

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

TESE

MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA PARA ESTIMATIVA
DO SALDO DE RADIAÇÃO NO SERTÃO PERNAMBUCANO

ROCHELE SHEILA VASCONCELOS

RECIFE/PE/BRASIL
Março/2015



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

MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA PARA ESTIMATIVA DO
SALDO DE RADIAÇÃO NO SERTÃO PERNAMBUCANO

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal Rural de Pernambuco como parte das exigências para obtenção do título de Doutor em Engenharia Agrícola.

RECIFE/PE/BRASIL
Março/2015

ROCHELE SHEILA VASCONCELOS

**MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA PARA ESTIMATIVA DO
SALDO DE RADIAÇÃO NO SERTÃO PERNAMBUCANO**

Defesa de Tese Aprovada em: 23 de fevereiro de 2015

Orientador:

Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura
Orientador

Examinadores:

Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva
Examinador externo

Prof^a Dr^a. Leijdane Maria Maciel de Oliveira
Examinadora externa

Prof. Dr. Fabrício Marcos Oliveira Lopes
Examinador interno

Prof. Dr. Ênio Farias França e Silva
Examinador interno

Ficha catalográfica

V331m Vasconcelos, Rochele Sheila
Modelos de transmissividade atmosférica para estimativa
do saldo de radiação no sertão pernambucano / Rochele
Sheila Vasconcelos. – Recife, 2015.
113 f. : il.

Orientador(a): Geber Barbosa de Albuquerque Moura.
Tese (Pós-Graduação em Engenharia Agrícola) –
Universidade Federal Rural de Pernambuco, Departamento
de Engenharia Agrícola, Recife, 2015.
Referências.

1. Radiação solar 2. Albedo 3. Código 6s
I. Moura, Geber Barbosa de Albuquerque, orientador
II. Título

CDD 630

AGRADECIMENTOS

A Deus, por ter me concedido todas as oportunidades de crescimento profissional e pessoal na minha vida.

À Universidade Federal Rural de Pernambuco pela oportunidade da realização deste doutorado e à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola.

À CAPES pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa de auxílio.

Ao orientador, Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura, pela qualidade na orientação imprescindível ao trabalho, a amizade, compreensão e ensinamentos que me servirão para o resto da vida.

Ao Dr. Bernardo Barbosa da Silva e Dr. Fabrício Marcos Oliveira Lopes pela inestimável ajuda em muitas etapas deste trabalho e pelos ensinamentos e amizade.

Aos professores, Dr. Ênio Farias França e Silva e a Dr. Leidjane Maria Maciel de Oliveira, pela disponibilidade para participação na banca examinadora.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, pelo apoio e ensinamentos que contribuíram para a minha formação profissional.

À Magda Soelma Beserra de Moura, pela disponibilização dos dados em campo e a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semiárido, Petrolina-PE.

À minha família que me apoiou em todas as minhas decisões, pelo carinho e compreensão por conta da ausência em muitas datas importantes devido à distância e muitas vezes a falta de tempo. Em especial a minha mãe que sempre esteve do meu lado me apoiando e sendo meu exemplo de mulher.

Aos meus irmãos, Michele e Michel, pela amizade incondicional.

Ao meu sobrinho amado João Arthur por sempre se lembrar da sua tia Rochele mesmo estando longe e ausente em alguns momentos.

À minha avó por todo apoio a mim dado.

Ao meu cunhado Clebel Costa que sempre me ajudou e apoiou

À Sávio Duarte Lopes Cavalcanti, por toda ajuda a mim dada, pelo amor, carinho e compreensão, por estar nos momentos mais difíceis ao meu lado me apoiando sempre, obrigada por tudo e à sua Família por ter me acolhido tão bem.

Aos amigos do grupo de pesquisa que colaboraram diretamente para realização desse trabalho: Taciana, Moacir, Joel, Marcos, Anderson, Allysson, Welington e Diego.

Às amigas, Andréa Raquel, Jessyka e Mara Dantas pelo companheirismo, amizade e compreensão nesses anos de convivência.

