias do estudo. Na Figura, para cada ano é apresentada uma carta gerada num DSA compreendido no período chuvoso e outra no seco. As regiões com menores disponibilidades hídricas do estado apresentam valores maiores de G , pois representam os setores do estado com menor disponibilidade de umidade, maior exposição da superfície do solo e/ou em estado de degradação ambiental.

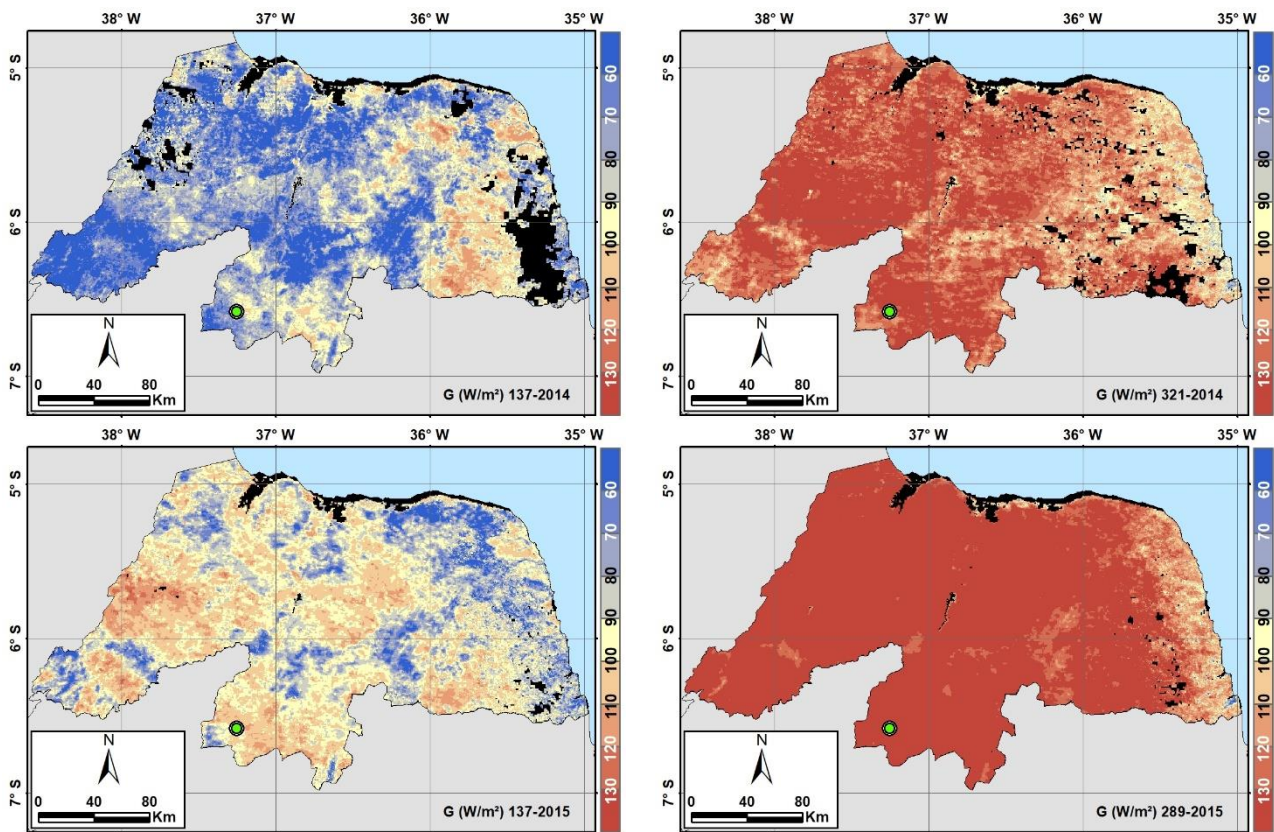
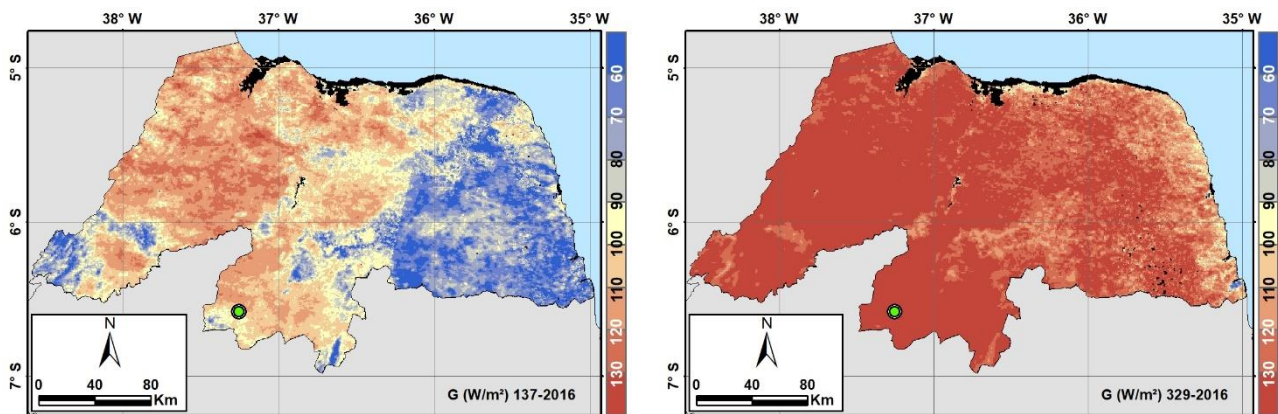


Figura 5.8: Distribuição espacial de G em Wm^{-2} nos DSA 137 dos anos de 2014, 2015 e 2016, 321 de 2014, 289 de 2015 e 329 de 2016, para o estado do Rio Grande do Norte. No lado esquerdo estão representadas cartas de um DSA compreendido no período chuvoso e na direita no período seco. Os pontos pretos representam regiões com falta de dados.

continuação da Figura 5.8



5.4.2 Fluxo de calor sensível e latente

O Fluxo de calor sensível (H) é definido como a quantidade de energia transferida na atmosfera pelos processos de convecção e condução, devido à diferença de temperatura entre a superfície e o ar próximo desta. Foi calculado em função do gradiente de temperatura entre dois níveis de referência e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor. O fluxo de calor latente (LE) é o calor utilizado na mudança de fase da água da forma líquida para gasosa, sendo considerada a energia subtraída da superfície do solo e calculada pelo forçamento do balanço de energia.

A Figura 5.9, mostra os comportamentos de H e LE nos DSA estudados, neste caso o valor de H e LE observados foram obtidos pelo método *eddy covariance*.

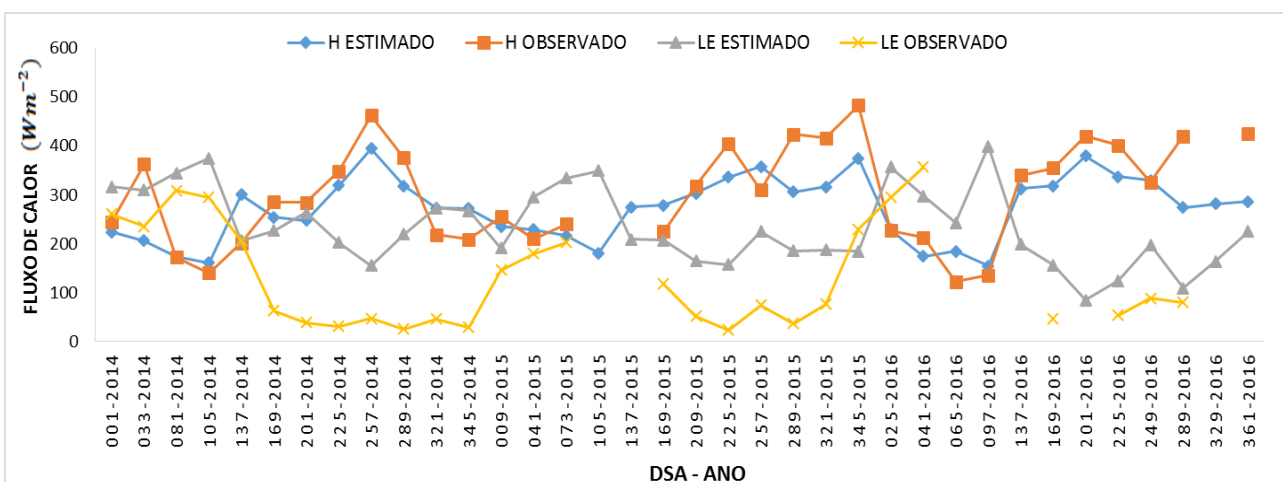


Figura 5.9: Fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), observados e estimados em Wm^{-2} , nos DSA estudados nos anos de 2014, 2015 e 2016, no estado do Rio Grande do Norte.

O método *eddy covariance*, não considera o fechamento do balanço de energia, assim os dados medidos apresentam um resíduo, que em alguns casos atingem os 200 W m^{-2} , isso provoca um aumento na diferença entre os dados observados na torre e os estimados remotamente. Observa-se, portanto, que, para H , os valores estimados superestimaram os observados em 13 situações, em relação a LE tem-se uma subestimativa do valor medido em relação ao estimado na maioria dos dias estudados, fato que corrobora com Nicácio (2008) e Santos (2015).

Verificou-se ainda, que os valores estimados de H foram inferiores ao LE nos DSA, 001, 033, 081 e 105 de 2014; 041, 073 e 105 de 2015; e 025, 041, 065 e 097 de 2016, nos demais dias o padrão se inverteu e H superou LE . Em suma, nos meses iniciais do ano, onde geralmente há uma maior disponibilidade hídrica na região, o sensoriamento remoto mostra que LE supera os valores de H , isso ocorre em virtude do vigor da vegetação ser maior nesse período possibilitando uma maior transferência de água para a atmosfera. Nos DSA correspondentes ao período onde a região sofre com a escassez de chuvas, ocorre o processo inverso. Para valores observados, H acompanhou o comportamento dos valores estimados, o mesmo não aconteceu com LE .

Segundo Araújo (2014), em regiões onde a vegetação é mais esparsa, como no caso da caatinga, os valores de H tendem a superar LE na maior parte do ano. De acordo com Santos et al. (2012), a maior utilização da energia disponível para H , em ecossistemas naturais, tem sido um comportamento bastante evidenciado em regiões áridas e semiáridas, em decorrência da redução na disponibilidade hídrica ocasionada pelos baixos volumes pluviais nesses locais. Logo, a medida que o solo fica exposto, uma maior porcentagem do R_n é utilizada nos processos de aquecimento do ar, justificando o aumento registrado em H no período mais seco do ano.

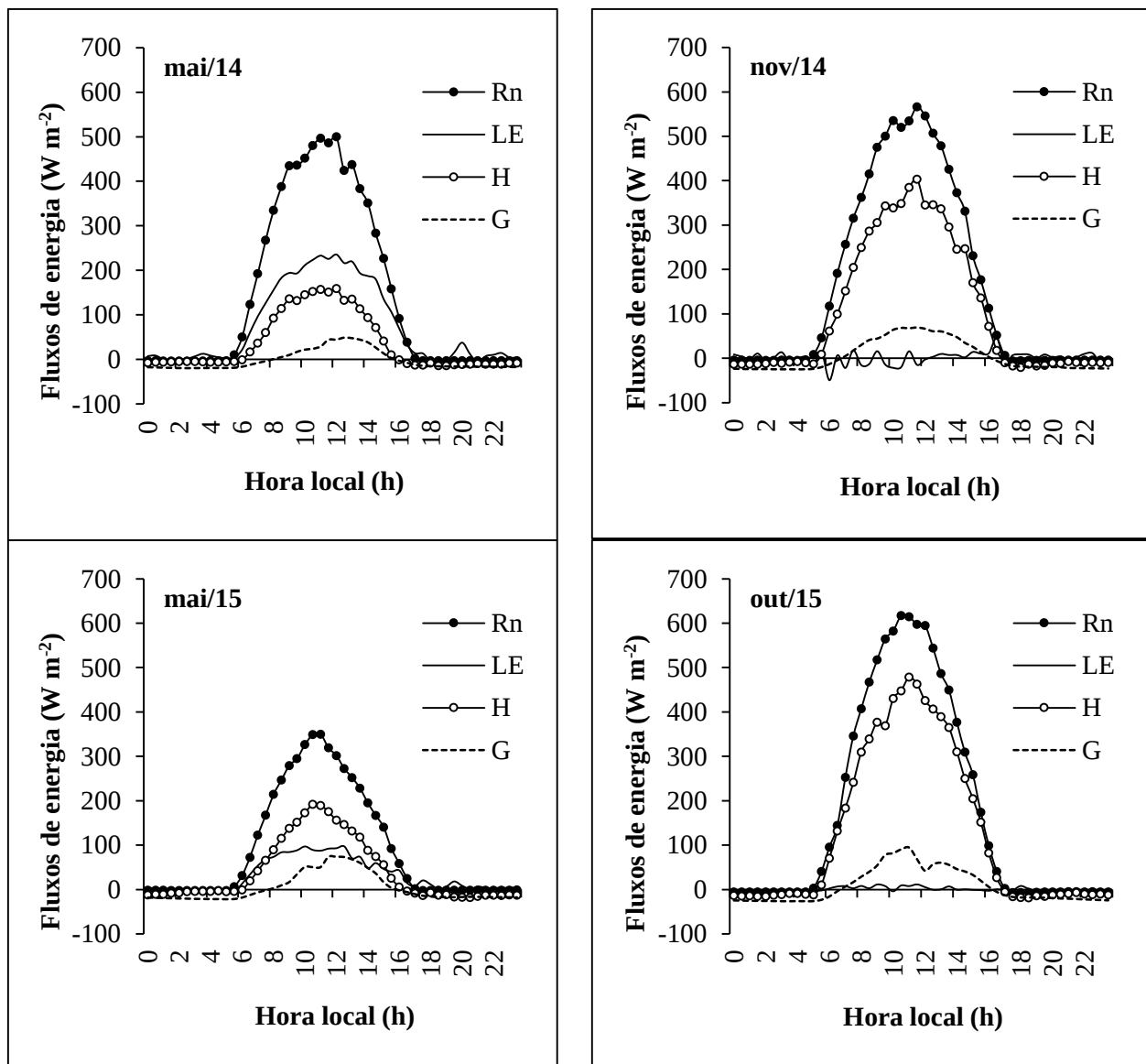
Rodrigues (2011), ao estudar o fechamento do balanço de energia em área de cerrado próximo a cidade de Cuiabá-MT, verificou que durante a estação seca a energia líquida disponível priorizou o fluxo de calor sensível com 53,7 e 82,62% para os anos de 2009 e 2010 respectivamente, ainda neste período o fluxo de calor latente foi de 35,14 e 14,37% seguido pelo fluxo de calor no solo de 11,2% e 3,0%, e que durante a estação úmida o LE obteve maior partição da energia líquida disponível com 60,8% e 61,8% seguidos por H com 37,5 e 36,9% e G 1,6 e 1,3% durante os anos de 2009 e 2010 respectivamente.

Alterações na vegetação nativa, como queimadas e desmatamentos provocam alterações significantes nos fluxos de água e na composição da atmosfera, podendo provocar alterações no microclima de uma determinada região. Conforme apresentado na seção 3.1.3, as taxas com que a região semiárida do Brasil, em especial a caatinga, está sendo suprimida em alguns setores são elevadas, o que pode comprometer, a manutenção da vida de muitas espécies de flora e fauna

nativas. Considerando que o dossel vegetativo é o principal lugar de intercâmbio de calor, vapor d'água e gases atmosféricos, e que também desempenha papel relevante no controle climático regional torna-se necessária um enfrentamento das ações antrópicas que aceleram o processo de degradação ambiental na caatinga.

5.4.3 Partição dos fluxos de energia medidos

Estão apresentados na Figura 5.10, os padrões mensais médios para alguns dos meses analisados dos três anos do estudo. Contempla-se na Figura um mês chuvoso e outro seco em cada ano. Na escolha dos meses para cálculo do valor médio a seguir, utilizou-se aqueles com maior quantidade de dias com dados sem falhas.



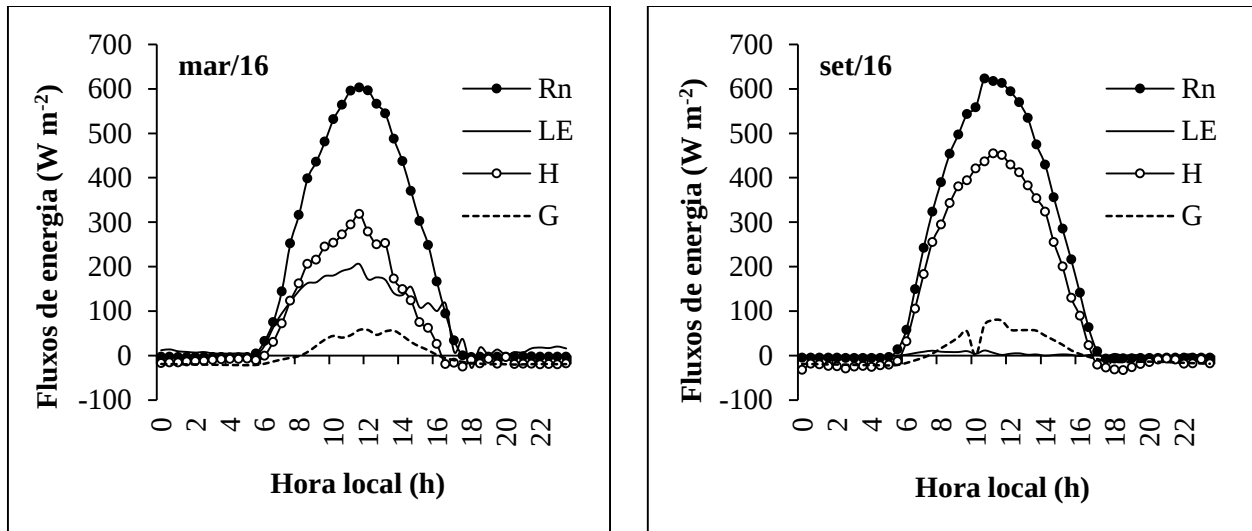


Figura 5.10: Ciclo diário de R_n , G , H e LE coletados através da torre micrometeorológica, para um dia médio nos meses de janeiro a dezembro dos anos de 2014 a 2016.

A distribuição da energia, usada para evaporação da água $\left(\frac{LE}{R_n}\right)$, para aquecimento do meio ambiente $\left(\frac{H}{R_n}\right)$ e a energia usada para aquecimento do solo $\left(\frac{G}{R_n}\right)$, foram analisadas somente com os dados diurnos. Os resultados correspondentes aos meses da Figura 5.10 são apresentados na Tabela 5.5 e indicam que, em média durante o período chuvoso no ponto da torre micrometeorológica, grande parte da energia foi utilizada para o aquecimento do ar, porém em maio de 2014, o valor de LE superou H . Mesmo com o aumento de LE nos meses chuvosos em maio de 2015 e março de 2016 os valores de H superaram LE . No período seco, em todos os casos os valores de H foram superiores a LE , consequência da baixa densidade do dossel vegetativo da caatinga no período. Esses resultados corroboram com Santos et al. (2012).

Tabela 5.5: Percentual médio mensal da energia utilizada e disponível (Wm^{-2}), na torre micrometeorológica nos meses representativos do período chuvoso e seco dos anos 2014 a 2016.

Média diária	$\left(\frac{G}{R_n}\right)$	$\left(\frac{H}{R_n}\right)$	$\left(\frac{LE}{R_n}\right)$	Energia utilizada	Energia disponível
MAI – 2014	0,060	0,276	0,499	0,837	0,163
NOV – 2014	0,103	0,668	0,029	0,799	0,201
MAI – 2015	0,150	0,477	0,323	0,949	0,051
OUT – 2015	0,107	0,744	0,011	0,862	0,138
MAR – 2016	0,070	0,432	0,379	0,881	0,119
SET – 2016	0,082	0,726	0,012	0,820	0,179

O fluxo de energia varia de acordo com a hora em que as medidas são realizadas. Pelos dados apresentados na Tabela 5.5, observou-se que o estoque de energia disponível variou no período úmido de 5,1 a 16,3% e no período seco de 13,8 a 20%. Os resultados indicaram que durante o dia, principalmente, entre 7 h e 17 h, dada a disponibilidade da energia solar, quando a vegetação, respondendo aos estímulos da radiação fotossinteticamente ativa, realiza fotossíntese e absorve CO_2 , boa parte da energia líquida disponível para o sistema não foram medidas pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos, pois diferentemente das medidas via sensoriamento remoto, o mesmo não força o fechamento do balanço de energia. Este é um dos fatores que justifica as diferenças entre valores medidos e observados de G , H e LE , citados nas seções anteriores.

Verificou-se que o estoque de energia disponível não variou muito ao longo do ano. Na primeira parte do ano, grande parte da energia utilizada é gasta no processo de transferência de LE , enquanto que, no segundo semestre, a maior parte da energia utilizada, ocorre no processo de transferência de calor sensível da superfície para a atmosfera, visto que LE é menor nesse período e usa a mínima energia disponível. Embora os anos estudados tenham sido anos de chuvas abaixo da média, quando a precipitação pluvial inicia seu ciclo, o solo está seco e absorve rapidamente a água e por essa razão a fração de energia disponível para evaporar a água, tende a ser menor do que a fração quando o solo já está encharcado. Em todos os meses, o fluxo de calor no solo foi sempre pequeno, ficando abaixo de 15% da energia total disponível.

5.5 A evapotranspiração

São apresentados na Tabela 5.6 os valores da evapotranspiração observada (ET_{obs}), estimada pelo método simplificado (ET_{est}) de Araújo (2014) e extraída do produto MODIS16A2 (ET_{MOD16}), todas em mm dia^{-1} , com seus respectivos erros absolutos (EA); e a fração evaporativa (FE) no ponto da torre micrometeorológica.

Tabela 5.6: Evapotranspiração observada (ET_{obs}), estimada pelo método simplificado de Araújo (2014), (ET_{est}) e extraída do produto MODIS16A2 (ET_{MOD16}) todas em $mm\ dia^{-1}$, com seus respectivos erros absolutos (EA); e a fração evaporativa (FE) adimensional no ponto da torre micrometeorológica.