Aos meus colegas e amigos do curso, pelo companheirismo e lealdade no decorrer do curso, em especial, Vinicius, Luiz, Renato, Miguel, Gian, Fábio, Daniel, Nadielan, Max, Raquele, Janice, Tatyana Patrícia, Robertson, Aline, Alan, Jairo, Breno, José Eduardo.

Aos amigos Raimundo Nonato, Kelly, Carolina, Cristina, Nayara, Fernanda, Sara, Amanda, Priscila, Daniela, Angelúcia, Liégina pela amizade de muitos anos e por todo apoio dado sempre.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO I - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Figura 1 -	Saldo de radiação a superfície (Rn).....	32
-------------------	--	----

CAPÍTULO II - MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE PARA O SERTÃO PERNAMBUCANO

Figura 1 -	Mapa de localização da cidade de Petrolina-PE	49
Figura 2 -	Localização da estação Sonda-Petrolina. Fonte: (Google, 2015).....	50
Figura 3 -	Comportamento da radiação global ($W m^{-2}$) a cada minuto para Petrolina para os dias em estudo; (A) 04/01/2014, (B) 09/01/2014, (C) 27/05/2014 e (D) 28/05/2014.....	57
Figura 4 -	Transmissividade observada em relação as transmissividade calculada pelos modelos Reg.M1, Reg.M2 e Reg.S3.....	59
Figura 5 -	Comparação entre a transmissividade atmosférica real com a transmissividade obtidas pelos modelos: Modelo obtido em Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2 e modelo Reg.S3, para o dia 04/01/2014.....	60
Figura 6 -	Comparação entre a transmissividade atmosférica real com a transmissividade obtidas pelos modelos: Modelo obtido em Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2 e modelo Reg.S3, para o dia 09/01/2014.....	60
Figura 7 -	Comparação entre a transmissividade atmosférica real com a transmissividade obtidas pelos modelos: Modelo obtido em Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2 e modelo Reg.S3, para o dia 27/05/2014.....	61
Figura 8 -	Comparação entre a transmissividade atmosférica real com a transmissividade obtidas pelos modelos: Modelo obtido em Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2 e modelo Reg.S3, para o dia 28/05/2014.....	61

CAPÍTULO III - ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO COM IMAGENS LANDSAT 5 - TM UTILIZANDO DIFERENTES MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA

Figura 1 -	Fluxograma das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície.....	72
Figura 2 -	Carta temática do albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica obtida pelos diferentes modelos: Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2, modelo Reg.S3 e modelo Real para 27/11/2009.....	80
Figura 3 -	Carta temática do saldo de radiação instantâneo a partir do albedo	82

	corrido com a transmissividade atmosférica obtida pelos diferentes modelos: Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2, modelo Reg.S3 e modelo Real para 27/11/2009.....	
Figura 4 -	Gráfico da radiação global média diária ($W m^2$) referente ao período de agosto a novembro de 2009 e de março a junho de 2011.....	85
Figura 5 -	Gráfico da Temperatura do ar ($^{\circ} C$) e Umidade Relativa do ar (%), referente ao período de agosto a novembro de 2009 e de março a junho de 2011.....	86
Figura 6 -	Gráfico da precipitação pluviométrica, referente ao período de agosto a novembro de 2009 e de março a junho de 2011.....	87
Figura 7 -	Carta temática do albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica obtida pelos diferentes modelos: Allen (1996), modelo Real e modelo Reg.M1 para os dias 27/11/2009 e 10/06/2011.....	88
Figura 8 -	Carta temática do saldo de radiação instantâneo a partir do albedo corrigido com a transmissividade atmosférica obtida pelos diferentes modelos: Allen (1996), modelo Real modelo e Reg.M1 para os dias 27/11/2009 e 10/06/2011.....	90