DSA-ANO	ET_{obs}	ET_{est}	EA	ET_{MOD16}	EA	FE
001-2014	3,2	2,8	0,4	1,1	2,1	0,59
033-2014	2,5	2,0	0,5	1,6	0,9	0,59
081-2014	3,8	3,1	0,7	2,9	0,9	0,66
105-2014	3,6	3,0	0,6	_____	_____	0,70
137-2014	2,4	1,4	1,0	3,2	0,8	0,41
169-2014	0,6	1,3	0,7	1,5	0,9	0,47
201-2014	0,4	1,2	0,8	0,9	0,5	0,52
225-2014	0,2	0,6	0,4	0,6	0,4	0,39
257-2014	0,4	0,5	0,1	0,6	0,2	0,28
289-2014	0,2	1,1	0,9	0,4	0,2	0,41
321-2014	0,5	2,0	1,5	0,5	0,0	0,52
345-2014	0,4	1,3	0,9	0,9	0,5	0,61
009-2015	0,4	1,5	1,1	0,6	0,2	0,45
041-2015	2,7	2,3	0,4	_____	_____	0,55
073-2015	1,9	1,1	0,8	1,3	0,6	0,30
105-2015	2,0	2,7	0,7	3,2	1,2	0,66
137-2015	1,4	1,3	0,1	1,9	0,5	0,43
169-2015	0,3	0,9	0,6	0,9	0,6	0,43
209-2015	0,4	0,8	0,4	1,0	0,6	0,35
225-2015	0,2	0,6	0,4	0,8	0,6	0,32
257-2015	0,1	1,7	1,6	0,5	0,4	0,47
289-2015	0,2	0,9	0,7	0,2	0,0	0,38
321-2015	0,2	1,0	0,8	0,2	0,0	0,57
345-2015	0,2	0,8	0,6	0,2	0,0	0,40
025-2016	4,1	2,3	1,8	_____	_____	0,61
041-2016	3,5	2,5	1,0	2,9	0,6	0,63
065-2016	4,2	1,0	3,2	3,2	1,0	0,30
097-2016	_____	3,6	_____	5,2	_____	0,72
137-2016	_____	1,3	_____	1,9	_____	0,39
169-2016	_____	0,7	_____	_____	_____	0,33
201-2016	0,3	0,2	0,1	0,6	0,3	0,18
225-2016	0,3	0,7	0,4	0,6	0,3	0,27
249-2016	0,1	0,8	0,7	0,5	0,4	0,37
289-2016	0,4	0,9	0,5	0,3	0,1	0,28
329-2016	0,4	0,7	0,3	0,1	0,3	0,37
361-2016	_____	1,4	_____	_____	_____	0,44
MÉDIA	1,3	1,4	0,8	1,3	0,5	0,45

A evapotranspiração apresentou uma subestimativa dos dados da ET_{est} sobre os observados, nos DSA 001 a 137 no ano de 2014; nos DSA 041, 073 e 137 de 2015; e nos DSA 025, 041, 065 e 201 de 2016. Observou-se que as subestimativas ocorreram na grande maioria dos casos, em dias que correspondem aos meses iniciais do ano e, conseqüentemente, mais chuvosos. O processo inverso acontece nos DSA finais de cada ano, período normalmente mais seco. Fica evidenciado que a resolução espacial do satélite, ao considerar uma área maior também coleta informações diferenciadas dentro de um mesmo pixel, fato que não ocorre na medição feita na torre. Já a ET_{MOD16} apresentou valores menores que os dados de superfície nos DSA 001,033 e 081 de 2014; 073 de 2015; e 041, 065, 289 e 329 de 2016. Nestes casos, os valores sugerem que o aumento da disponibilidade hídrica no ecossistema possibilita um incremento da ET . A ET_{obs} atingiu valores máximos diários de $3,8 \text{ mm dia}^{-1}$ no DSA 081 de 2014; $2,7 \text{ mm dia}^{-1}$ em 2015; e $4,2 \text{ mm dia}^{-1}$ em 2016. A medida que a disponibilidade hídrica do sistema diminui, conseqüentemente os valores da ET decrescem. Estes resultados corroboram com Souza et al. (2015).

Ao comparar-se os valores estimados entre si, observou-se que o modelo proposto (ET_{est}) teve valor médio de $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$ maior que a ET_{MOD16} . Na comparação com dados observados, os valores médios dos erros absolutos da ET_{MOD16} , foram menores, evidenciando que não compensa o uso da ET_{est} para o cálculo da evapotranspiração no estado do RN, visto que a ET_{MOD16} é bastante acessível, com operacionalidade simples e responde melhor essa variável. Os erros absolutos apontados nesta pesquisa, foram menores que os encontrados por Santos (2015), que obteve para áreas de caatinga preservada no estado da Paraíba, valores médios da ET diária de $2,72 \text{ mm dia}^{-1}$ e para ET observada; $2,91 \text{ mm dia}^{-1}$ para ET estimada via SEBAL e $3,53 \text{ mm dia}^{-1}$ para ET extraída do MODIS16A2, em dias compreendidos nos meses de maio a julho de 2013. A autora encontrou ainda, o valor médio medido de $1,85 \text{ mm dia}^{-1}$, $2,78 \text{ mm dia}^{-1}$ via SEBAL e $2,66$ extraída do MOD16.

A ET diária está diretamente relacionada à capacidade da vegetação de absorver a umidade do solo por meio das raízes e perdê-la para a atmosfera, principalmente via superfície foliar. Em se tratando de caatinga, esse processo torna-se mais expressivo com a incidência de chuvas e aproximação do período chuvoso. Silva et al. (2011), estudando a ET em uma bacia do semiárido pernambucano, percebeu médias de ET bem menores para o período seco quando comparado ao período chuvoso, associando esta característica à própria dinâmica da vegetação, concordando com os resultados deste estudo, Lins et al. (2017), encontraram menores valores no centro urbano e em faixas de solo exposto, do município de Arcoverde, onde há pouca ou nenhuma vegetação, maiores valores de ET foram encontradas em áreas irrigadas, com máximos

de $6,71 \text{ mm dia}^{-1}$, nos dois anos. Este é um comportamento esperado, considerando o alto suprimento hídrico à vegetação nesses locais.

Para um melhor entendimento do comportamento espacial e temporal da *ET* coletadas no estudo, foi elaborado um gráfico (Figura 5.11) apresentando seu comportamento ao longo dos DSA estudados nos anos de 2014 a 2016 e sua relação com o *NDVI*. A Figura 5.12, apresenta as cartas de evapotranspiração estimada pela metodologia de Araújo (2014) em alguns dos dias selecionados. Todas as imagens geradas em cada dia do estudo encontram-se no Anexo 4.

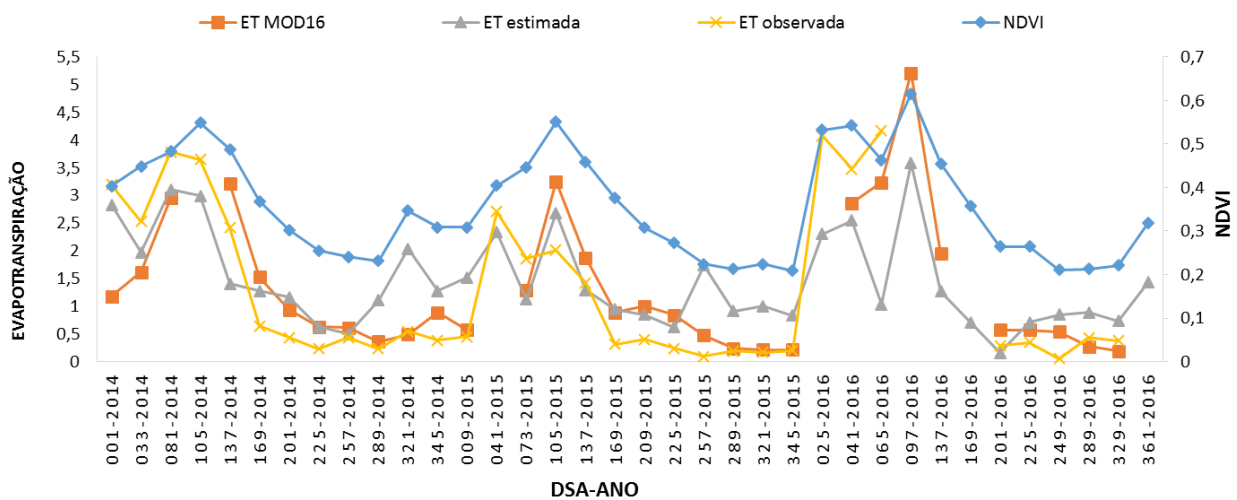


Figura 5.11: Relação entre os valores de evapotranspiração observadas, estimada e extraída do MOD16 em mm dia^{-1} com o *NDVI*.

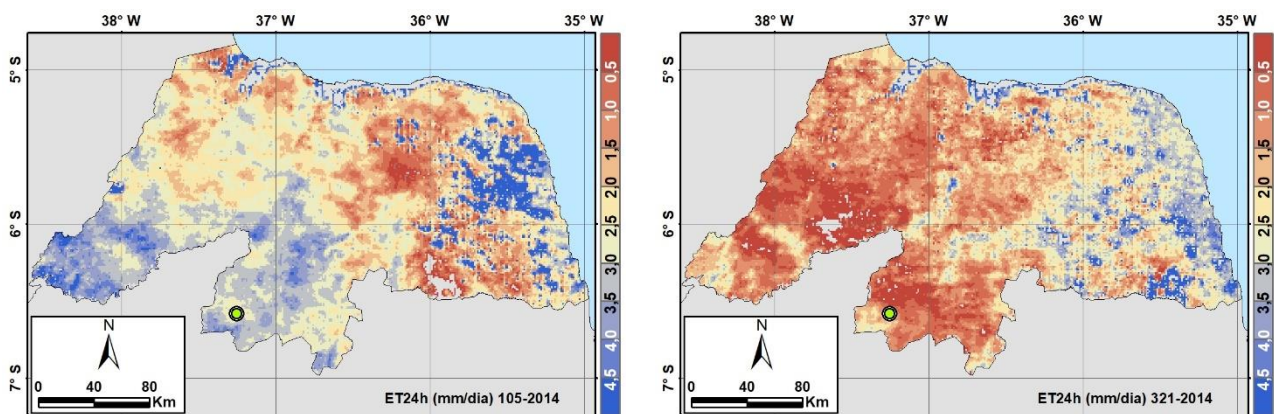
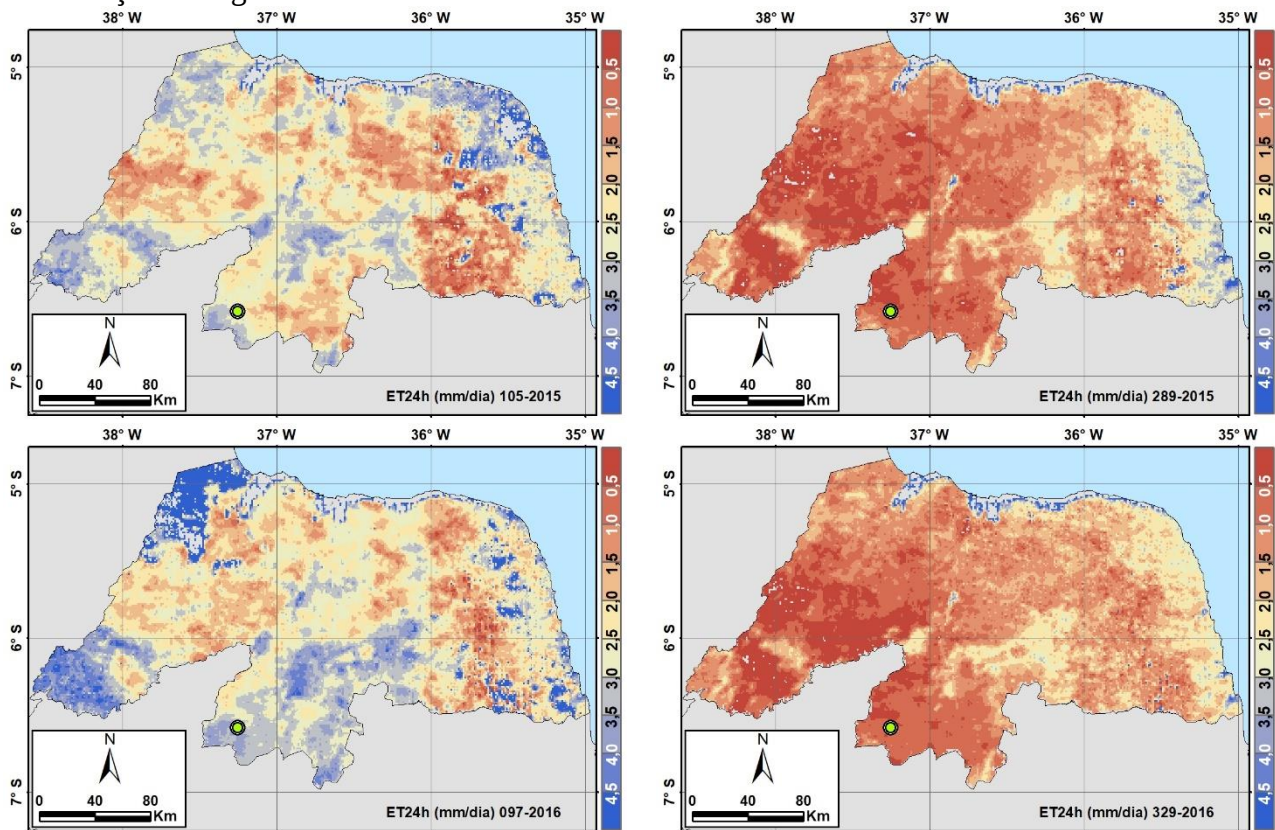


Figura 5.12: Distribuição espacial da evapotranspiração estimada em mm dia^{-1} nos DSA 105 e 321 de 2014, 105 e 289 de 2015 e 097 e 329 de 2016 no estado do Rio Grande do Norte.

continuação da Figura 5.12



5.6 Fluxos de CO₂ – troca líquida (NEE) observada a partir das torres de fluxo

O dióxido de carbono (CO₂) é o principal gás contribuinte do efeito estufa. O conhecimento de quanto um ecossistema contribui para o aumento do CO₂ na atmosfera é um desafio atual e tema de pesquisa de diversos grupos no mundo. O ciclo diário dos fluxos de CO₂ nas datas selecionadas nesta pesquisa são mostrados na Figura 5.13. Os valores positivos são definidos como emissão de CO₂ (fotossíntese pela vegetação) e negativos como absorção de CO₂ (respiração), ou seja, durante a noite o ecossistema emite e durante o dia armazena. A Figura 5.14, apresenta a precipitação pluvial mensal, para cada mês dos anos em estudo no Município de Serra Negra do Norte.

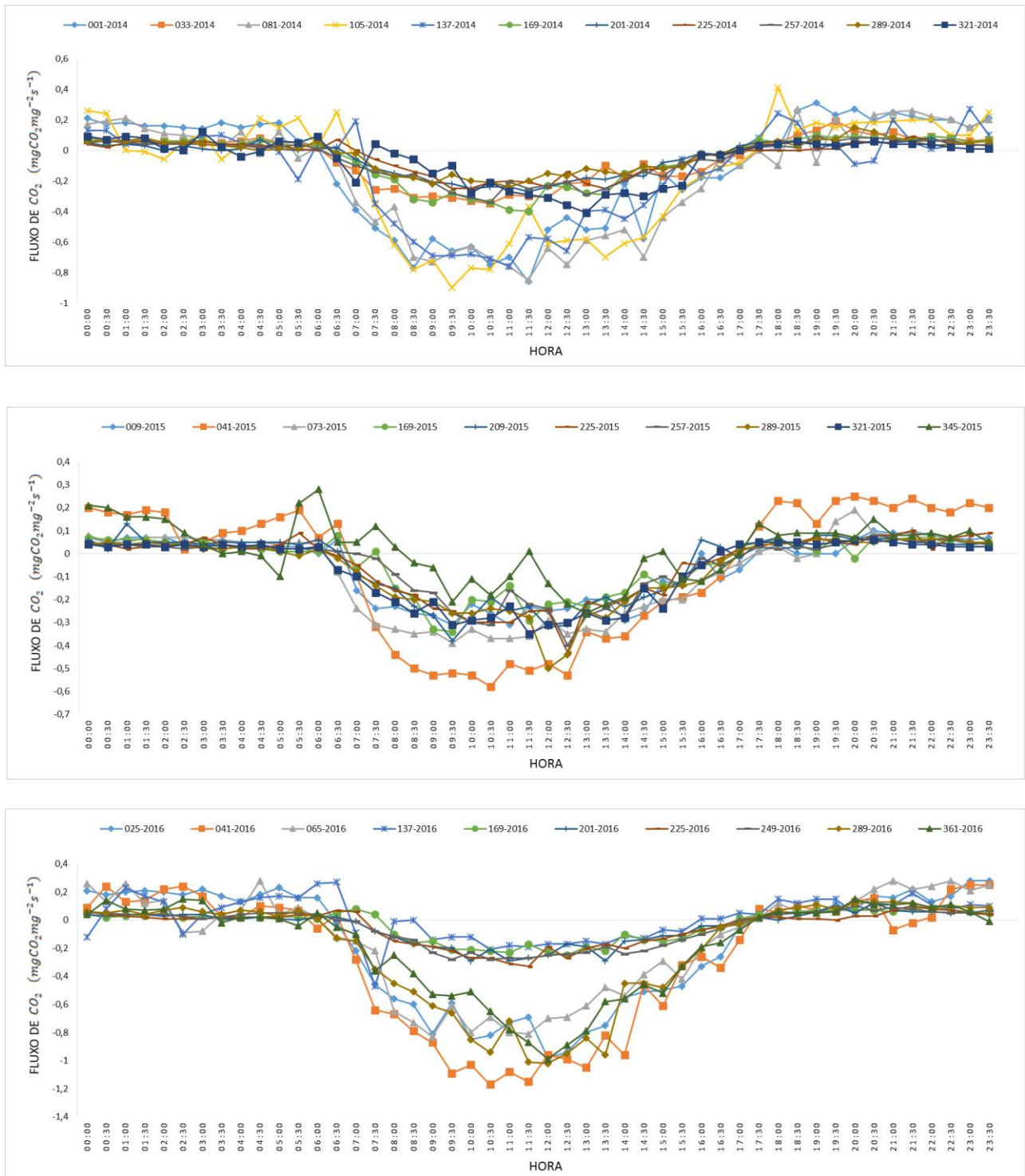


Figura 5.13: Fluxo médio diário de CO₂ (NEE), calculados a partir das torres de fluxo na caatinga preservada nos DSA do estudo, nos anos de 2014, 015 e 2016.

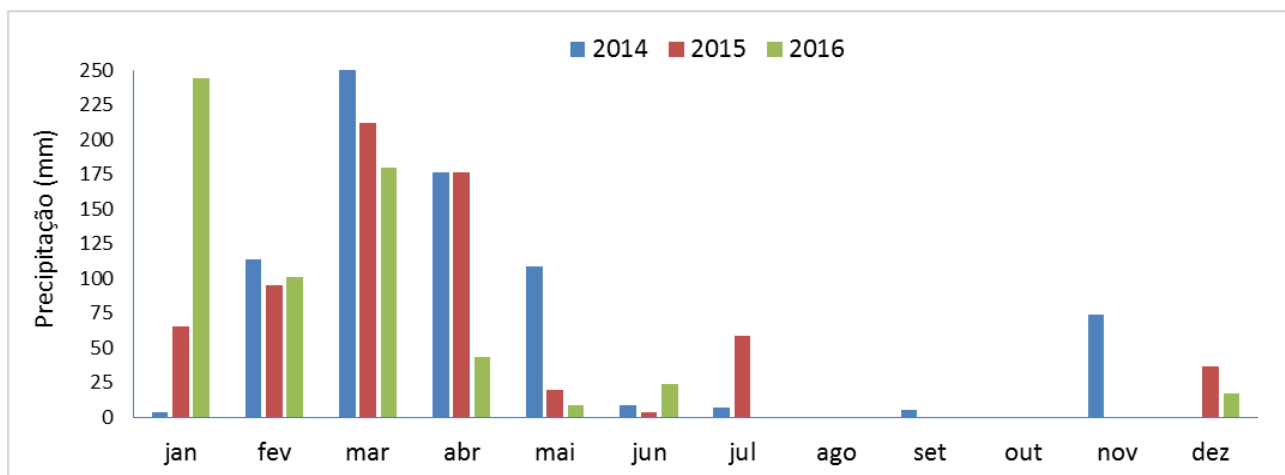


Figura 5.14: Precipitação total para cada mês dos anos de 2014 a 2016 no Município de Serra Negra do Norte.

Verifica-se nos DSA correspondentes ao primeiro semestre de cada ano, que o ecossistema absorve mais CO_2 como resposta a disponibilidade hídrica proveniente do período chuvoso na região, contudo, nos demais meses essa configuração de absorção reduz-se. Os fluxos de CO_2 da caatinga são sensíveis à temperatura do solo, com diminuição das emissões em faixas de temperatura mais elevadas. Os resultados corroboram com estudos sobre CO_2 realizados por Ribeiro (2017).

Os fluxos de CO_2 médios mensais na caatinga preservada (torre micrometeorológica) não apresentaram valores positivos durante o dia, porém, em alguns meses, a saber os mais secos, os valores foram próximos de zero, o que indica que a atividade fotossintética estava minimizada, com consequente diminuição da atividade metabólica do ecossistema nesse período, concordando com Santos (2017), que encontrou para o estado de Pernambuco, no período mais seco, valores semelhantes durante o período diurno. Em tese, na Caatinga, nas primeiras horas do dia a vegetação começa a absorver CO_2 de forma mais intensa, invertendo o processo à noite, quando passa a ser um emissor de CO_2 para a atmosfera. A Figura 5.15, mostra o comportamento médio mensal do fluxo de CO_2 , em alguns meses.