CAPÍTULO IV- CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DE IMAGENS LANDSAT 5-TM UTILIZANDO CÓDIGO 6S

Figura 1 -	Fluxograma das etapas do processamento da correção atmosférica.....	101
Figura 2 -	Imagem referente à reflectância com a seguinte composição natural (B1G2R3): banda 1 (azul), banda 2 (verde) e banda 3 (vermelho), sem correção atmosférica (A) e com a correção atmosférica (B) para a data 27/11/2009.....	104
Figura 3 -	Reflectância de corpos hídricos sem correção e com correção atmosférica realizada com o código 6S para as bandas do satélite Landsat 5 – TM, para o dia 27/11/2009. (Média de 20 pixels).....	105
Figura 4 -	Reflectância de uma área com cana-de-açúcar sem correção e com correção atmosférica realizada com o código 6S para as bandas do satélite Landsat 5 – TM, para o dia 27/11/2009. (Média de 20 pixels).....	106
Figura 5 -	Reflectância de uma área de caatinga sem correção e com correção atmosférica realizada com o código 6S para as bandas do satélite Landsat 5 – TM, para o dia 27/11/2009. (Média de 20 pixels).....	107
Figura 6 -	Reflectância do centro urbano (área referente a cidade de Petrolina-PE e Juazeiro-BA) sem correção e com correção atmosférica realizada com o código 6S para as bandas do satélite Landsat 5 – TM, para o dia 27/11/2009. (Média de 20 pixels).....	108

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO I - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Tabela 1 -	Constituintes não variáveis* do ar atmosférico, até a altitude de 90 km.....	26
Tabela 2 -	Constituintes variáveis do ar atmosférico.....	26

CAPÍTULO II - MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE PARA O SERTÃO PERNAMBUCANO

Tabela 1 -	Classificação do desempenho dos métodos de estimativa da transmissividade atmosférica pelo índice c.....	55
Tabela 2 -	Descrição do modelo de transmissividade atmosférica.....	56
Tabela 3 -	Índice de exatidão (d), índice de confiança ou desempenho (c) e classe de desempenho para os modelos Reg.M1, Reg.M2 e Reg.S3, para os dias em estudo.....	56
Tabela 4 -	Valores da transmissividade real (τ_{real}) e da transmissividade obtidos pelos modelos: Reg.M1, Reg.M2 e Reg.S3 e obtido em Allen (1986) com suas respectivas diferença média absoluta (DMA), diferença média relativa (DMR%) e raiz da diferença quadrática média (RDQM), para os dias estudados.....	58

CAPÍTULO III - ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO COM IMAGENS LANDSAT 5-TM UTILIZANDO DIFERENTES MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA

Tabela 1 -	Datas das imagens, hora, ângulo de elevação do Sol e ângulo zenital (θ), inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol - d_r e temperatura do ar - T_{ar} ($^{\circ}$ C).....	71
Tabela 2 -	Descrição dos sensores eletrônicos utilizados na torre micrometeorológica para obtenção do saldo de radiação (R_n), radiação refletida (R_r) e radiação solar incidente ou global (R_g).....	72
Tabela 3 -	Valores da transmissividade atmosférica obtidas com os diferentes modelos para os dias 27/11/2009 e 10/06/2011.....	79
Tabela 4 -	Valores de albedo estimados pelo SEBAL corrigido a partir dos modelos aplicados de transmissividade atmosférica e do albedo medido, com suas respectivas diferença média absoluta (DMA), diferença média relativa (DMR%) para o dia 27/11/2009.....	81
Tabela 5 -	Valores do saldo de radiação medido ($W m^{-2}$) e do saldo de radiação instantâneo estimados pelo SEBAL ($W m^{-2}$) obtido com o	83

	albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica calculada pelos diferentes modelos, com suas respectivas diferenças média absoluta (DMA) e diferença média relativa (DMR%) para o dia 27/11/2009.....	
Tabela 6 -	Valores do saldo de radiação 24 horas medido (MJ m^{-2}) e do saldo de radiação estimados pelo SEBAL obtido com o albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica dos diferentes modelos, com suas respectivas diferenças média absoluta (DMA), diferença média relativa (DMR%) para o dia 27/11/2009.....	84
Tabela 7 -	Valores mínimo, máximo e médio do albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica obtidas pelos modelos: Allen (1996); Real e Reg.M1 e da diferença média absoluta (DMA), para as área de cana-de-açúcar, centro urbano e copos hídricos referente as seguintes datas: 27/11/2009 e 10/06/2011.....	89
Tabela 8 -	Valores mínimo, máximo e médio do saldo de radiação (W m^{-2}) calculados a partir do albedo corrigido com a transmissividade atmosférica obtidas pelos modelos: Allen (1996); Real e Reg.M1 e da diferença média absoluta (DMA) para as área de cana-de-açúcar, centro urbano e copos hídricos referentes as seguintes datas: 27/11/2009 e 10/06/2011.....	91