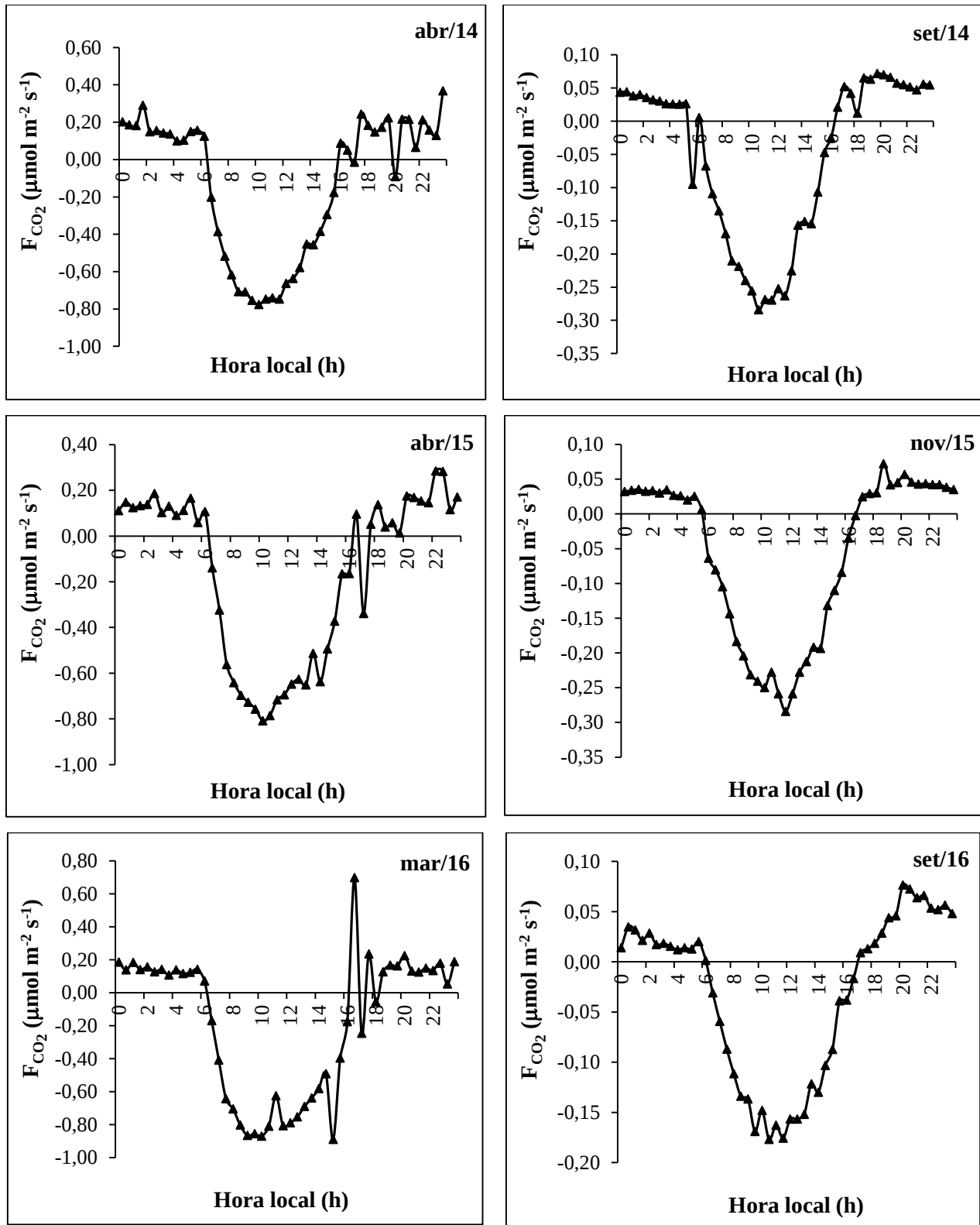


Figura 5.15: Comportamento dos Fluxos de CO₂ médio mensal na torre micrometeorológica.

5.6.1 Estimativas das produtividades primárias brutas (*GPP*) através de dados MODIS

Os resultados das produtividades primárias brutas observadas, estimada e extraída do MOD16, estão apresentadas na Tabela 5.7. Observa-se que a *GPP torre* mostra uma boa relação com o período chuvoso na região, apresentado na Figura 5.14. No ano de 2014 os maiores valores foram registrados nos meses de maior precipitação. Para o caso do DSA 001 – 2014, apesar da baixa precipitação apresentada no mês, o valor da *GPP* na torre se justifica, pelo fato de ter ocorrido nos quinze dias anteriores acúmulo de precipitação de 31mm, que não aparece no gráfico, quantidade esta, suficiente para aumentar o porte do dossel vegetativo. Em 2015, a *GPP* não apresentou grandes oscilações, variando de 2,14 a 4,32 $gCm^{-2}dia^{-1}$, com exceção do DSA 345. Em 2016 os maiores valores foram registrados nos meses de janeiro, fevereiro, março e dezembro.

Tabela 5.7: Produtividade primária bruta observada (*GPP torre*), estimada (*GPP_{est}*) e estimada pelo produto MODIS (*GPP_{MOD16}*), em $gCm^{-2}dia^{-1}$ para a área onde está localizada a torre micrometeorológica nos DSA do estudo.

DSA-ANO	<i>GPP torre</i>	<i>GPP_{est}</i>	<i>EA</i>	<i>GPP_{MOD16}</i>	<i>EA</i>
001-2014	5,89	3,59	2,30	2,24	3,65
033-2014	2,62	4,83	2,21	2,86	0,24
081-2014	8,17	5,33	2,84	3,78	4,40
105-2014	7,01	5,92	1,09	3,61	3,40
137-2014	7,51	2,98	4,53	5,53	1,99
169-2014	2,69	2,23	0,46	3,35	0,66
201-2014	2,30	1,86	0,44	2,71	0,41
225-2014	2,04	1,17	0,87	1,75	0,29
257-2014	2,74	0,75	1,99	1,33	1,42
289-2014	1,47	1,03	0,44	1,09	0,38
321-2014	3,02	1,89	1,13	1,29	1,73
345-2014	—	2,16	—	1,90	—
009-2015	3,05	2,01	1,04	1,43	1,63
041-2015	3,01	3,48	0,47	1,96	1,05
073-2015	4,32	2,44	1,88	1,54	2,78
105-2015	—	—	—	2,64	—
137-2015	—	—	—	2,21	—
169-2015	2,14	1,46	0,68	1,94	0,20

continuação da Tabela 5.7

209-2015	2,44	0,99	1,45	2,49	0,05
225-2015	2,58	0,93	1,65	2,09	0,49
257-2015	2,58	0,80	1,78	1,46	1,12
289-2015	3,31	0,72	2,59	0,79	2,52
321-2015	3,4	1,33	2,07	0,70	2,70
345-2015	0,81	0,78	0,03	—	—
025-2016	7,87	6,07	1,80	2,88	5,00
041-2016	11,49	5,60	5,89	2,93	8,57
065-2016	6,93	2,00	4,93	2,56	4,37
097-2016	—	6,94	—	5,39	—
137-2016	1,58	2,54	0,96	2,91	1,33
169-2016	1,68	1,57	0,11	2,78	1,10
201-2016	2,3	0,47	1,83	1,83	0,48
225-2016	2,56	0,80	1,76	1,83	0,74
249-2016	2,46	0,73	1,73	1,58	0,89
289-2016	3,14	0,59	2,56	0,90	2,24
329-2016	—	0,86	—	0,66	—
361-2016	7,79	1,53	6,26	0,59	7,20
Média	3,90	2,32	1,93	2,22	2,10

Pelos dados da Tabela 5.7, fica evidente que a caatinga capta CO_2 durante todo o ano, trabalhando como sumidouro, e, no período chuvoso, como resposta a disponibilidade hídrica, tem seu período de maior ação. A oferta da *PAR* variou dentro da faixa de 7,65 e 10,30 $\text{MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ e não acompanhou a flutuação dos valores da *GPP* estimada, tendo com esta uma correlação de 0,27, sugerindo que a *GPP* nos dias estudados não esteve associada de forma preponderante a *PAR*, e sim, ao *NDVI* que influenciou de forma mais considerável a *GPP* estimada, mantendo uma correlação superior a 78%.

Ao comparar-se os dados das *GPP* estimadas e extraídas do MODIS com as medidas em campo, verificou-se que a GPP_{est} apresentou menor valor médio do erro absoluto, concordando com resultado de Santos (2015) no vizinho estado da Paraíba. Relacionando as GPP_{est} e GPP_{MOD16} , foi mantida uma correlação de aproximadamente 74%. A Figura 5.16 mostra as cartas extraídas da GPP_{MOD16} , para alguns dos DSA estudados, para o estado do Rio Grande do Norte. A escolha dos DSA apresentados segue o mesmo critério da seção 5.2.1.

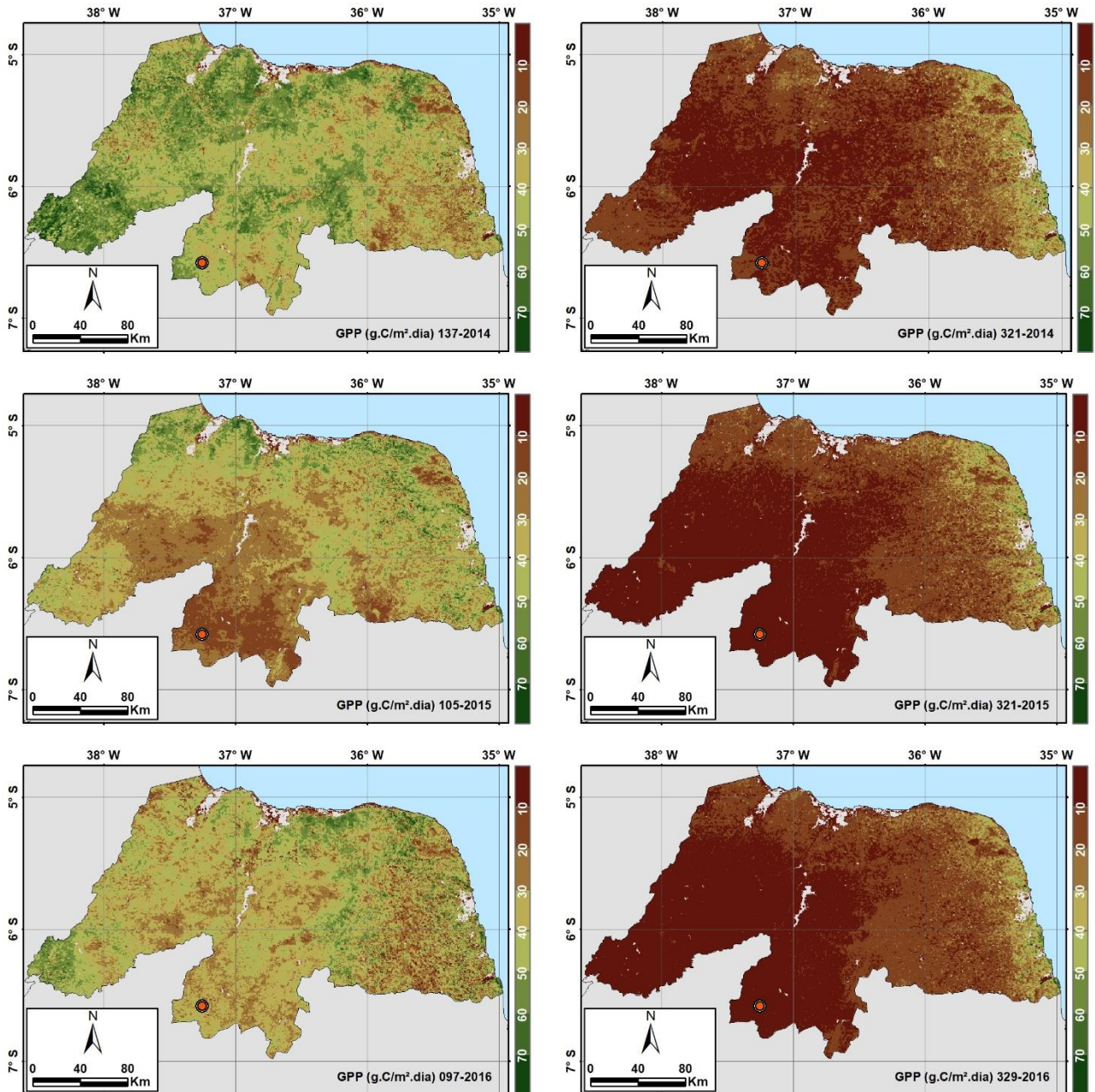


Figura 5.16: Variação espacial da *GPP* extraída do produto MOD17A2, em gCm^{-2} , acumulados em 8 dias, para alguns dos DSA estudados nos anos de 2014 a 2016, no estado do Rio Grande do Norte.

A variação espacial da *GPP* aumenta à medida que a umidade do solo também aumenta, respondendo ao início do período chuvoso na região. Na maioria dos mapas verifica-se que as regiões Central, Oeste e Seridó apresentam os menores valores acumulados da *GPP*, coincidentemente estas são as regiões apontadas na seção 3.1.3 como setores em forte processo de degradação ambiental. A retirada da vegetação causa impactos diretos que minimizam os valores da *GPP*. De modo geral, verifica-se que as chuvas são o fator limitante para a absorção de CO_2 pela

caatinga. Como os anos do estudo foram de precipitação abaixo da média histórica em praticamente todo o estado, mesmo nos períodos chuvosos, ocorreu diminuição da absorção de CO₂ pela caatinga, resultados semelhantes foram encontrados por Nascimento (2011).

6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

6.1 Síntese dos Resultados

- O albedo no estado do Rio Grande do Norte, apresentou erros significantes quando se comparou valores estimados usando os coeficientes de ponderação propostos e dados medidos *in loco*.
- A temperatura da superfície apresenta valores baixos dos erros médios percentuais em períodos que a vegetação tem maior vigor de biomassa, mas nos períodos onde as plantas perdem sua densidade foliar os erros médios tendem a aumentar.
- O *NDVI* e a temperatura da superfície, apresentaram comportamento esperado, com relação inversa entre as variáveis. Os menores valores registrados de *NDVI* ocorreram na maioria dos casos, em regiões que sofrem com intensa exploração dos recursos naturais.
- A radiação de onda curta, na comparação entre dados estimados e observados na torre micrometeorológica, apresentaram erros considerados elevados. No caso das radiações de ondas longa incidente e emitida os erros percentuais foram considerados baixos quando comparados a outros estudos que fizeram análises semelhantes.
- O balanço de radiação instantâneo guardou uma boa relação com o albedo em todo o estado e os valores do $R_n 24_h$ estimados com dados exclusivos de satélite mostrou erro percentual médio maior que 20% quando comparados a dados de superfície.
- Houveram diferenças apreciáveis entre os valores dos fluxos de calor sensível e de calor latente, em comparação com as medições realizadas na torre micrometeorológica, porque a técnica utilizada nas correlações dos vórtices, em geral, apresenta problemas evidentes de não fechamento do balanço de energia, ao contrário do que faz a estimativa via sensoriamento remoto. Contudo, os comportamentos de H e LE são coerentes entre si ao longo dos anos estudados.
- Quanto a evapotranspiração, ao comparar-se os valores estimados entre si, observou-se que o modelo proposto (Et_{est}) teve valor médio de $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$ maior que a Et_{MOD16} , assim não sendo de grande valia aplicar a metodologia, visto que não tem diferença significativa entre a (Et_{est}) e a extraída do MODIS, além do que, a (Et_{MOD16}) é de fácil aquisição e operacionalização. Os resultados confirmaram que em se tratando de caatinga, o processo de evapotranspiração torna-se mais expressivo com a incidência de chuvas e/ou aproximação do período chuvoso.

- No estado os fluxos médios de CO_2 , não apresentaram valores positivos durante os períodos diurnos, e a vegetação comportou-se como sumidouro de CO_2 durante todo o ano.
- Ao comparar-se os dados das produtividades primárias brutas estimadas pela metodologia proposta e extraídas do MODIS17A2 com as medidas em campo, verificou-se que a GPP_{est} apresentou menor valor médio do erro absoluto. Observou-se também, que a GPP estimada, não esteve associada de forma preponderante a PAR , e sim, ao $NDVI$.
- A supressão da vegetação nativa e a intensa exposição do solo impactaram de forma significativa o balanço de energia.

6.2 Conclusões

Foram estimados e analisados os padrões espacial e temporal dos componentes do balanço de radiação e de energia, bem como, a evapotranspiração e as trocas de CO_2 entre a caatinga e a atmosfera no Rio Grande do Norte. Em relação as componentes do balanço de radiação, para o albedo, a técnica apresentada para dados remotos, mostrou erros médios percentuais elevados (inserir porcentagem média!!!) na comparação com dados de superfície, denotando que o uso dos coeficientes de ponderação apresentados não é satisfatório para a região de caatinga do Rio Grande do Norte. As demais componentes do R_n mostraram erros aceitáveis, de modo que, a estimativa do R_n apresentada é satisfatória necessitando de pequenos ajustes na sua determinação.

As componentes do balanço de energia estimado, mostraram que nos DSA compreendidos nos meses chuvosos (janeiro a abril), LE superou os valores de H e que o processo se inverteu nos demais meses, em especial na segunda metade do ano, demonstrando a forte dependência das chuvas na disponibilidade hídrica da caatinga. O fluxo de calor no solo, variou ao longo do ano, como esperado, tendo registrado os maiores valores na época seca de cada ano, tendo sido mais acentuado nas regiões que encontram-se em processo de degradação ambiental.

Pode-se inferir que a metodologia utilizada atendeu em grande parte a proposta inicial, apresentando erros aceitáveis, na comparação com dados de superfície, com exceção do albedo.

Em relação aos fluxos médios de CO_2 , concluiu-se que os mesmos não apresentaram valores positivos durante os períodos diurnos, e a vegetação comportou-se como sumidouro de CO_2 . Os resultados mostraram também que a supressão da vegetação e o uso indiscriminado dos recursos naturais provocaram alterações no microclima da região, em especial nas áreas que já se encontram em estado avançado de degradação ambiental, sugerindo a necessidade de criação de políticas públicas de preservação e conservação do bioma.

7 REFERÊNCIAS

- AGAM, N.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; LI, F.; NEALE, C. M. U. A vegetation index based technique for spatial sharpening of thermal imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 107, p. 545 – 558, 2007.
- AGAM, N.; KUSTAS, W. P.; EVETT, S. R.; COLAIZZI, P. D.; COSH, M. H.; MCKEE, L. G. Soil heat flux variability influenced by row direction in irrigated cotton. *Advances in Water Resources*, v. 50, p. 31-40, 2012.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop Evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements – FAO. **Irrigation and drainage**. Rome – Italy, 318p. 1998.
- ALLEN, R. G. **Evapotranspiration for southwest Florida from satellite-based energy balance**. Rep. Prepared for Tampa Bay Water, Tampa Bay, FLA, 2002
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual** – Idaho Implementation, version 1.0, 2002.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 251 – 268, 2005.
- 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.
- ANDERSON, L. O.; LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E.; CARVALHO J. O. A. **Sensor MODIS: uma abordagem geral**. São José dos Campos, 2003.
- ANDERSON, L. O. **Classificação e monitoramento da cobertura vegetal do estado do Mato Grosso utilizando dados multitemporais do sensor MODIS**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos – São Paulo, 247p. 2005.

ANDERSON, M. C.; ALLEN, R. G., MORSE, A.; KUSTAS, W. P. Use of Landsat thermal imagery in monitoring evapotranspiration and managing water resources. **Remote Sensing of Environment**, v. 122, p. 50 – 65, 2012.

ANDRADE, R. G. **Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana de açúcar**. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa. Viçosa – Minas Gerais, 164p. 2008.

ARAÚJO, T. L.; DI PACE, F. T. Valores instantâneos da temperatura da superfície terrestre na Cidade de Maceió-AL utilizando imagens do satélite TM/Landsat 5. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 3, p. 104 – 111, 2010.

ARAUJO, A. L. **Calibração do balanço de radiação diário através de dados de superfície e de sensores orbitais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande – Paraíba, 115p. 2010.

ARAÚJO, A. L. **Operacionalização do Balanço de Energia e Evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais**. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande – Paraíba, 101p. 2014.

ARAUJO, F. S.; RODAL, M. J. N.; BARBOSA, M. R.A DE V.; MARTINS, F. R. **Repartição da flora lenhosa no domínio da Caatinga**. IN: ARAUJO, F. S. DE; RODAL, M. J. N.; BARBOSA, M. R. A DE V. (Org.). *Análise das variações da biodiversidade do bioma caatinga*. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente (MMA) - Secretaria de Biodiversidade e Florestas, p. 15 – 33. 2005.

BARBOSA, A. H. S.; CARVALHO, R. G.; CAMACHO, R. G. V. Aplicação do NDVI para a Análise da Distribuição Espacial da Cobertura Vegetal na Região Serrana de Martins e Portalegre – Estado do Rio Grande do Norte. **Revista do Departamento de Geografia da USP**. v. 33, p. 128 – 143, 2017.

BARKER, J. L.; HARDEN, M. K.; ANUTA, E. A.; SMID, J.; HOUGHT, D. **MODIS spectral sensivity study: requirements and characterization**. Washington – USA. 84p.1992,

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate**. PhD. Dissertation, CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, Netherlands, 272p. 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, p. 198 – 212, 1998.

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 the Indus Basin, Pakistan. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 94, p. 321 – 340, 2003.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**. v. 131, p. 85 – 93, 2005.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens Digitais TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, p. 305 – 317, 2008.

BEZERRA, M. V. C.; SILVA, B. B.; BEZERRA, B. G. Avaliação dos efeitos atmosféricos no albedo e NDVI obtidos com imagens de satélite. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, p. 709 – 717, 2011.

BEZERRA, J. M.; MOURA, G. B. A.; SILVA, B. B.; LOPES P. M. O.; SILVA E. F. F. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 18, p. 73 – 84. 2014.

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

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

BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer over the continental United States. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 49, n. 6, 2011.

BORGES, V. P. **Necessidades hídricas e produtividade de água da cultura do meloeiro irrigado na região de Mossoró – RN**. Tese (Doutorado em Meteorologia). Campina Grande – PB, 138p. 2011.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. Caatinga. Brasília, DF. 2014. Disponível em:< <http://www.mma.gov.br/biomas/Caatinga>>, Acessado em 03-03-2017.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the Atmosphere: theory, history and applications**. D. Reidel, 229 p. 1982.