CAPÍTULO IV- CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DE IMAGENS LANDSAT 5 - TM UTILIZANDO CÓDIGO 6S

Tabela 1 -	Faixas espectrais das bandas utilizadas.....	100
Tabela 2 -	Modelos de atmosfera gasosa e de aerossóis utilizados no 6S com seus respectivos números correspondente a cada operação.....	100
Tabela 3 -	Valores médios do albedo (%) sem correção atmosférica e com correção atmosférica para os alvos: Centro urbano, Corpos hídricos, Cana-de-açúcar e Caatinga com suas respectivas diferenças média absoluta (DMA) e diferença média relativa (DMR%), para o dia 27/11/2009.....	109

LISTA DE SÍMBOLOS

τ	Transmissividade atmosférica
β	Coefficiente de turbidez de Angstrom
TL	Turbidez atmosférica
R _g	Radiação solar global
R _o	Radiação incidente no topo da atmosfera
R _n	Saldo de radiação
K _t	Índice de claridade
S _o	Constante solar
d _r	Raio vetor da órbita terrestre
φ	Latitude
δ	Declinação solar
θ	Ângulo zenital
d _J	Dia Juliano
h	Ângulo horário
W	Água precipitável
e _a	Pressão atual do vapor de água
T _a	Temperatura do ar
P	Pressão atmosférica
UR	Umidade relativa
Z	Altitude
e _s	Pressão de saturação do vapor
d _r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol
τ	Transmissividade atmosférica
m	Massa óptica de ar
d	Parâmetro adimensional de poeiras
R _{n_{oc}}	Saldo de radiação de onda curta
R _{n_{oL}}	Saldo de radiação de onda longa
R _{OL,ATM}	Fluxo de energia radiante que a atmosfera emite na direção da superfície
R _{OL,ATM,REF}	Fluxo de energia radiante que a superfície reflete em direção a atmosfera
R _{OL,EMI}	Fluxo de energia radiante que a superfície emite para a atmosfera

ϵ_0	Emissividade da superfície no domínio da banda larga
ϵ_{NB}	Emissividade da superfície em todo domínio da banda termal
ϵ_a	Emissividade atmosférica
α	Albedo
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
ϵ_a	Emissividade de cada pixel
T_{sup}	Temperatura da superfície
$^{\circ}C$	Grau Celcius
mb	Milibar
$W\ m^{-2}$	Watts por metro quadrado

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	XII
LISTA DE TABELAS.....	XIV
LISTA DE SÍMBOLOS.....	XVI
RESUMO.....	16
ABSTRACT.....	18
INTRODUÇÃO GERAL E OBJETIVOS.....	20
CAPÍTULO I- Revisão Bibliográfica.....	24
Atmosfera terrestre.....	25
Transmissividade atmosférica.....	28
Radiação solar.....	30
Saldo de radiação.....	31
SEBAL/Saldo de radiação.....	34
Sensoriamento remoto.....	36
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	39
CAPÍTULO II- Modelos de transmissividade para o sertão pernambucano.....	45
RESUMO.....	46
ABSTRACT.....	47
INTRODUÇÃO.....	48
MATERIAL E MÉTODOS.....	49
Área de estudo.....	49
Clima da região.....	50
Dados meteorológicos.....	50
Estimativa da cobertura do céu.....	51
Transmissividade atmosférica.....	52
Análise estatística.....	54
RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	55
CONCLUSÕES.....	62
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	63