CARVALHO, A. E.; GARIGLIO, M. A.; BARCELLOS, N. D. E. **Caracterização das áreas de ocorrência de desertificação no Rio Grande do Norte**. Natal: [s.n.], 2000.

CGEE – Centro de Gestão e Estudos Estratégicos. **Desertificação, degradação da terra e secas no Brasil**. 252p. 2016.

CERQUEIRA, M. A. **Balanco de energia na área de preservação ambiental da Ilha de Santa Rita/AL**, Dissertação (Mestrado em Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife – Pernambuco, 132p. 2012.

COELHO, V. H. R.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ALMEIDA, C. N.; LIMA, E. R. V.; MOURA, G. S. S. Dinâmica do uso e ocupação do solo em uma bacia hidrográfica do semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**; v. 18(1), p. 64 – 72, 2014.

COMPAORE, 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. **Physic and Chemistry of the Earth**, v. 33, p. 127 – 140, 2008.

CUNHA, A. P. M. A.; CANAVESI, V.; VIEIRA, R. M. S. P.; ALVALÁ, R. C. S. **Validação do albedo da superfície TERRESTRE obtido a partir de imagens do sensor modis em área de caatinga**. III SIC Simpósio Internacional de Climatologia. Canela, 2009.

DANTAS, F. R. C.; BRAGA, C. C.; SOUZA, E. P.; SILVA, S. T. A. DETERMINAÇÃO DO ALBEDO DA SUPERFÍCIE A PARTIR DE DADOS AVHRR/NOAA E TM/ LANDSAT-5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, p. 24 – 31, 2010.

DANTAS, H. R. **Degradação ambiental no município de Cerro Corá-RN por técnicas de geoprocessamento**. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal – RN, 53p. 2013.

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

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

DON, A.; SCHUMACHER, J.; FREIBAUER, A. Impact of tropical land-use change on soil organic carbon stocks – a metaanalysis. **Global Change Biology**, Oxford, v. 17, p. 1658 – 1670, 2011.

DUFFIE, J. A.; BECKMAN, W. A. **Solar engineering of thermal process**, 2nd Ed., Wiley, N. Y. 1991.

DUVEILLER, G.; HOOKER, J.; CESCATTI, A. The mark of vegetation change on Earth's surface energy balance. **Nature Communications**, v. 9, p. 001 – 012, 2018.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. 2015. Disponível em: http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/bioma_Caatinga. Acessado em 06 de abril de 2015.

FENG, H.; ZOU, B.; LUO, J. Coverage-dependent amplifiers of vegetation change on global water cycle dynamics. **Journal of Hydrology**, v. 550, p. 220 – 229, 2017.

FERNANDES, M. R. M.; MATRICARDI, E. A .T; ALMEIDA, A. Q.; FERNANDES, M. M. Mudanças do Uso e de Cobertura da Terra na Região Semiárida de Sergipe. **Floresta e Ambiente**, v. 22, p. 472 – 482, 2015.

FIELD, C. B.; RANDERSON, J. T.; MALMSTROM, C. M. Global net primary production: combining ecology and remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, v. 51, p. 74 – 88, 1995.

FOLHES, M. T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com bases em Sensores Remotos**. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais, São José dos Campos – São Paulo, 189p. 2007.

Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos – **FUNCEME**. Site. Disponível em: <<http://www.funceme.br>>. Acesso em: 24 jun. 2017.

GARBULSKY, M. F.; PENUELAS¹, J.; DARIO, P. ; ARDO, J.; GOULDEN, M. L.; KIELY, G.; RICHARDSON, A. D.; ROTENBERG, E.; VEENENDAAL, E. M.; FILELLA, I. Patterns and controls of the variability of radiation use efficiency and primary productivity across terrestrial ecosystems. **Global Ecology and Biogeography**, v. 19, p. 253 – 267, 2010.

GARIGLIO, M. A.; SAMPAIO E. V. S. B.; CESTARO L. A.; KAGEYAMA P. Y. **Uso Sustentável e Conservação dos Recursos Florestais da Caatinga**. Brasília, Distrito Federal, 369p. 2010.

GIONGIO, P. R. **Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por meio de técnicas de Sensoriamento Remoto**. Tese (Doutorado em Ciências), Universidade de São Paulo, São Paulo, 123p. 2011.

GUEDES, J. C. F. **Comparação de índices de vegetação no mapeamento da cobertura da terra no semiárido: estudo de caso no município de Martins/RN**. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal - RN, 87p. 2016.

GUSMÃO, A. C. 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, p. 1107 – 1114, 2012.

HEINSCH, F. A.; REEVES, M.; VOTAVA, P. ; KANG, S.; MILESI, C.; ZHAO, M.; GLASSY, J.; JOLLY, W. M.; LOEHMAN, R.; BOWKER, C. F.; KIMBALL, J. S.; NEMANI, R. R.; RUNNING, S. W. **User's Guide GPP and NPP (MOD17A2/A3) Products NASA MODIS Land Algorithm**. Montana University, 57p, 2003.

HEINSCH, F. A.; ZHAO, M.; RUNNING S. W.; KIMBALL , J.; NEMANI, R. R.; DAVIS, K. J.; BOLSTAD, P. V. ; COOK, B. D.; DESAI, A. R.; RICCIUTO, D. M.; LAW, B. E.; OECHEL, W. C.; KWON , H.; LUO, H.;WOFSY, S. C.; DUNN, A. L.; MUNGER, J. W.; BALDOCCHI, D. D.;

XU, L.; HOLLINGER, D. Y.; RICHARDSON, A. D.; STOY, P. C.; SIQUEIRA, M. B. S.; MONSON, R. K.; BURNS, S. P. ; FLANAGAN, L. B. Evaluation of Remote Sensing Based Terrestrial Productivity From MODIS Using Regional Tower Eddy Flux Network Observations. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, p. 1908 – 1925, 2006.

HERRMANN, V.; FREITAS, S. R. Atmospheric CO₂ budget over the Amazon Basin: The role of convective systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, p. 529 – 540, 2011.

HONG, S. H.; HENDRICKX, J. M. H.; BORCHERS, B. **Effect of scaling transfer between evapotranspiration maps derived from LandSat 7 and MODIS images**. Defense and Security. Orlando, Flórida – EUA. p. 147 – 158, 2005.

HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v. 25, p. 295 – 309, 1998.

HWANG, K.; CHOI, M.; LEE, S. O.; SEO, J-W. Estimation of instantaneous and daily net radiation from MODIS data under clear sky conditions: a case study in East Asia. **Irrigation Science**, v. 31, p. 1173 – 1184, 2012.

HUANG, J.; YU, H.; GUAN, X.; WANG, G.; GUO, R. Accelerated dryland expansion under climate change. **Nature Climate Change**, v. 6, p. 166 – 171, 2016.

HUANG, J.; YU, H.; DAI, A.; WEI, Y.; KANG, L. Drylands face potential threat under 2°C global warming target. **Nature Climate Change**, v. 7, p. 417 – 422, 2017.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2010. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/>. Acesso em 10 de fevereiro de 2015.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. Library of Congress Cataloging in Publication Data: Academic press Canada, 408p, 1984.

JAHAN, N.; GAN, T. Y. Developing a gross primary production model for coniferous forests of northeastern USA from MODIS data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 25, p. 11 – 20, 2013.

JIANG, L.; HARDEE, K. How do recent population trends matter to climate change?. **Population Action International**, v. 30, p. 287 – 312, 2011.

JIANG, Y.; ZHANG, J. H.; XU, X. DE; X.; DONG, Z. X. A GPP assimilation model for the southeastern Tibetan Plateau based on CO₂ eddy covariance flux tower and remote sensing data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 23, p. 213 – 225, 2013.

JIN, Z.; LIANG, W.; YANG, Y.; ZHANG, W.; YAN, J.; CHEN, X.; LI, S.; MO, X. Separating Vegetation Greening and Climate Change Controls on Evapotranspiration trend over the Loess Plateau. **Scientific Reports**. v. 7, p. 01 – 14, 2017.

JIN, M.; LIANG, S. An Improved Land Surface Emissivity Parameter for Land Surface Models Using Global Remote Sensing Observations. **Journal of Climate**, v. 19, p. 2867 – 2881, 2006.

KAUFFMAN, J. B.; HUGHES, R. F.; HEIDER, C. Carbon pool and biomass dynamics associated with deforestation, land use, and agricultural abandonment in the neotropics. **Ecological Applications**, v. 19, p. 1211 – 1222, 2009.

KIM, J.; HOGUE, T. S. Evaluation of a MODIS triangle-based evapotranspiration algorithm for semiarid regions. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 7, p. 1 – 19, 2013.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538-551, 1981.

KRUK, N. S.; VENDRAME, I. F.; ROCHA, H. R; CHOU, S. C.; CABRAL, O. Downward longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, p. 115 – 123, 2010.

LEAL, I. R.; TABARELLI, M.; SILVA, J. M. C. **Ecologia e Conservação da Caatinga**. Recife: Ed. Universitária da UFPE, 822 p, 2003.

LEITE, A. V. L.; MACHADO, I. C. Reproductive biology of woody species in Caatinga, a dry forest of northeastern Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 74, p. 1374 – 1380, 2010.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. **Remote Sensing of Environment**, v. 76, p. 213 – 238, 2000.

LIANG, S.; CHEN, M.; FANG, H.; STRAHLER, A. Validating MODIS land surface reflectance and albedo products: Methods and preliminary results. **Remote Sensing of Environment**. v. 83, p. 149 – 162, 2002.

LIMA, J. G. F. **Alterações micrometeorológicas causadas pelas mudanças do uso do solo no Seridó Potiguar**. Dissertação (Mestrado em Ciências Climáticas). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal – RN, 92p. 2017.

LINS, F. A. C.; ARAÚJO, D. C. S.; SILVA, J. L. B.; LOPES, P. M. O.; OLIVEIRA, J. D. A.; SILVA, A. T. Estimativa de parâmetros biofísicos e evapotranspiração real no semiárido pernambucano utilizando sensoriamento remoto. **Irriga e Inovagri**, Edição Especial, p. 64 – 75, 2017.

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

MATSUMOTO, K.; OHTA, T.; NAKAI, T.; KUWADA, T.; DAIKOKU, K.; IIDA, S.; YABUKI, H.; KONONOV, A. V.; VAN DER MOLEN, M. K.; KODAMA, Y.; MAXIMOV, T. C.; DOLMAN, A. J.; HATTORI, S. Responses of surface conductance to forest environments in the Far East. **Agricultural and Forest Meteorology** v. 148, p. 1926 – 1940, 2008.

MENDES, S. M. **Impactos das Mudança Climáticas na Disponibilidade Hídrica no Bioma Caatinga**. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente), Universidade Federal de Pernambuco, Recife – PE, 93p. 2015.

MIX, A. C.; CLARK, P. U.; SHAKUN, J. D.; MARCOTT, S. A. A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years. **Science**. v. 339, p. 1198 – 1201, 2013.

MONTEITH, J. L. “Solar radiation and productivity in tropical ecosystems,” **The Journal of Applied Ecology**, v. 9, p. 747 – 766, 1972.

MORAIS, I. C. B.; ARAÚJO, M. S. B.; MOURA, M. S. B. GALVÍNCIO, J. D.; MIRANDA, R. Q. Análise do Sequestro de Carbono em Áreas de Caatinga do Semiárido Pernambucano. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 585 – 599, 2017.

MOURA, M. A. L.; QUERINO, C. A. S. Variação sazonal do fluxo de calor no solo dentro de um manguezal tropical. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, p. 296 – 302, 2010.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S.W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, p. 1781 – 1800, 2011.

MUÑOZ-JIMÉNEZ, J. C.; SOBRINO, J. A.; GILLESPIE, A.; SABOL, D.; GUSTAFSON, W. T. Improved land surface emissivities over agricultural areas using ASTER NDVI. **Remote Sensing of Environment**. v. 103, p. 474 – 487, 2006.

NASA - MODIS Atmosphere, disponível em <http://www.modis.gsfc.nasa.gov>, acessado em dezembro de 2015.

NASCIMENTO, R. S. **Estimativa da variabilidade da quantidade de carbono absorvido pela Caatinga**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB, 114p. 2011.

NASCIMENTO, G. S. L. **Obtenção do saldo de radiação no estado do Ceará utilizando imagens MODIS**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 85p. 2012.

NEVES, D. J. D.; ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Estudo de caso de um Distúrbio Ondulatório de Leste sobre o Estado do Rio Grande do Norte – Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 490 – 505, 2016.

NICACIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco**.. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro - RJ, 337p. 2008.

NOBRE, C. A.; REID, J.; VEIGA, A. P. S. **Fundamentos Científicos das Mudanças Climáticas**. Rede Clima/INPE, São José dos Campos - SP, 2012.

OLIVEIRA, G.; MORAES, E. C. Validação do balanço de radiação obtido a partir de dados MODIS/TERRA na Amazônia com medidas de superfície do LBA. **Acta Amazonica**. v. 43, p. 353 – 363, 2013.

OLIVEIRA, M. B. L.; SANTOS, A. J. B.; MANZI, A. O.; ALVALÁ, R. C. S.; CORREIA, M. F.; MOURA, M. S. B.; Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 21, 166 – 174, 2006.

OLIVEIRA, G. DE; ARAUJO, M. B.; RANGEL, T. F.; ALAGADOR, D.; DINIZ-FILHO, J. A. F. Conserving the Brazilian semiarid (Caatinga) biome under climate change. **Biodiversity and Conservation**, v. 21, p. 2913 – 2926, 2012.

OLIVEIRA, J. R. **Modelagem espacial dos atributos do solo sob diferentes ocupações em uma microbacia perene de vertente do semiárido**. Dissertação (Mestrado em Manejo de Solo e Água) – Universidade Federal Rural do Semiárido, Mossoró, 102 p. 2016.

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

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G L.; SILVA, B.B.; MOURA, A. E. S. S. Balanço de radiação por sensoriamento remoto em bacia hidrográfica da zona da mata nordestina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, p. 16 – 28, 2015.

PAN, J.; LI, T. Extracting desertification from Landsat TM imagery based on spectral mixture analysis and Albedo-Vegetation feature space. **Natural Hazards**, v. 68, p. 915 – 927, 2013.

PAVÃO, V. M.; NASSARDEN, D. C. S.; PAVÃO, L. L.; MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S. Impacto da Conversão da Cobertura Natural em Pastagem e Área Urbana sobre Variáveis Biofísicas no Sul do Amazonas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 343 – 351, 2017.

PENG, X.; HEITMAN, J.; HORTON, R.; REN, T. Field evaluation and improvement of the plate method for measuring soil heat flux density. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 214, p. 341 – 349, 2015.

POCAS, I.; CUNHA, M. PEREIRA, L. S.; ALLEN, R. G. Using remote sensing energy balance and evapotranspiration to characterize montane landscape vegetation with focus on grass and pasture lands. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 21, p. 159 – 172, 2013.

PUN, M.; MUTIIBWA, D.; LI, R. Land Use Classification: A Surface Energy Balance and Vegetation Index Application to Map and Monitor Irrigated Lands. **Remote Sensing**, v. 9, p. 001 – 019, 2017.

RIBEIRO, K. **Mudança no uso do solo e emissões de gases de efeito estufa (GEE) em diferentes coberturas vegetais na Caatinga Brasileira**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental). Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, São Paulo. 92p. 2017.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, r. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 185 – 204, 2010.

REYNOLDS, J. F.; SMITH, D. M. S.; LAMBIN, E. F.; TURNER, B. L.; MORTIMORE, M.; BATTERBURYS, P. J.; DOWNING, T. E.; DOWLATABADI, H.; FERNANDEZ, R. J.; HERRICK, J. E.; SANNWALD, E.; JIANG, H.; LEEMANS, R.; LYNAM, T.; MAESTRE, F. T.; AYARZA M.; WALKER B. Global desertification: building a science for dryland development. **Science**, v. 316, p. 847 – 851, 2007

RODRIGUES, T. R. **Variabilidade interanual da sazonalidade de fluxos de energia e matéria em área de Cerrado na Baixada Cuiabana**. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá. 85p. 2011.

RUNNING, S. W.; BALDOCCHI, D. D.; TURNER, D. P.; GOWER, S. T.; BAKWIN, P. S.; HIBBARD, K. A. A GLOBAL TERRESTRIAL MONITORING NETWORK INTEGRATING TOWER FLUXES, FLASK SAMPLING. Ecosystem Modeling and EOS Satellite Data. **Global Terrestrial Monitoring Network**, v. 70, p. 108 – 127, 1999.

RUNNING, S. W.; NEMANI, R. R.; HEINSCH, F. A.; ZHAO, M.; REEVES, M.; HASHIMOTO, H. A continuous satellite-derived measure of global terrestrial primary production. **BioScience**, v. 54, p. 547 – 560, 2004.

SALOMONSON, V. V.; TOLL, D. L. Execution phase (C/D) spectral band characteristics of the EOS Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS-N) facility instrument. **Advances in Space Reserch**, v. 2, p. 231 – 236, 1990.

SALOMONSON, V. V.; BARKER, J. L. EOS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer: phase C/D status and comments on calibration and georeferencing approaches. In: **Annual AAS Guidance and Control Conference**, Keystone, 1992.

SAMAIN, O.; KERGOAT, L.; HIERNAUX, P.; GUICHARD, F. Analysis of the in situ and MODIS albedo variability at multiple time scales in the Sahel. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 113, p. 1 – 16, 2008.

SAMPAIO, E. V. S. B. **Caracterização da Caatinga e fatores ambientais que afetam a ecologia das plantas lenhosas**. In: SALES, V. C. (Org.). **Ecossistemas brasileiros: manejo e conservação**. Fortaleza: ExRECssao Gráfica e Editora, p. 129 – 142, 2003.

SANTOS, C. A. C.; COSTA, M. V. G.; SILVA, M. T.; SILVA, L. L.; SANTOS, F. A. C.; BEZERRA, B. G.; MEDEIROS, S. S. Obtenção de Parâmetros Ambientais na Região Semiárida da Paraíba por Dados MODIS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 633 – 647, 2017.

SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B. Obtenção dos fluxos de energia a superfície utilizando o algoritmo S-SEBI. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 365 – 374, 2010.

SANTOS, C. V. B.; **Modelagem espectral para determinação de fluxo de CO₂ em áreas de caatinga preservada e em regeneração**. Dissertação (Mestrado em Modelagem em Ciências da Terra e do Ambiente), Universidade Estadual de Feira de Santana, Feira de Santana – BA. 75p. 2017.

SANTOS, F. A. C. **Alterações no balanço radiativo e impactos climáticos decorrentes do uso da terra no estado de São Paulo**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB. 83p. 2011.

SANTOS, F. A. C. **Estimativa da evapotranspiração e fluxos de CO₂ em áreas de caatinga em recuperação e degradada no estado da Paraíba**. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB. 109p. 2015.

SANTOS, S. A.; CORREIA, M. F.; ARAGÃO, M. R. S.; SILVA, P. K. O. Aspectos da variabilidade sazonal da radiação, fluxos de energia e CO₂ em área de caatinga. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, p. 761 – 773, 2012.

SENA, J. C. L. **Estudo das componentes do balanço de energia em uma cultura de arroz irrigado no Sul do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria - RS, 55p, 2012.

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, p. 174 – 186, 2006.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 13, p. 201 – 211, 2005.

SILVA, B. B.; SILVA, S. T. A.; GOMES, H. B. Alterações climáticas decorrentes de mudanças no uso da terra mediante sensoriamento remoto. **Mercator**, v. 9, p. 91 – 106, 2010.

SILVA, R. M.; SILVA, L. P.; SANTOS, C. A. G.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Estimation of evapotranspiration in Brigida river basin (Brazil) by satellite remote sensing. **IAHS-AISH Publication**, Melbourne, v. 344, p. 208 – 214, 2011.

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

SILVA, R. M. P.; LIMA, J. R.; MENDONÇA, I. F. C. Alteração da cobertura vegetal na Sub-Bacia do Rio Espinharas de 2000 a 2010. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 18, p. 202 – 209, 2014.

SILVA, K. S. T.; ALMEIDA, A. N.; SILVA, T. S. F. Influência de determinantes ambientais na vegetação da caatinga. **Sociedade e Território**, v. 29, p. 183 – 198. 2017.

SOUZA P.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **International Journal of Climatology**. **V. 29**, p. 2091–2105, 2009.

SOUZA, L. S. B.; MOURA, M. S. B.; SEDIYAMA, G. C.; SILVA, T. G. F. Balanço de radiação em ecossistema de Caatinga preservada durante um ano de seca no semiárido Pernambucano. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v. 08, p. 41 – 55, 2015.

STRAHLER, A.; MUCHONEY, D.; BORAK, J.; FRIEDL, M.; GOPAL, S.; LAMBIN, E.; MOODY, A. **MODIS land cover and land-cover change products algorithm theoretical basis document (ATBD)**. Center for Remote Sensing, Department of Geography, Boston - USA, 72p. 1999.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. Ph.D. (Dissertation), University of Idaho, Moscow, 357p. 2003.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L. Satellite-Based Energy Balance to Assess Within-Population Variance of Crop Coefficient Curves. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 131, p. 94 – 109, 2005.

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

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; AHMAD, M. D.; BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low Middle Sao Francisco River Basin, Brasil: calibration and validation. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 149, p. 462 – 476, 2009.

TELLES, J.; SAMII, M. V.; DOLL, C. E. Overview of TDRSS. **Advances in Space Research**, v. 16, p. 1267 – 1276, 1995.

TURNER, D.P. ; RITTS, W.D.; COHEN, W.B.; GOWER, S.T.; ZHAO, M.S.; RUNNING, S.W.; WOFSY, S.C.; URBANSKI, S.; DUNN, A.L.; MUNGER, J.W. Scaling Gross Primary Production (GPP) over boreal and deciduous forest landscapes in support of MODIS GPP product validation. **Remote Sensing of Environment**, v. 88, p. 256 – 270, 2003.

TURNER, D. P.; RITTS, W. D.; COHEN, W. B.; GOWER, S. T.; RUNNING, S. W.; ZHAO, M.; COSTA, M. H.; KIRSCHBAUM, A. A.; HAM, J. M.; SALESKA, S. R. D. E. Evaluation of

MODIS NPP and GPP products across multiple biomes. **Remote Sensing of Environment**, v. 102, p. 282 – 292, 2006.