CAPÍTULO III- Estimativa do saldo de radiação com imagens Landsat 5-TM utilizando diferentes modelos de transmissividade atmosférica para Petrolina-PE.....	66
RESUMO.....	67
ABSTRACT.....	68
INTRODUÇÃO.....	69
MATERIAL E MÉTODOS.....	70
Imagens orbitais.....	70
Dados meteorológicos.....	71
Algoritmo SEBAL.....	72
Dados para validação do algoritmo SEBAL.....	78
RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	79
CONCLUSÕES.....	92
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	93
CAPÍTULO IV- Correção atmosférica de imagens Landsat 5-TM utilizando o código 6S.....	95
RESUMO.....	96
ABSTRACT.....	97
INTRODUÇÃO.....	98
MATERIAL E MÉTODOS.....	99
Área de estudo.....	99
Modelo 6S.....	99
Radiância.....	101
Reflectância.....	102
Albedo.....	102
Análise estatística.....	103
RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	103
CONCLUSÕES.....	110
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111

MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA PARA ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO NO SERTÃO PERNAMBUCANO

Autora: Rochele Sheila Vasconcelos

Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

RESUMO

Esta pesquisa se propõe a obter novos modelos de transmissividade atmosférica e investigar o impacto da mesma na correção do albedo e consequentemente no saldo de radiação instantâneo e no saldo de radiação 24 horas para o Sertão Pernambucano. Os novos modelos de transmissividade atmosférica foram obtidos por regressão linear simples e múltipla, onde as variáveis de entrada foram: transmissividade atmosférica real, água precipitável, pressão atmosférica, ângulo zenital e turbidez atmosférica. Utilizou-se o programa estatístico ESTATISTICA 10.1 para obtenção desses modelos. Os dados meteorológicos: radiação solar global ($W m^{-2}$), radiação direta ($W m^{-2}$), pressão atmosférica (mb), umidade relativa (%) e temperatura ($^{\circ} C$), foram utilizados para obtenção das variáveis de entrada dos modelos, sendo obtidos na estação meteorológica de Petrolina-PE. Para a estimativa dos valores de saldo de radiação foi utilizado o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL). No cálculo do albedo da superfície foi utilizada a transmissividade para correção dos efeitos atmosféricos, onde foram testados os modelos: Modelo de Majumdar e Boes, Modelo Reg.S3, Modelo Reg.M2, Modelo Reg.M1 e o Modelo Real, em que utilizou-se dados de radiação global obtida na torre micrometeorológica pertencente à Empresa Agroindústrias do Vale do São Francisco. Os dados para validação do algoritmo SEBAL também foram obtidos na torre micrometeorológica, localizada no talhão experimental cultivado com cana-de-açúcar. Foram utilizadas 2 imagens do satélite Landsat 5 TM (Thematic Mapper) com resolução de 30 metros, obtidas no catálogo de imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, que correspondem à órbita 217 e ponto 66. Um recorte também foi realizado para dar mais ênfase a região de estudo que abrange as cidades de Petrolina-PE e Juazeiro-BA. Foi utilizado o código 6S na correção dos efeitos atmosféricos para obtenção do albedo da superfície na imagem referente ao dia 27/11/2009. Os dados foram avaliados por meio do cálculo da diferença média absoluta e da diferença média percentual. Os modelos de transmissividade atmosférica obtidos nesse estudo apresentaram os seguintes resultados: para dias de céu claro ou com pouca interferência de nuvens (27/05/2014 e 28/05/2014) as menores diferenças média relativa foram obtidas com o modelo Reg.M2 de 1,92% e 2,91%, respectivamente; no entanto o modelo Reg.S3, onde o ângulo zenital é a única variável de entrada, passa a ser um modelo mais acessível para obtenção da transmissividade atmosférica em dias de céu claro, apresentando erro médio percentual de 6,45% e 5,26%. Para os dias com interferência de nuvens (04/01/2014 e 09/01/2014) tanto o modelo Reg.M1 quando o modelo obtido em Allen (1996) apresentaram as menores diferenças média relativa de 0,58%, 2,29% e 1,83%, 1,68%, respectivamente. Na utilização dos modelos de transmissividade na correção do albedo, a menor diferença média