UNITED NATIONS. **Environment Management Group. Global drylands: a UN system-wide response**. Geneve, SW. 132p. 2011.

VALOR, E.; CASELLES, V. Mapping Land surface emissivity from NDVI: application to European, African, and South American areas. **Remote Sensing of Environment**, v. 57, p. 167 – 184, 1996.

VELLOSO, A. L.; SAMPAIO, E. V. S. B.; PAREYN, F. G. (Ed). **Ecorregiões do bioma Caatinga. Resultados do Seminário de Planejamento Ecorregional da Caatinga – 1a Etapa**. Brasilia The Nature Conservancy/Associação Plantas do Nordeste, 75p. 2002.

XIAO, X., HOLLINGER, D., ABER, J. D., GOLTZ, M., DAVIDSON, E. A., & ZHANG, Q. Y. Satellite-based modeling of gross primary production in an evergreen needleleaf forest. **Remote Sensing of Environment**, v. 89, p. 519 – 534, 2004a.

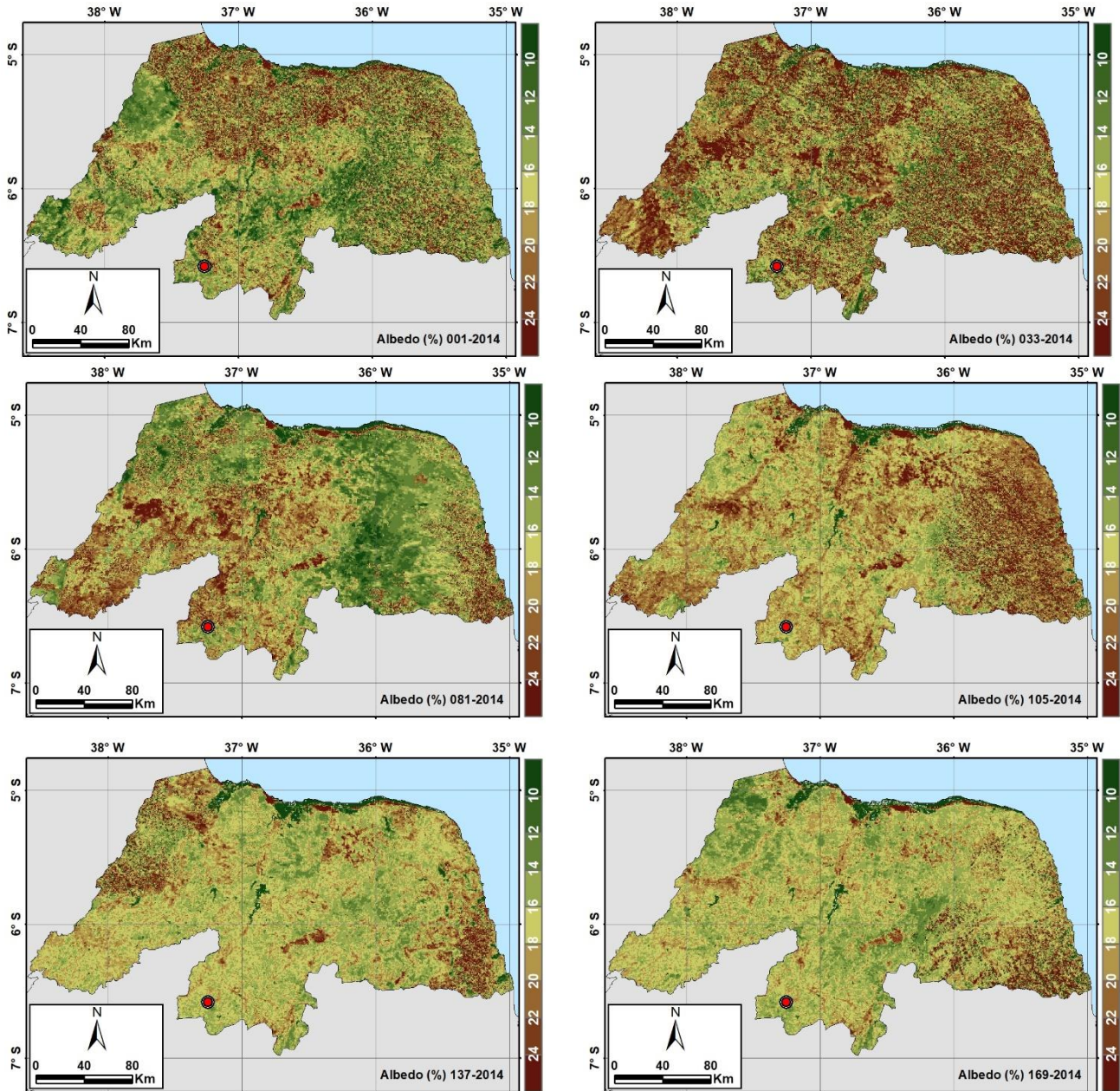
XIAO, X.; ZHANG, Q.; BRASWELL, B.; URBANSKI, S.; BOLES, S.; WOFSY, S.; MOORE III, B.; OJIMA, D. Modeling gross primary production of temperate deciduous broadleaf forest using satellite images and climate data. **Remote Sensing of Environment**. v. 91, p. 256 – 270. 2004b.

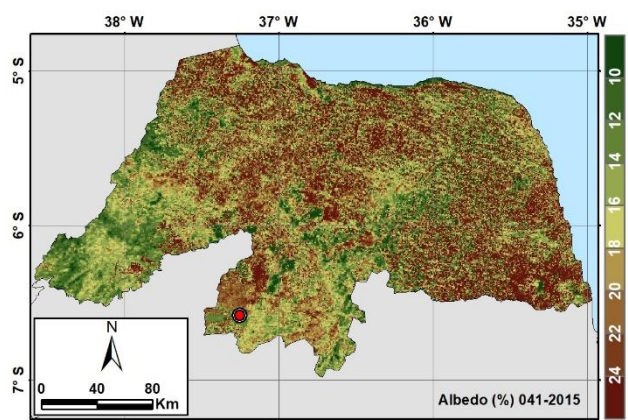
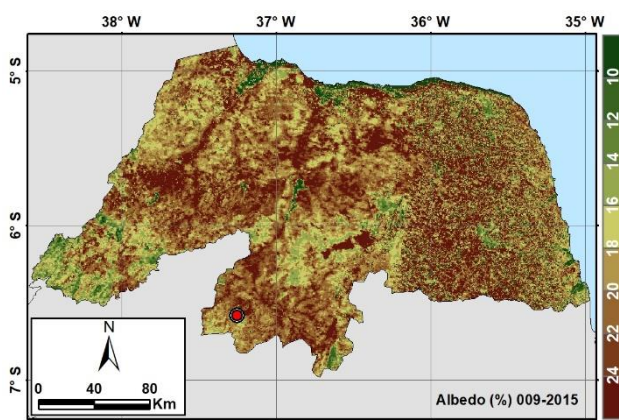
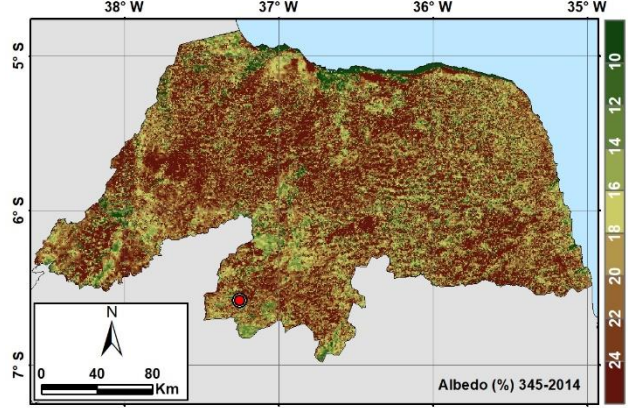
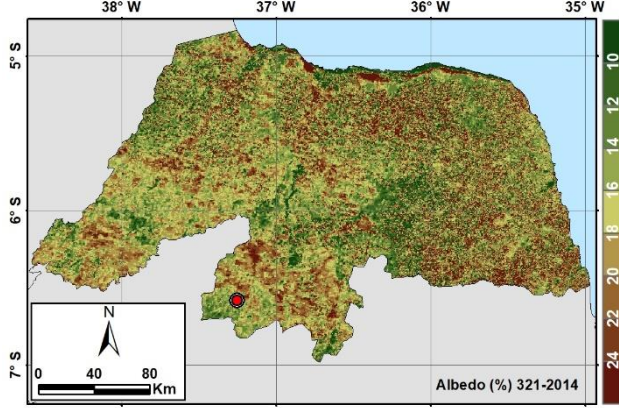
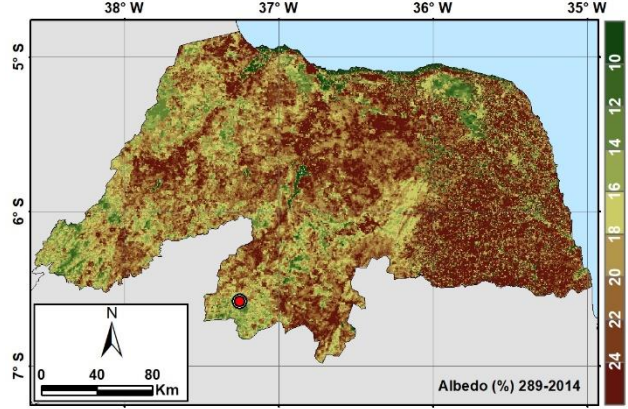
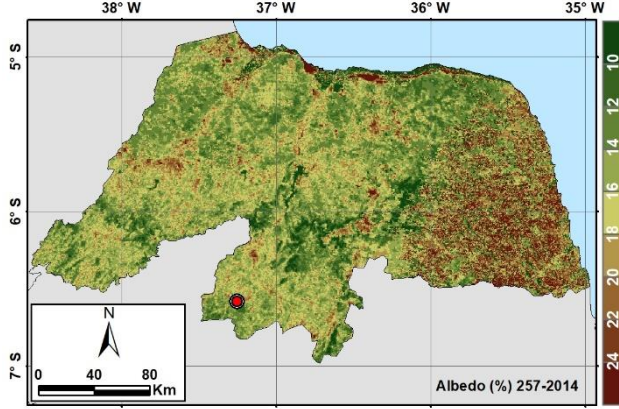
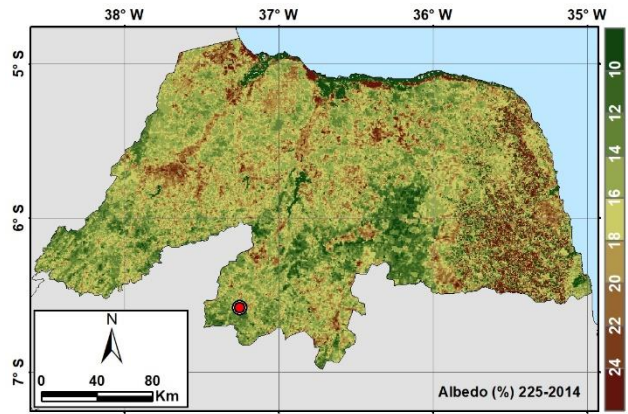
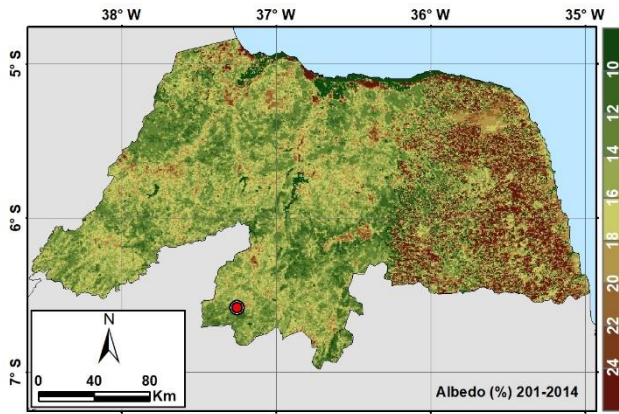
WEBER, S.; GRAF, A.; HEUSINKVELD, B. G. Accuracy of soil heat flux plate measurements in coarse substrates – Field measurements versus a laboratory test. **Theoretical and Applied Climatology**. v. 9, p. 109 – 114, 2007.

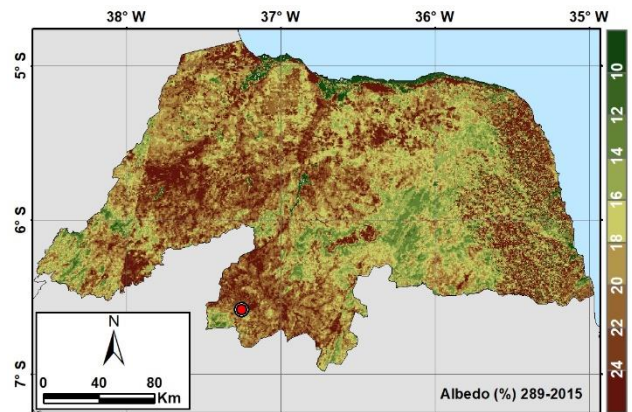
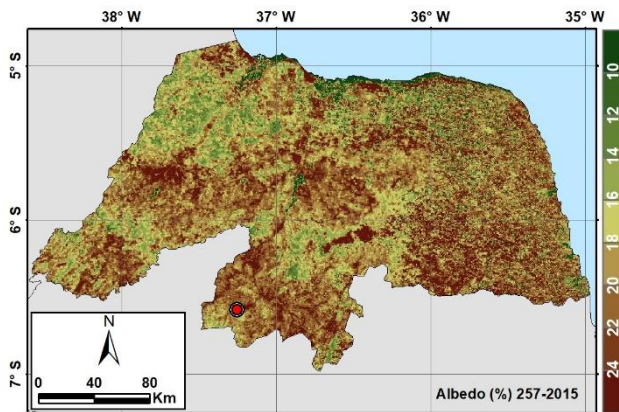
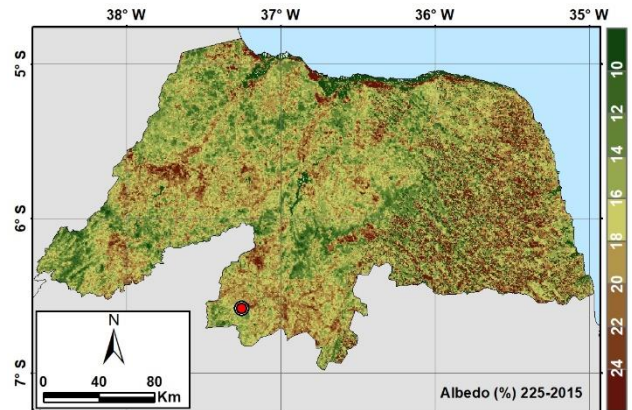
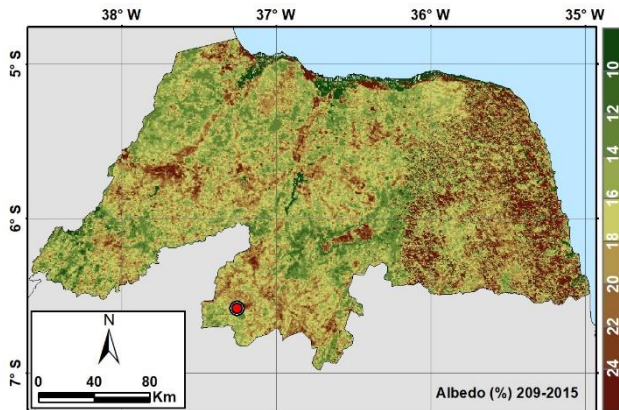
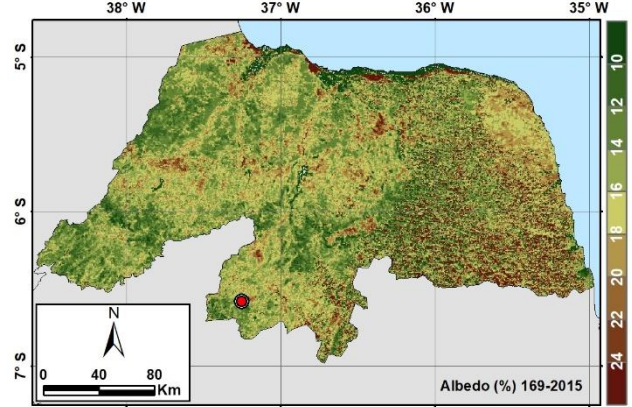
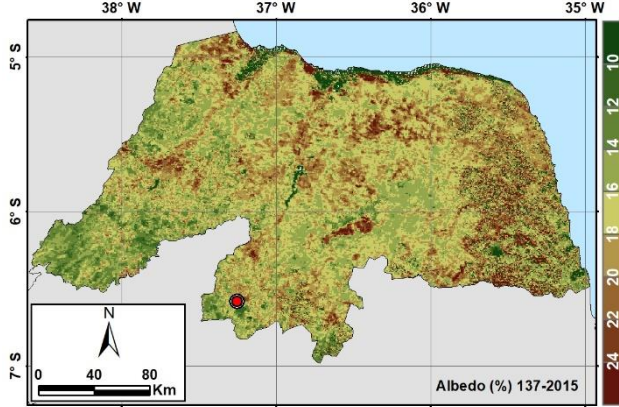
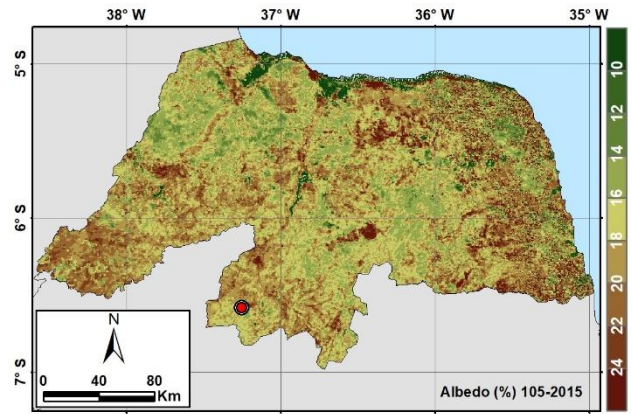
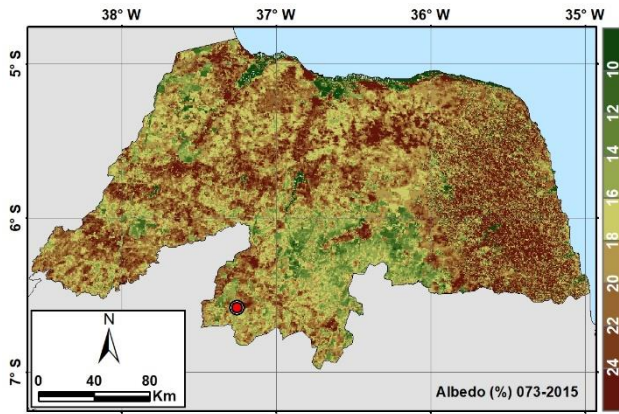
WEBER, E. J. **Estimativa e mapeamento da radiação solar incidente em superfícies com topografia heterogênea na zona de produção vitivinícola Serra Gaúcha**. Tese (Doutorado em Fitotecnia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Porto Alegre, 2011.