percentual obtido foi com o modelo de transmissividade Reg.M1 (33,33%). O mesmo resultado foi observado na obtenção do saldo de radiação 24 horas com uma diferença de 0,94%. Para o saldo de radiação instantâneo a menor diferença média percentual foi observada quando se utilizou o albedo corrigido a partir da transmissividade calculada com o modelo obtido em Allen, em 6,95%. Observou-se que houve um aumento dos valores de albedo correspondente às áreas de cana-de-açúcar e corpos hídricos do ano de 2009 para 2011 e uma diminuição para área do centro urbano. Para o saldo de radiação observou-se uma diminuição em todos os alvos. Isso ocorreu devido a sazonalidade da radiação solar global e do regime de precipitação entre os alvos estudados, onde se obteve uma diferença média absoluta de $179,17 \text{ W m}^{-2}$ para a cana-de-açúcar, $88,28 \text{ W m}^{-2}$ para o centro urbano e $192,42 \text{ W m}^{-2}$ para os corpos hídricos. Os valores de albedo após a correção atmosférica com o código 6S aproximaram-se dos valores obtidos na literatura, comparado com os valores de albedo obtidos na imagem sem correção atmosférica. A correção atmosférica utilizando o código 6S correspondeu às expectativas esperadas e mostrou a necessidade de utilização deste quando se objetiva avaliar dados obtidos no cálculo do albedo da superfície.

Palavras-chave: Albedo, Radiação Solar, código 6S

ATMOSPHERIC TRANSMISSIVITY MODELS FOR ESTIMATION OF THE RADIATION BALANCE IN THE SERTÃO OF PERNAMBUCO

Autora: Rochele Sheila Vasconcelos

Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

ABSTRACT

This research sets out to obtain new models of atmospheric transmissivity and investigate the impact of same in the correction of albedo and consequently the balance of radiation and radiation balance 24 hours at surface Sertão of Pernambuco. The new models of atmospheric transmissivity were obtained by simple and multiple linear regression, where the input variables were: actual atmospheric transmissivity, precipitable water, atmospheric pressure, atmospheric turbidity and zenithal angle. We used the statistical program STATISTICS 10.1 to obtain these models. The weather data: global solar radiation ($W m^{-2}$), direct radiation ($W m^{-2}$), atmospheric pressure (mb), relative humidity (%) and temperature ($^{\circ} C$), were used to obtain the input variables of the models, being obtained at the weather station of Petrolina-PE. To estimate the net radiation values we used the Surface Energy Balance Algorithm for Land algorithm (SEBAL). In the calculation of the surface albedo transmissivity was used for correction of atmospheric effects, where the models were tested: model Majumdar and Boes, model reg.S3, model reg.M2, model reg.M1 and the actual model, in which we used global radiation data obtained in micrometeorológica tower in the Agribusiness Company do Vale do São Francisco. The data for validation of SEBAL algorithm were also obtained in micrometeorological tower, located in the experimental plot planted with sugarcane. We used satellite imagery from Landsat 5 - TM (Thematic Mapper) with a resolution of 30 meters, obtained in the image catalog of the National Institute for space research, which correspond to the orbit 217 and section 66. A cutout was also held to give more emphasis to the region of study that covers the cities of Petrolina-PE and Juazeiro-BA. 6S code was used in the correction of atmospheric effects for obtaining the albedo of the surface in the image for the day 11/27/2009. The data were evaluated by calculating the average absolute difference and mean difference percentage. The models of atmospheric transmissivity obtained in this study showed the following results: for clear sky days or with little interference of clouds (5/27/2014 and 5/28/2014) the smallest average relative differences were obtained with the model reg. M2 of 1.92% and 2.91%, respectively; However the model reg.S3, where the zenithal angle is the only input variable, becomes a more affordable model to obtain the atmospheric transmissivity in days of clear skies, showing average error percentage of 6.45% and 5.26%. For the days with cloud interference (1/4/2014 and 1/9/2014) both the model reg.M1 when the model obtained in Allen (1996) presented the lowest average relative differences of 0.58 percent, 2.29 percent and 1.83 percent, 1.68 percent, respectively. In the use of models of transmissivity in the correction of the albedo, the lowest average percentage difference was obtained with the model of transmissivity reg.M1 (33.33%) The same result was observed in obtaining the balance of radiation of 24

hours with a difference of 0.94%. For the instant radiation balance any difference percentage average was observed when using the albedo corrected from the transmissivity calculated with the model obtained in Allen, at 6.95 percent. It was observed that there was an increase of the albedo values corresponding to the areas of sugar cane and water bodies of the year from 2009 to 2011 and a decrease for inner city area. For the balance of radiation observed a decrease in all targets. This occurred due to seasonality of global solar radiation and presence of rain between the targets studied, where he obtained an average absolute difference of 179.17 W m^{-2} for sugarcane, 88.28 W m^{-2} for the urban center and 192.42 W m^{-2} for water bodies. Albedo values after atmospheric correction with the 6S code approached the values obtained in the literature, compared with albedo values obtained in the image without atmospheric correction. The atmospheric correction using the code 6S expectations expected and showed the need to use this when it aims to evaluate data obtained in the calculation of the surface albedo.

Keywords: Albedo, Solar Radiation, 6S code

INTRODUÇÃO GERAL

Das atividades econômicas, o agronegócio é aquele com maior dependência das condições do tempo e clima, em que os elementos meteorológicos que mais afetam a produção agrícola são: radiação solar, a temperatura e a umidade do ar.

O clima de uma região é determinado por múltiplos fatores, sendo que o mesmo pode sofrer grande variabilidade a partir da intensidade radiação solar que chega a superfície.

A radiação solar é de grande importância, pois é essa energia que vai acionar o sistema agrícola, como qualquer outro ecossistema, determinando as características térmicas do ambiente, principalmente as temperaturas do ar e do solo, a duração do dia ou fotoperíodo; a fotossíntese (processo básico de produção de alimentos na natureza), o fotoperiodismo, resposta dos vegetais à luminosidade, esses parâmetros é que irão determinar em larga escala a distribuição global dos cultivos agrícolas. Esse mesmo elemento influencia diretamente no processo de evapotranspiração, que é determinado pela quantidade de energia disponível para vaporizar a água.

A energia solar que atinge a superfície terrestre é resultante das interações existentes entre a radiação eletromagnética proveniente do Sol ao atravessar a atmosfera terrestre. A irradiância que chega a uma superfície plana e perpendicular aos raios solares sem interferência da atmosfera é aproximadamente 1367 W m^{-2} a uma distância média Terra-Sol. No entanto, na presença da atmosfera esse valor varia de acordo com alguns constituintes da mesma, além de sofrer atenuação pelos fenômenos de reflexão, absorção e difusão, podendo ainda variar de local para local, dependendo de alguns fatores, como: as práticas agrícolas realizadas numa região, a queima de combustíveis fósseis, desmatamento e outras formas de mudanças no uso da terra, e outros fatores que podem implicar no aumento da absorção da radiação pela atmosfera e pelas nuvens, influenciando na transmissividade atmosférica daquela região.

A radiação solar interage com a atmosfera terrestre através dos processos físicos: espalhamento por moléculas dos diferentes gases e aerossóis (Espalhamento Rayleigh); espalhamento Mie; absorção e reflexão, causadas pelos constituintes atmosféricos (gases, aerossóis e nuvens), com isso a transmissão da radiação solar na atmosfera se torna um processo complexo e de difícil descrição.

A razão entre radiação global (R_g) (radiação que chega a superfície) e a radiação solar que chega ao topo da atmosfera (R_o) é definida com transmissividade atmosférica

(RENSHENG et al., 2004). A mesma influencia diretamente os componentes do saldo de radiação a superfície, tornando-se importante sua obtenção.

O saldo de radiação representa a quantidade de energia que está disponível para os processos de evapotranspiração, fotossíntese e de aquecimento do ar e do solo, por isso a importância da sua determinação. O mesmo não é usualmente medido em estações meteorológicas, uma vez que depende muito da natureza da superfície e, portanto, sofre grande influência do albedo e temperatura da superfície (SILVA et al., 2011).