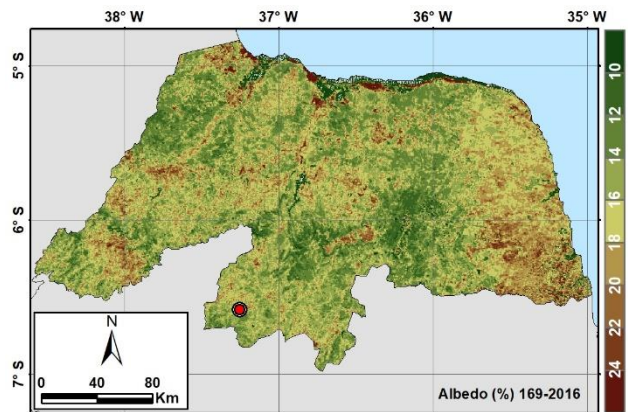
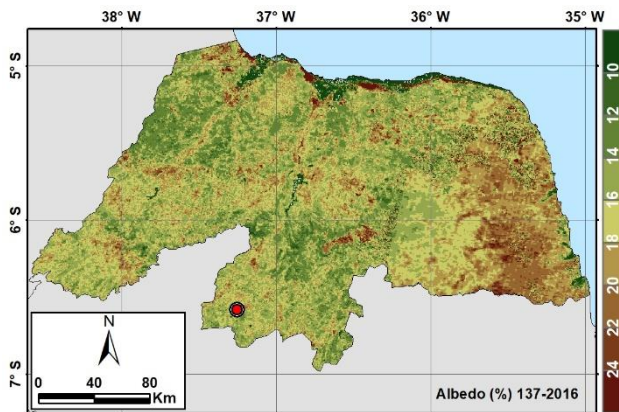
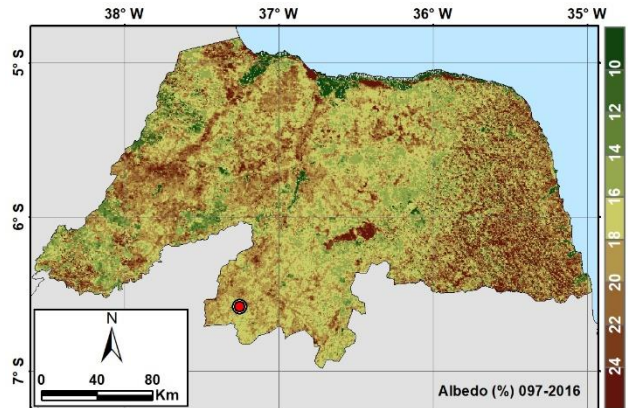
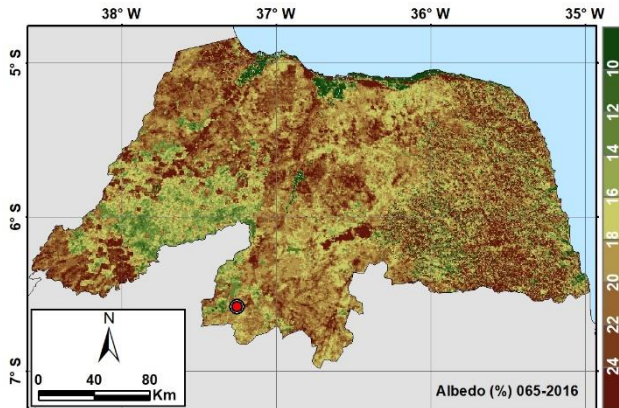
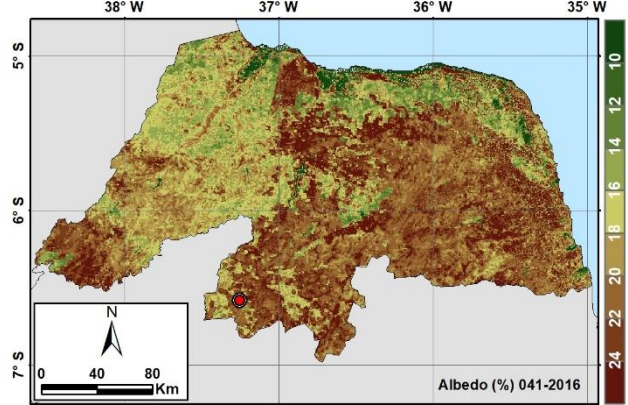
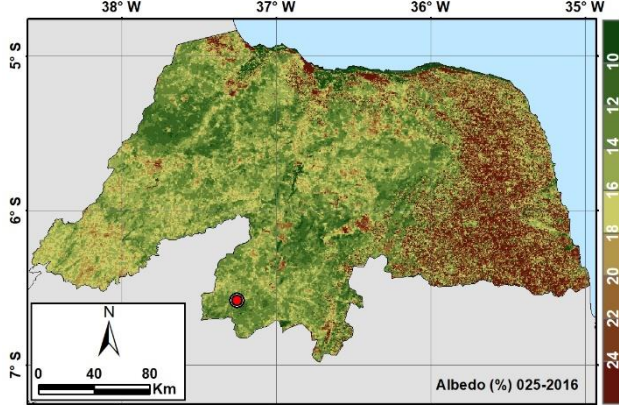
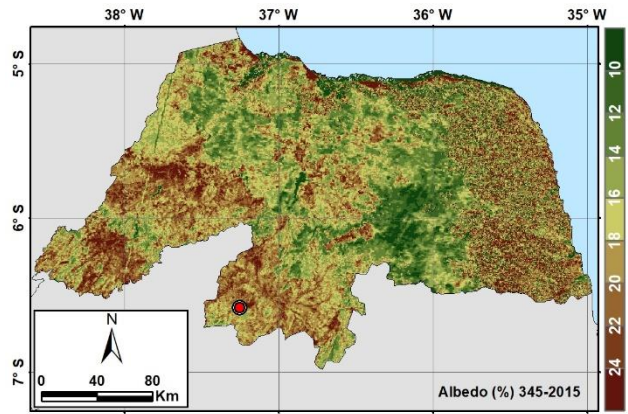
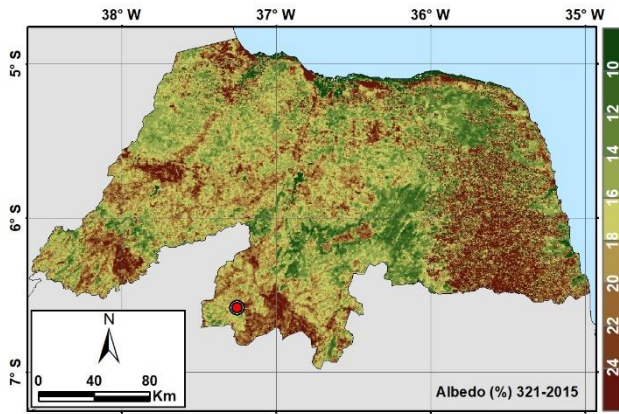
ANEXO 1

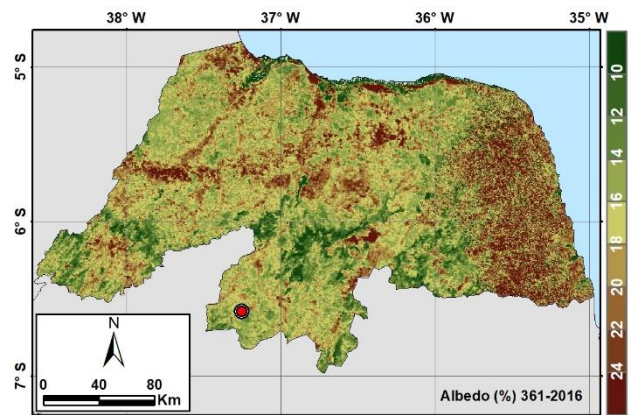
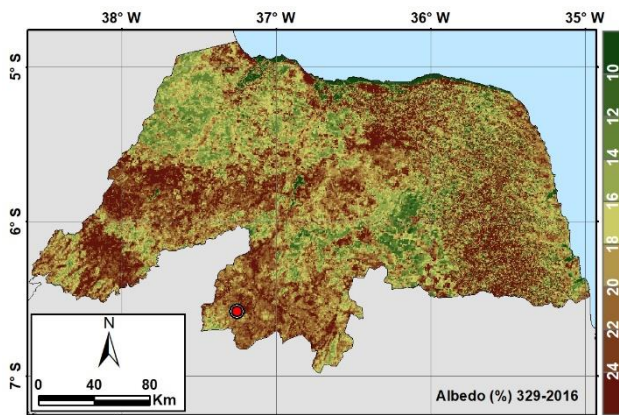
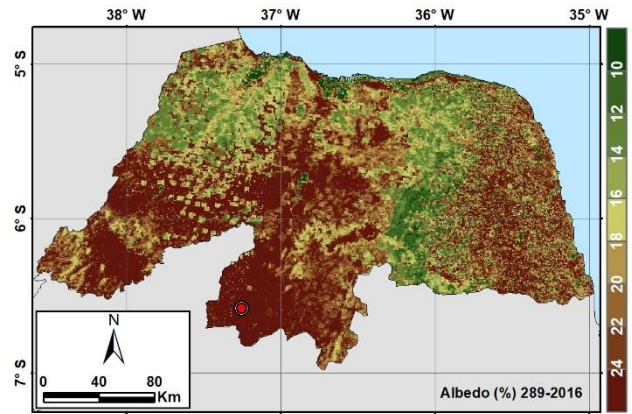
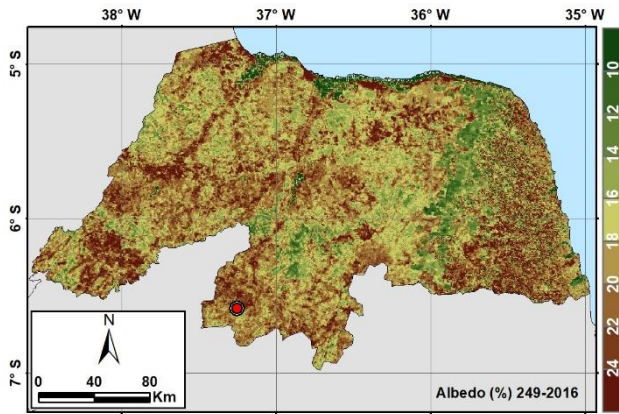
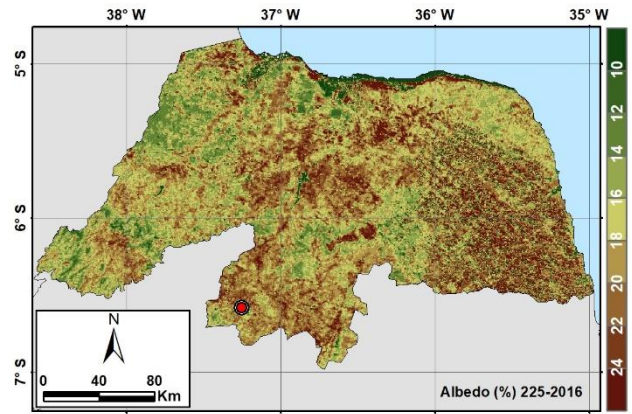
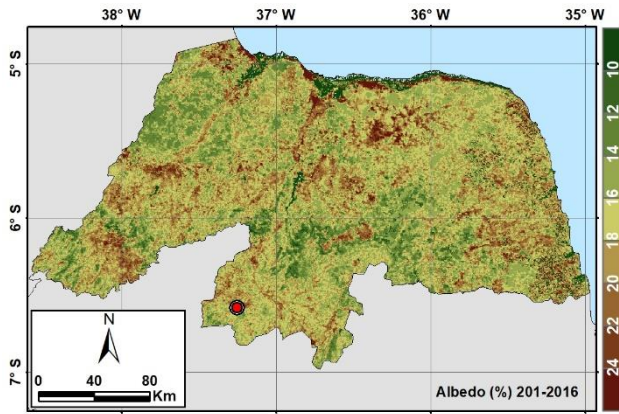
Distribuição espacial e temporal do albedo da superfície, para os DSA estudados nos anos de 2014 a 2016, pela metodologia apresentada em Tasumi et al. (2008). O ponto em destaque representa o local de instalação da torre micrometeorológica.





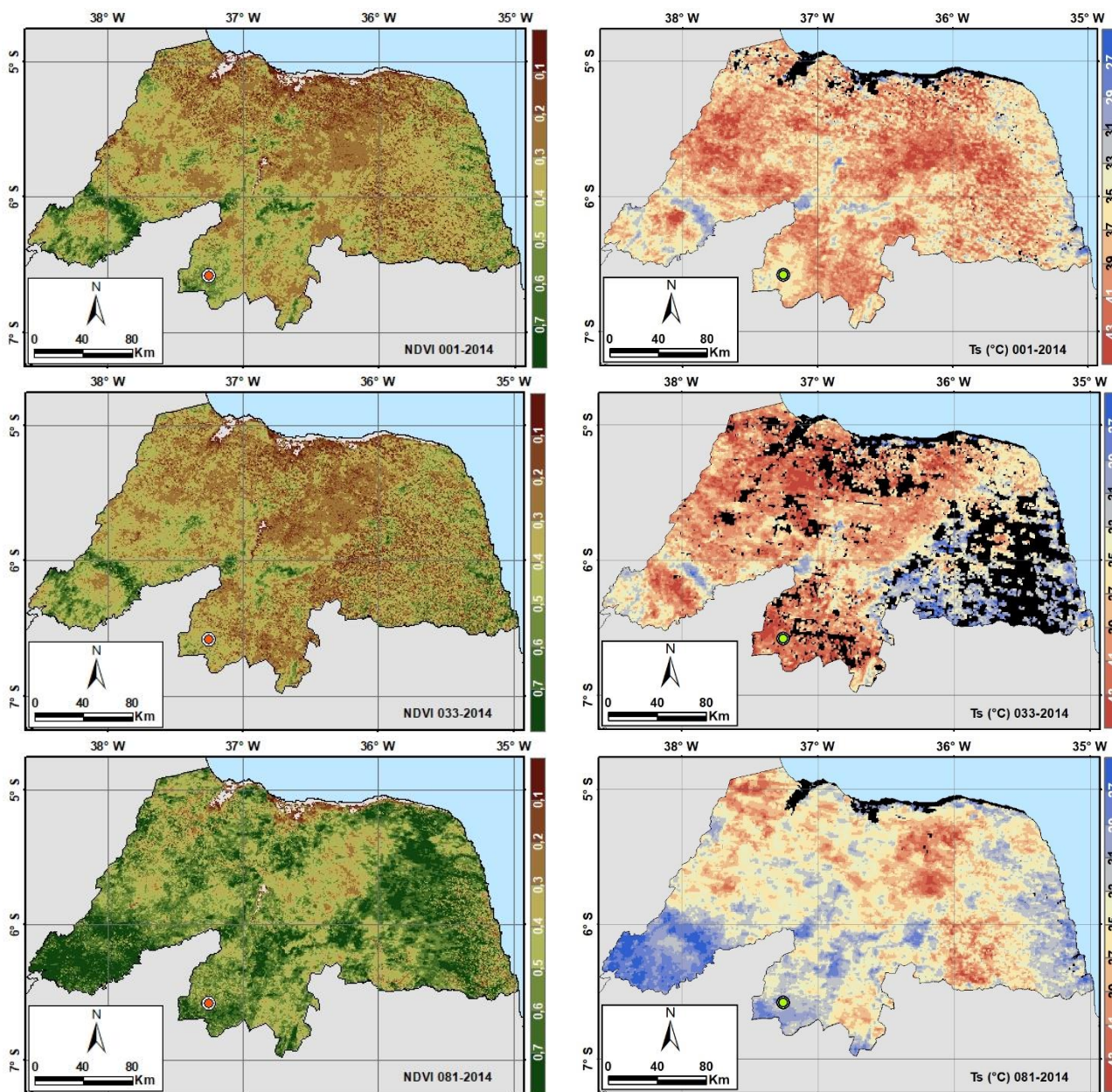


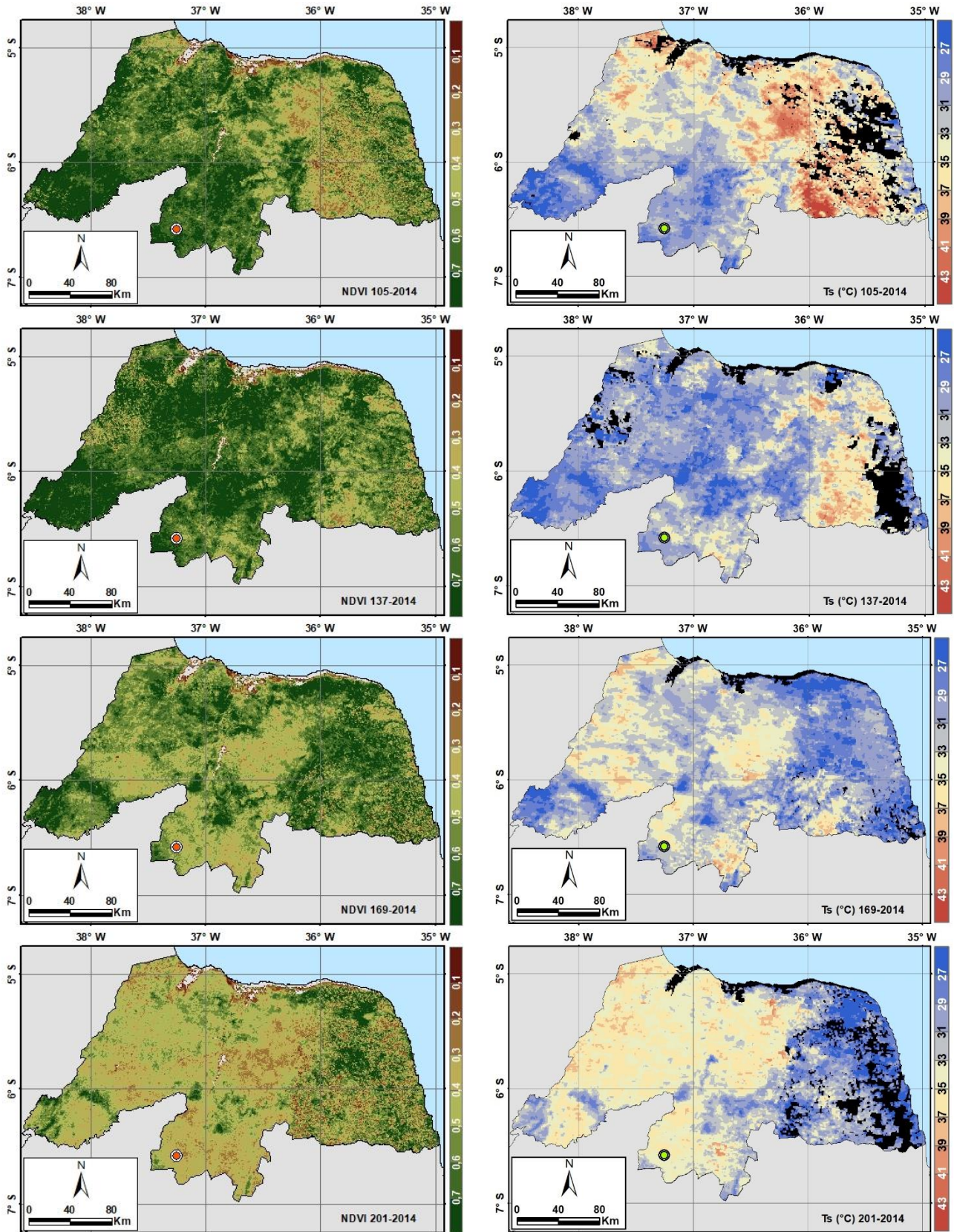


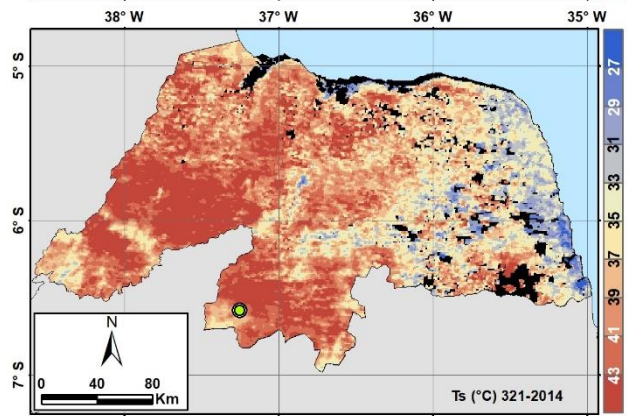
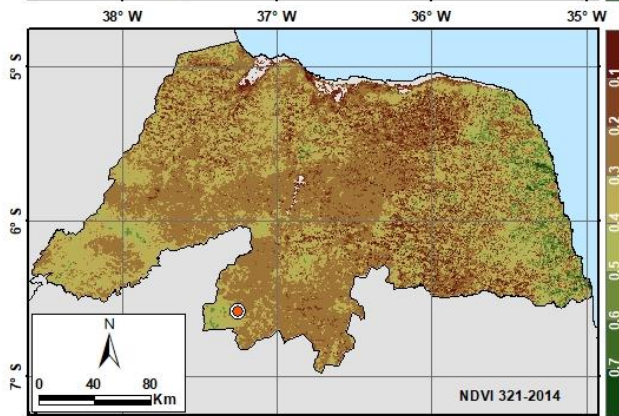
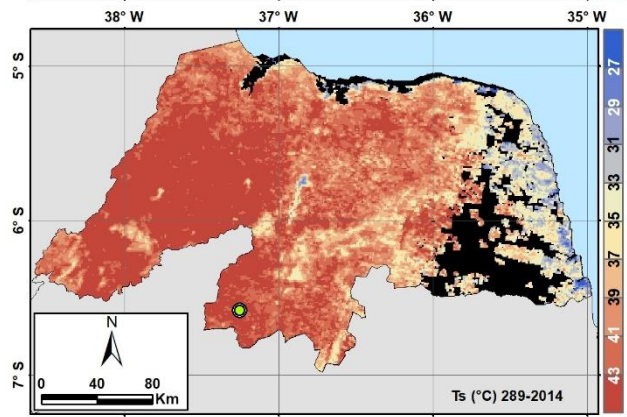
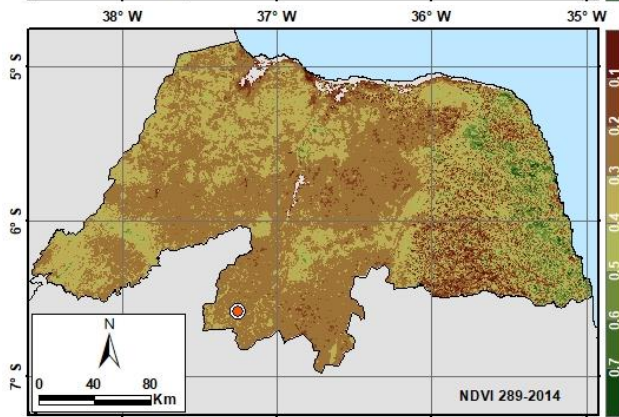
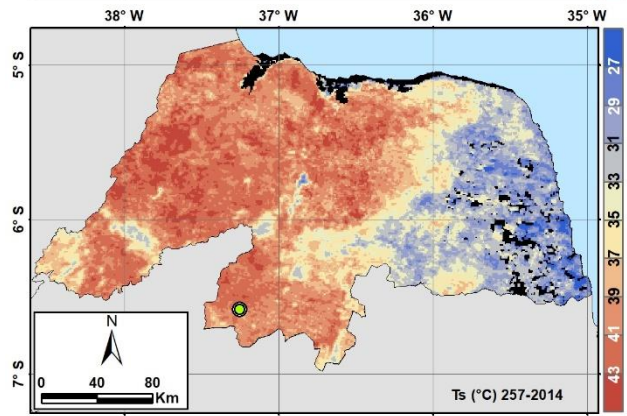
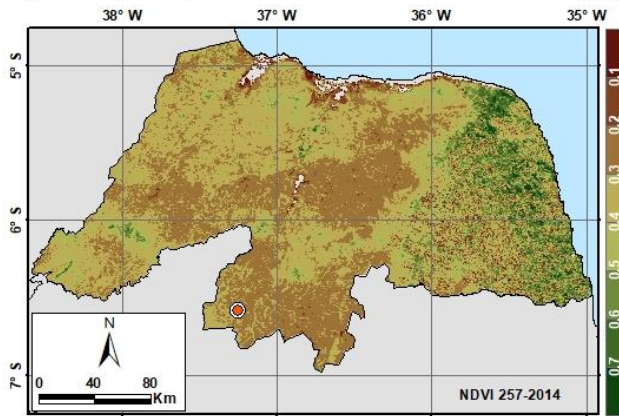
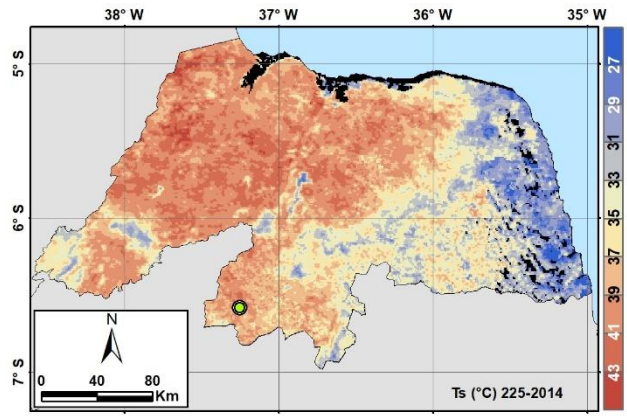
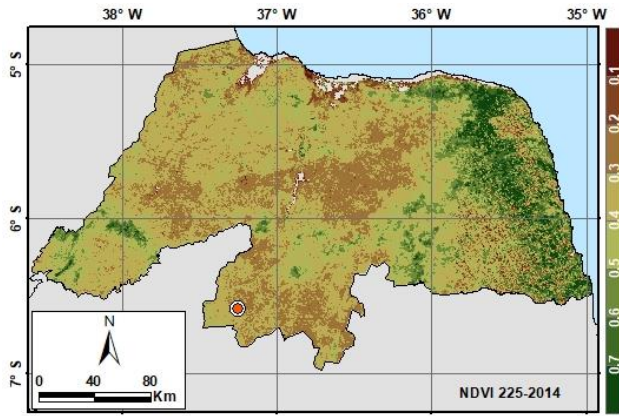


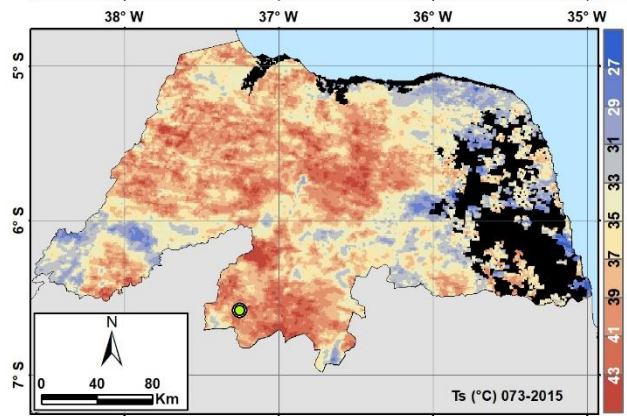
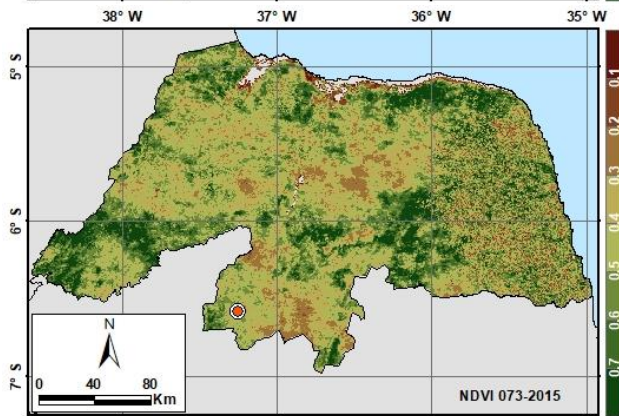
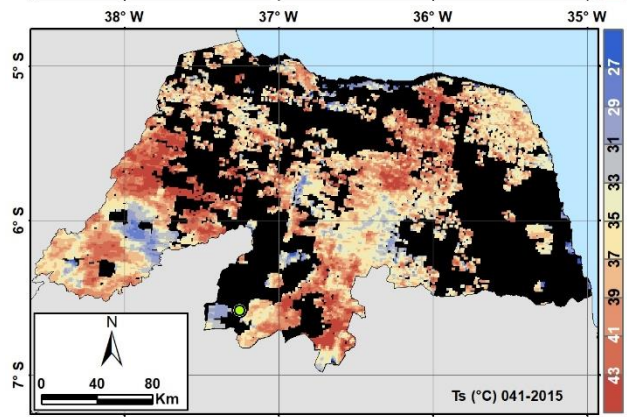
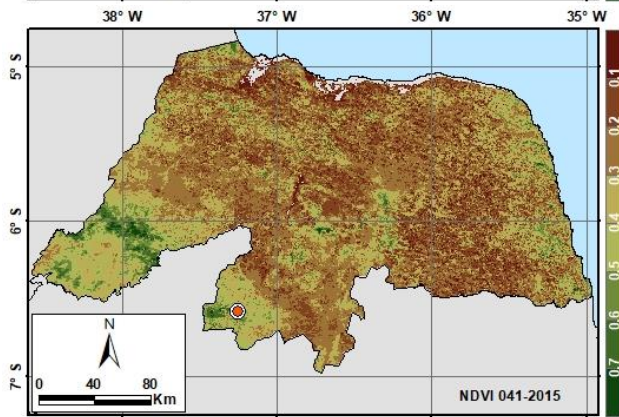
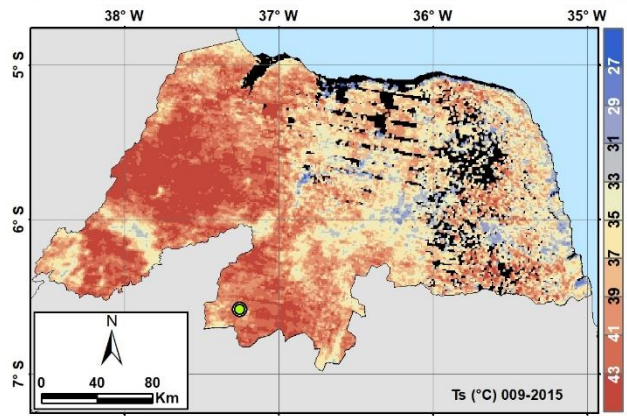
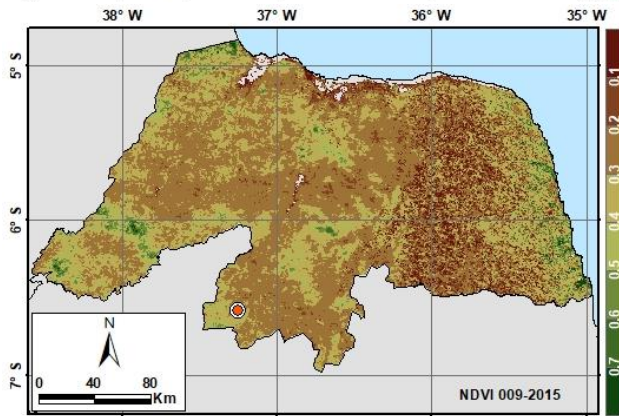
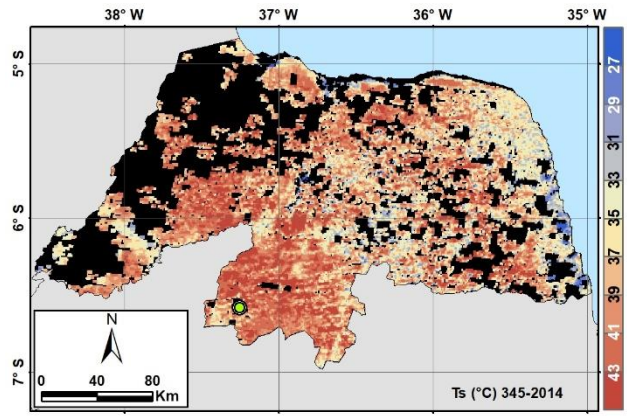
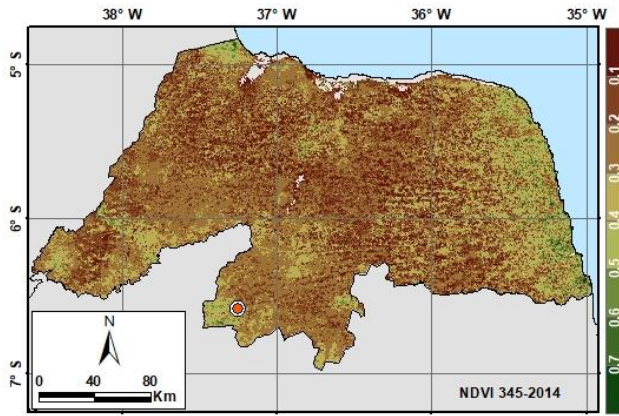
ANEXO 2

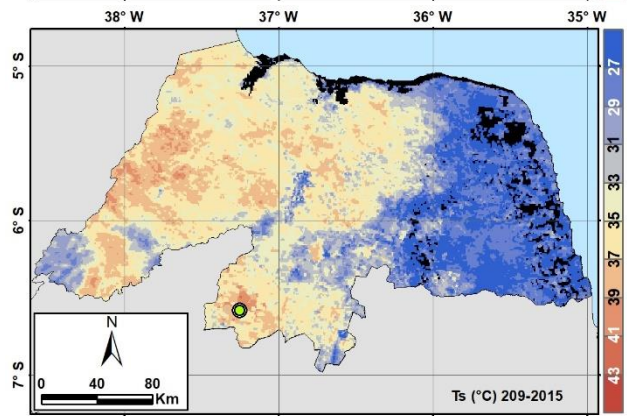
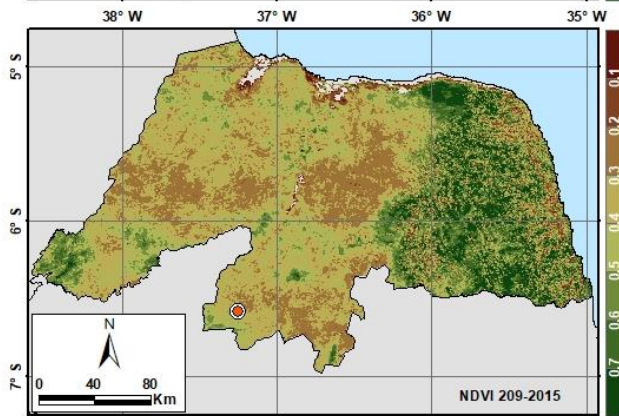
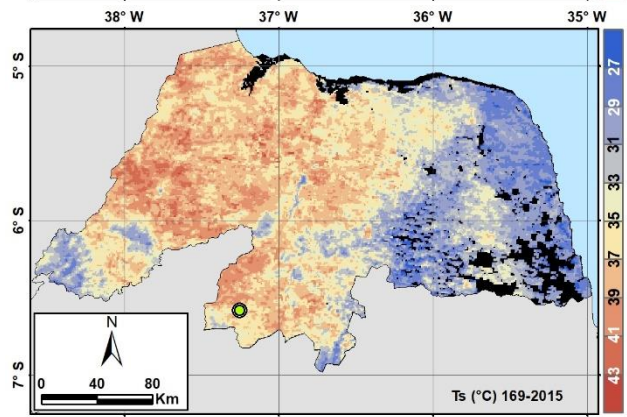
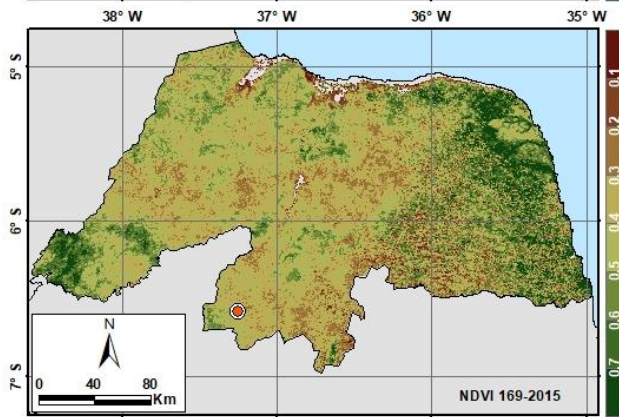
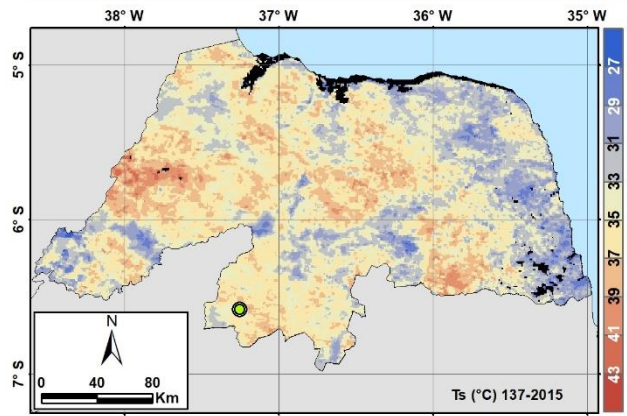
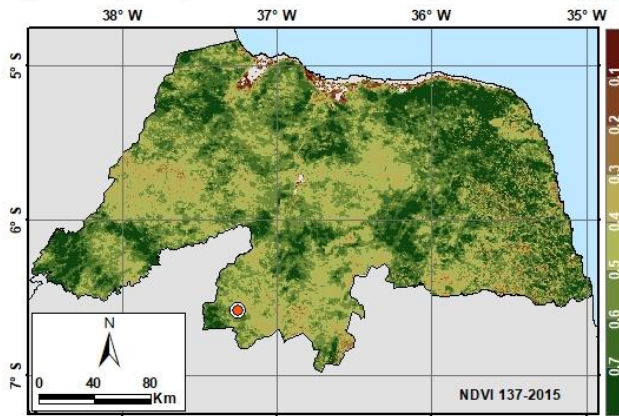
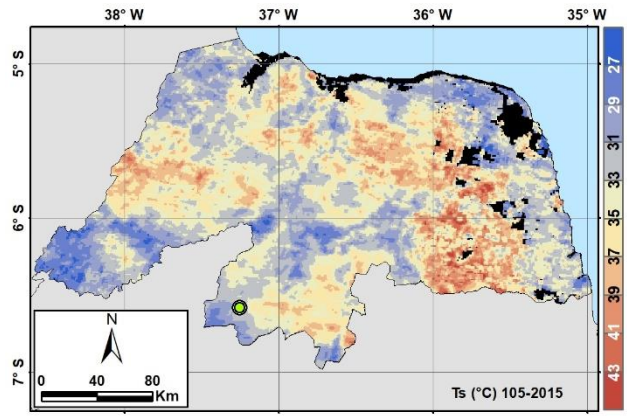
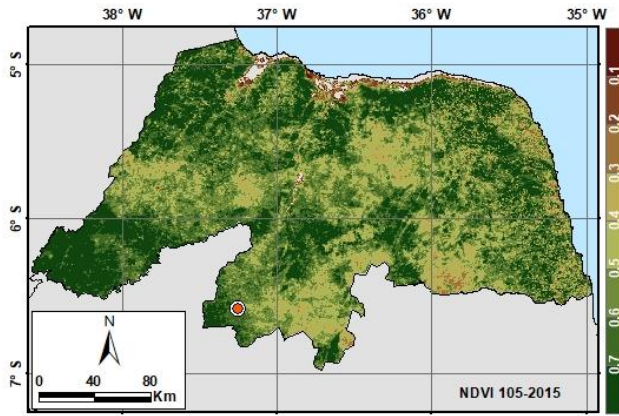
Distribuição espacial e temporal do *NDVI* (esquerda) e T_s (direita), obtidas via sensoriamento remoto para o estado do Rio Grande do Norte nos DSA estudados nos anos de 2014 a 2016. O ponto em destaque representa a localização da torre micrometeorológica.

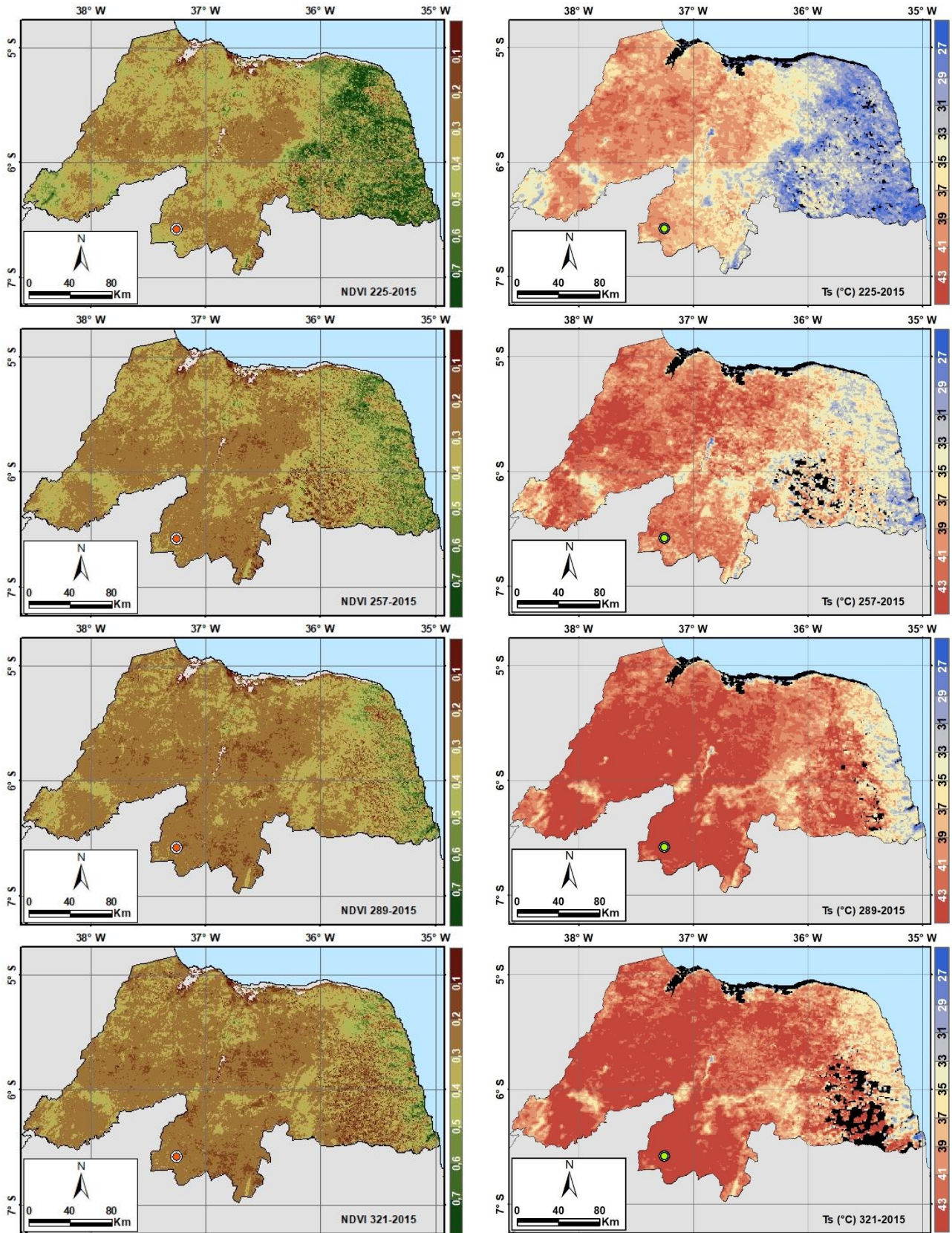


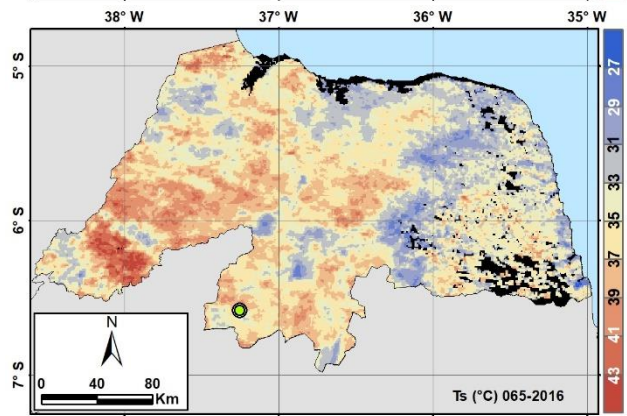
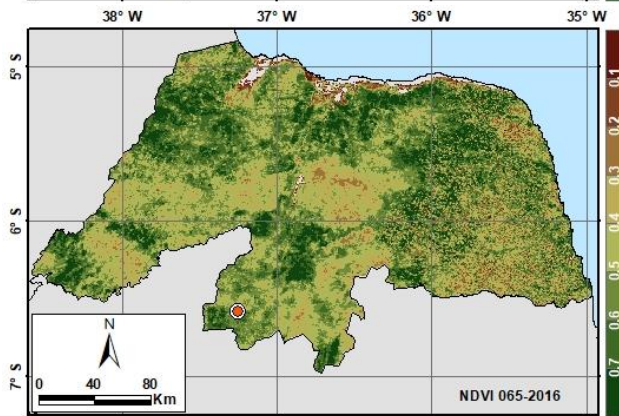
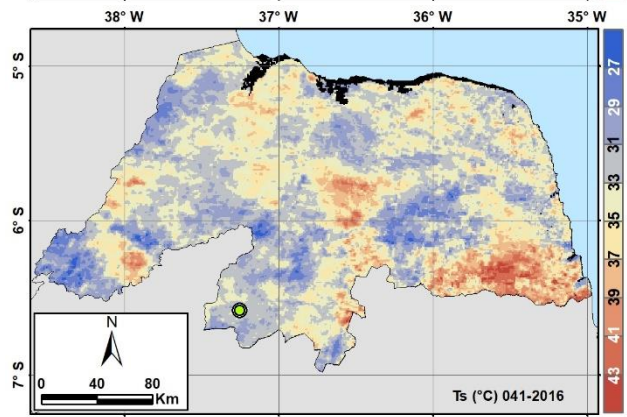
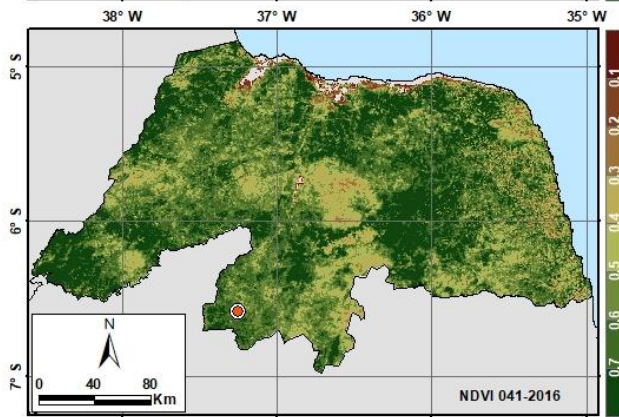
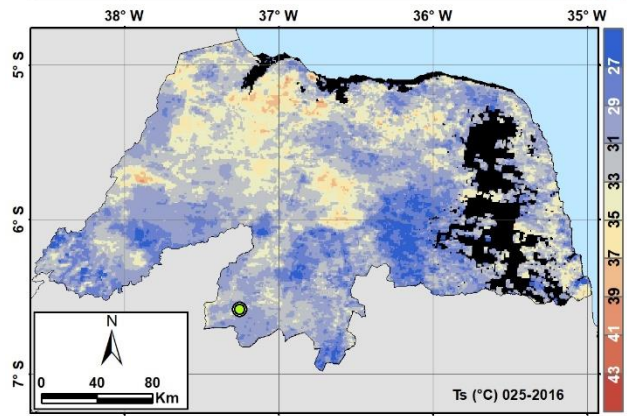
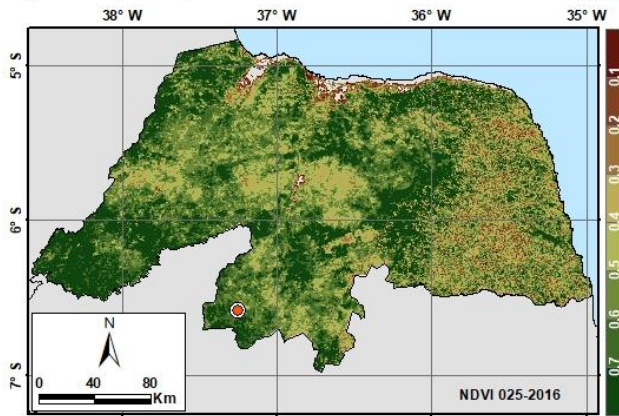
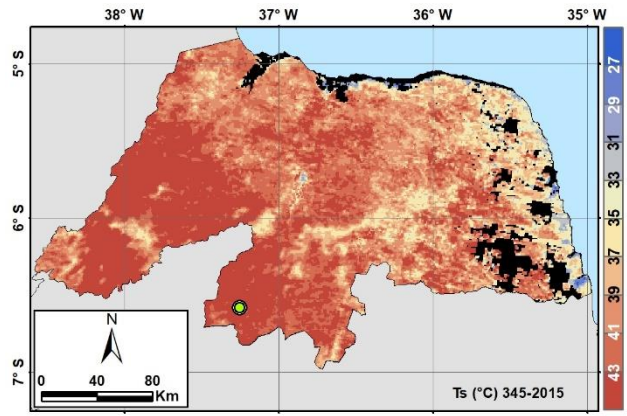
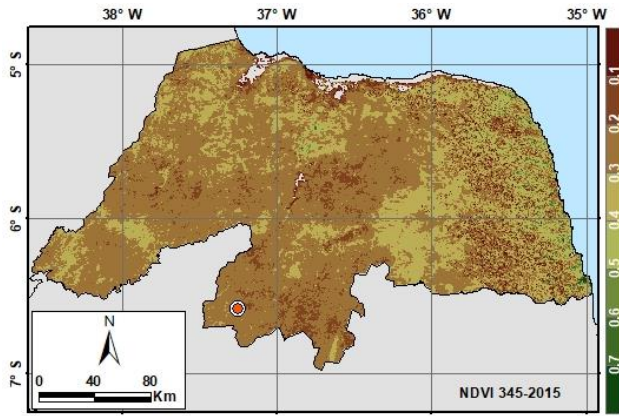


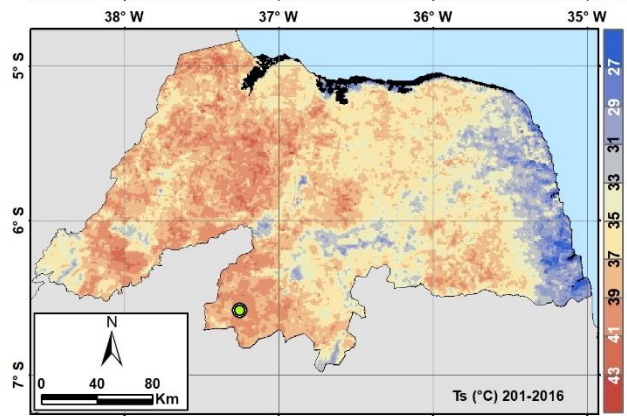
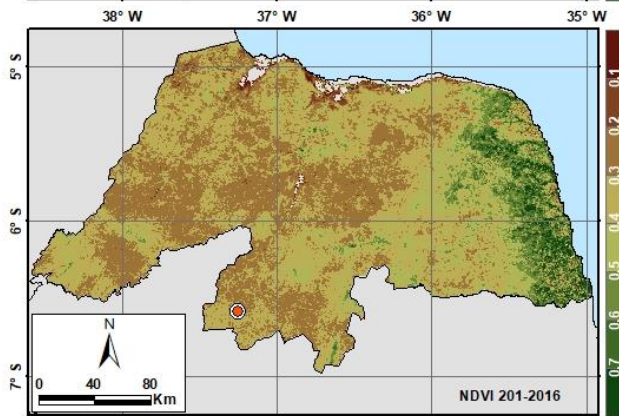
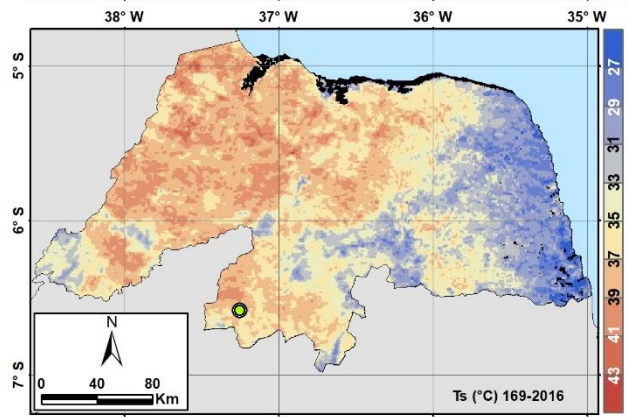
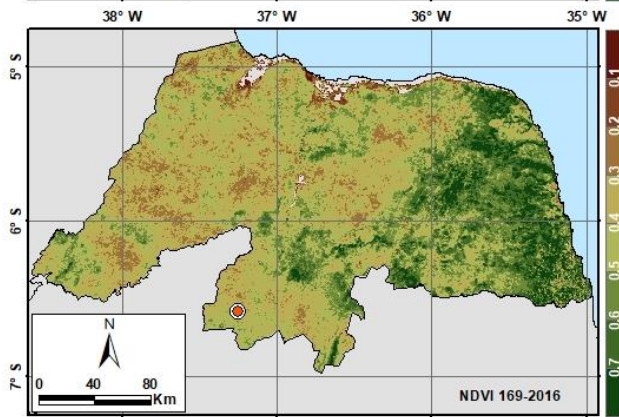
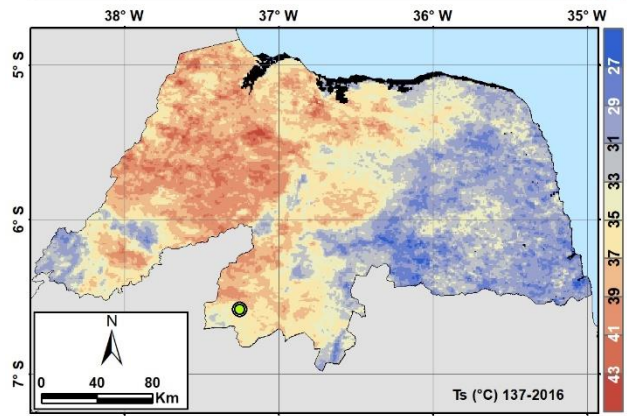
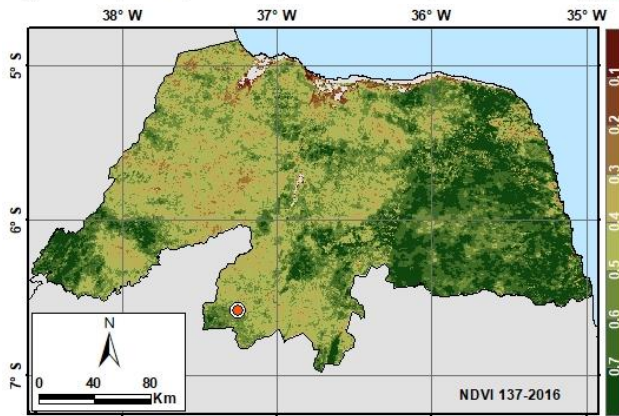
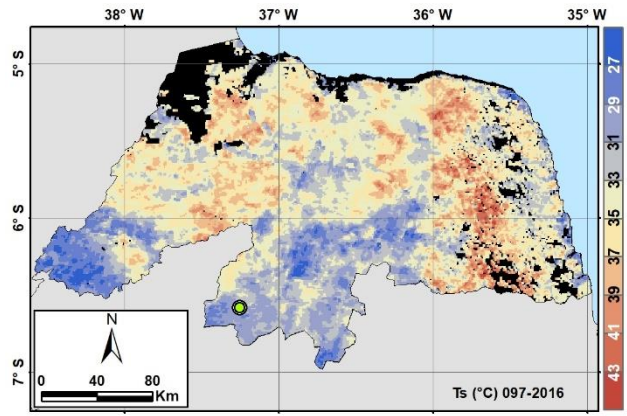
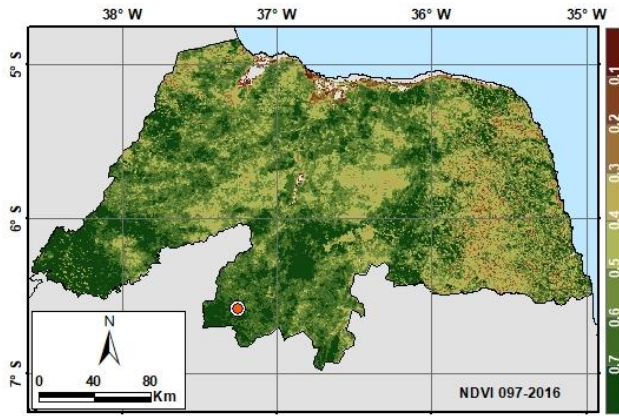


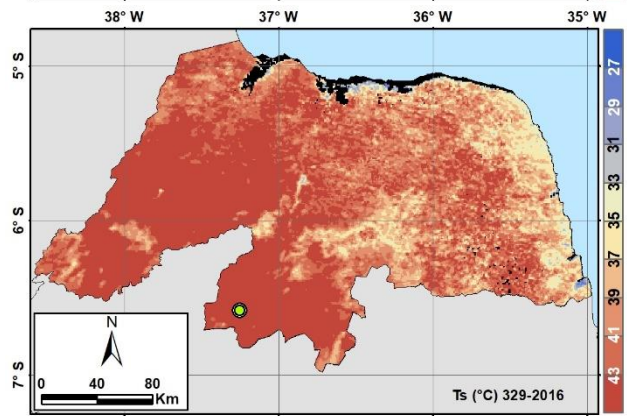
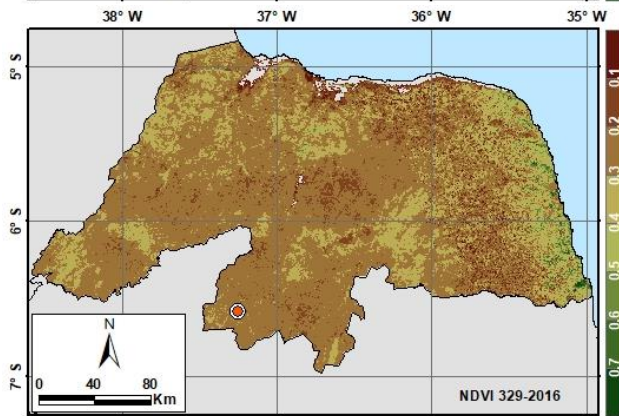
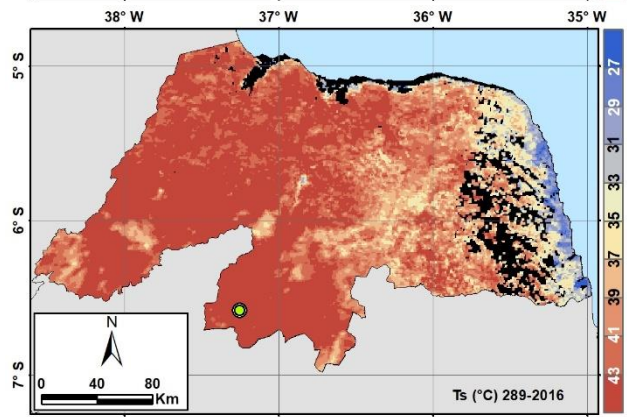
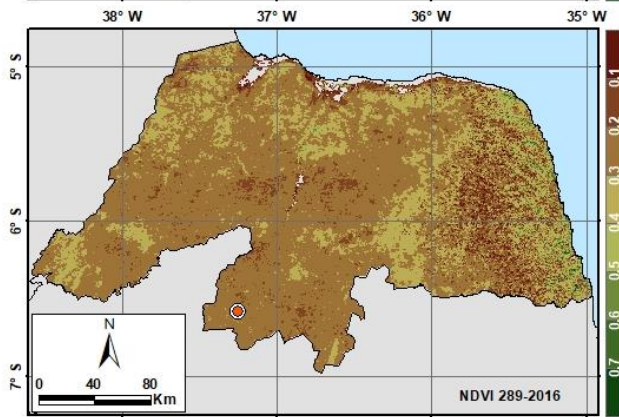
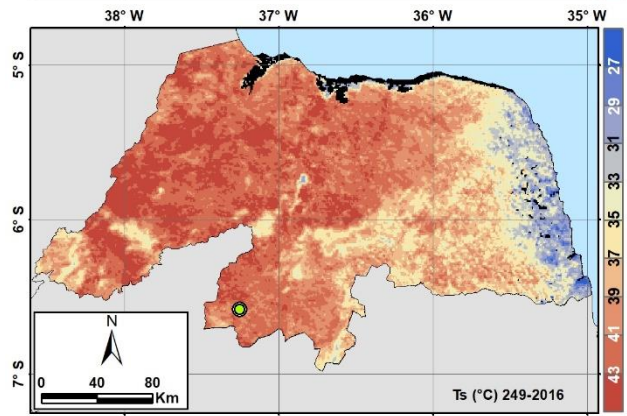
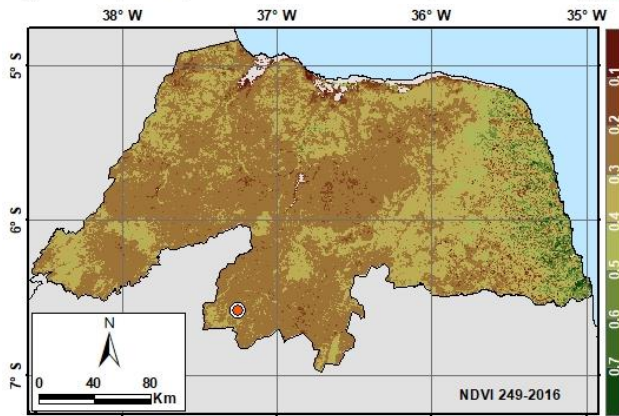
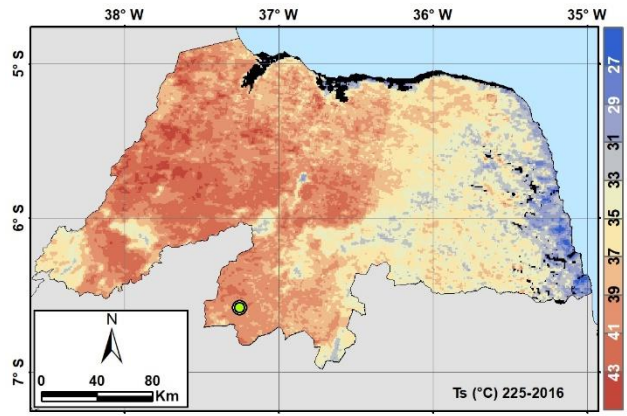
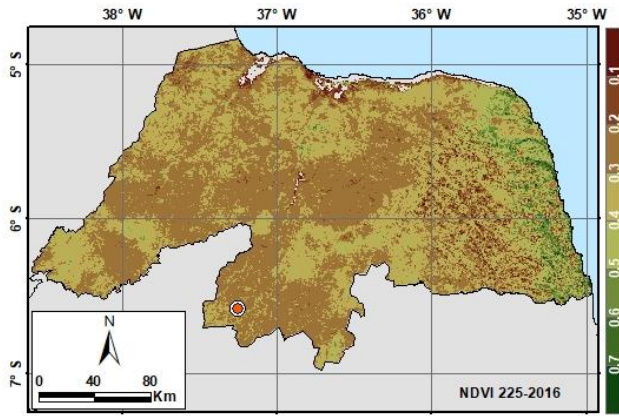


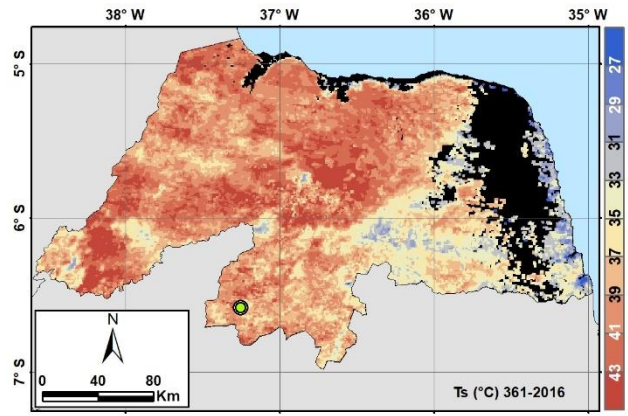
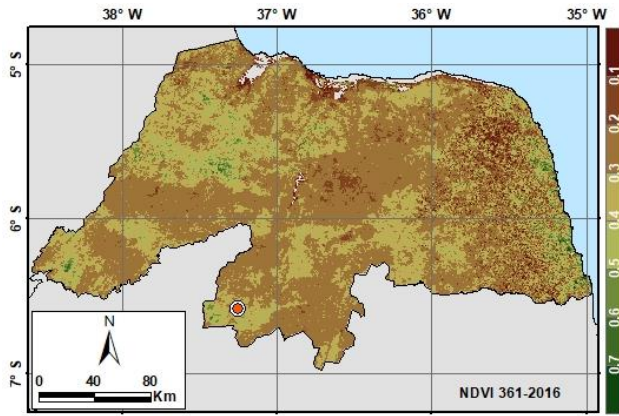






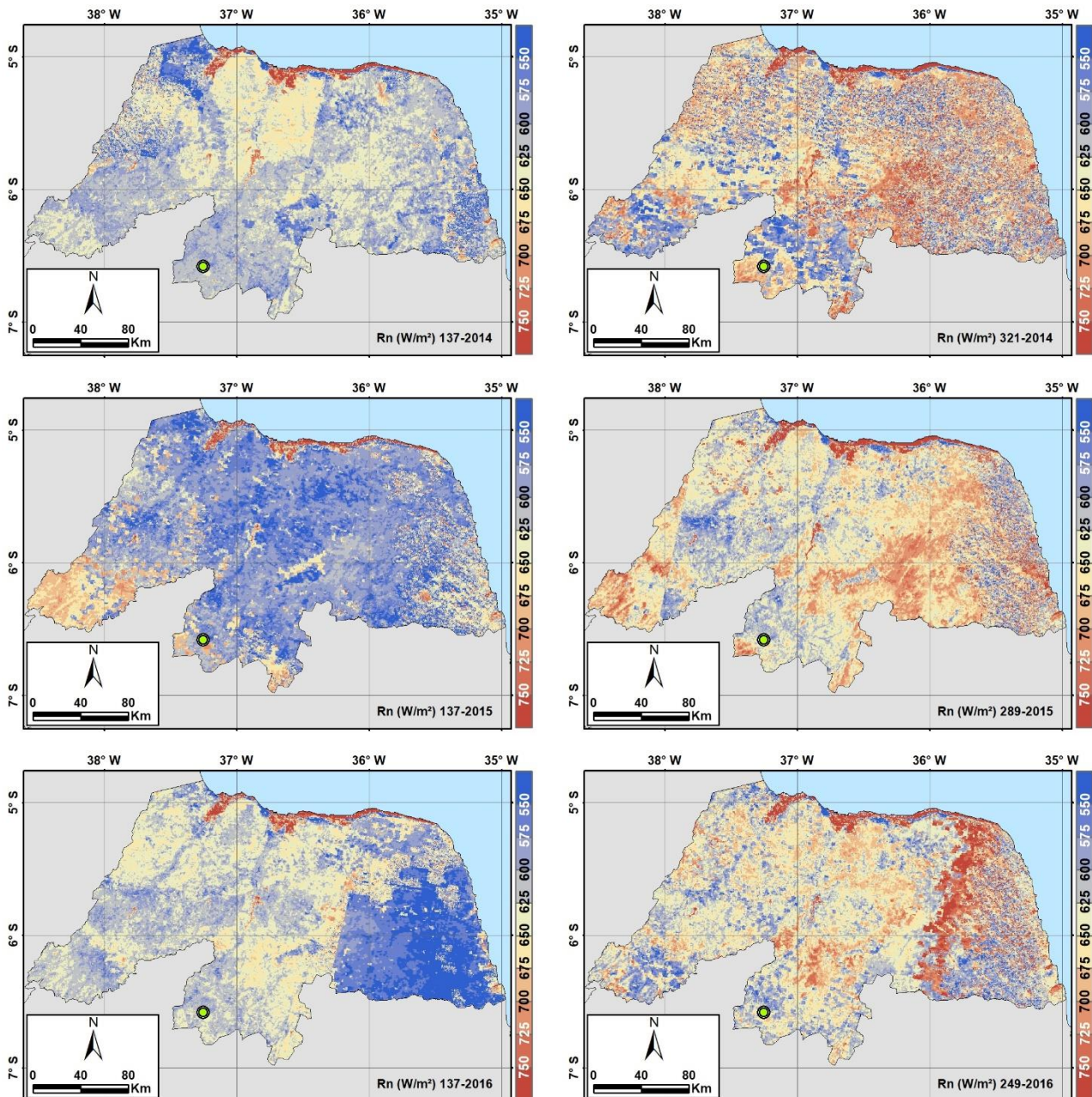






ANEXO 3

Distribuição espacial e temporal do balanço de radiação, para alguns dos DSA estudados nos anos de 2014 a 2016, pela metodologia M1. Na esquerda dias compreendido num período chuvoso e a direita no período seco. O ponto em destaque, representa o local de instalação da torre micrometeorológica.



ANEXO 4

Distribuição espacial da evapotranspiração estimada em $mm\ dia^{-1}$ nos DSA do estudo.