A evapotranspiração constitui uma fase importante no ciclo hidrológico e sua quantificação se torna imprescindível por ser utilizada na resolução de diversos problemas que envolvem o manejo da água, como o planejamento de áreas agrícolas para plantio irrigado e de sequeiro, a previsão de cheias, a construção e operação de barragens para abastecimento público, dentre outros (TUCCI, 2007). Muitos modelos para obtenção da evapotranspiração que faz uso de estimativas do saldo de radiação (R_n), principalmente os modelos que utilizam dados de sensoriamento remoto, como o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) desenvolvido por Bastiaanssen em 1995 (BASTIAANSEN et al., 1998), e após alguns anos de uso e aprimoramento surgiu o METRIC (*Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration*) (ALLEN et al., 2007).

O uso do sensoriamento remoto veio como grande aliado quando há necessidade de estimativa de um elemento climático da superfície e atmosfera em grandes áreas. As técnicas baseadas em medições realizadas por sensores orbitais são mais apropriadas porque reúnem grande cobertura espacial e têm baixo custo operacional (DI PACE et al., 2008).

A energia solar refletida pela superfície da Terra, observada por um satélite, é impactado pela atenuação e espalhamento da atmosfera entre o sensor e a superfície alvo, onde as imagens geradas por sensores remotos são afetadas pela atmosfera, causando problemas na extração de informações da superfície terrestre. A correção atmosférica por modelos de transferência radiativa é uma maneira de eliminar ou minimizar este problema, sendo que alguns estudos utilizando o algoritmo SEBAL na obtenção do saldo de radiação a superfície utiliza modelos de transmissividade atmosférica para correção desses efeitos no cálculo do albedo utilizado para obtenção do saldo de radiação a superfície, no qual se têm obtido valores próximos aos obtidos em superfície. No entanto quando se pretende estudar a reflectância dos alvos terrestres, os modelos de transmissividade atmosférica

assim como os modelos de correção atmosférica passam ser uma alternativa na correção dos efeitos atmosféricos em imagens de satélite.

O Estado de Pernambuco está inserido na zona intertropical e apresenta predominantemente temperaturas do ar altas. Todavia, o quadro climático é bem diversificado devido à interferência do relevo e das massas de ar. O mesmo se encontra dividido em cinco mesorregiões: Metropolitana do Recife, Zona da Mata, Agreste, Sertão e Sertão do São Francisco.

O território do Sertão do São Francisco abrange uma área de 14.682,2 km², representando aproximadamente 14,89% da área total do Estado que é de 98.588,3 km² e é composto por 07 (sete) municípios (Afrânio, Cabrobó, Dormentes, Lagoa Grande, Orocó, Petrolina e Santa Maria da Boa Vista). O Município de Petrolina, o de maior extensão, com 4.756,8 km², abrangendo 32,4% da área total do território, o estudo da transmissividade atmosférica e dos componentes do balanço de radiação foi realizado no município de Petrolina, a fim de representar o Sertão do São Francisco e por ser uma região de grande importância para agricultura no Estado. A mesma consta com o Perímetro irrigado Senador Nilo Coelho, que abrange tanto o território de Petrolina-PE como o território de Juazeiro-BA. A cidade sofre influência da constante mudança de uso da terra devido a expansão de áreas irrigadas, no entanto o albedo pode apresentar grande variabilidade espacial e temporal.

Tem-se utilizado modelos existentes na literatura para obtenção da transmissividade atmosférica e calculados para qualquer região do Brasil sem nenhum ajuste para as condições locais e poucos trabalhos foram desenvolvidos com esse propósito. Devido a grande importância da transmissividade atmosférica na obtenção do saldo de radiação a superfície, torna-se necessário a definição de uma equação para estimativa da transmissividade atmosférica e validação de equações existentes para cada região do planeta.

Esta pesquisa se propõe a obter novos modelos de transmissividade atmosférica e investigar o impacto da mesma na correção do albedo e conseqüentemente no saldo de radiação instantâneo e no saldo de radiação 24 horas para o Sertão Pernambucano.

Dentre os objetivos específicos, destacam-se:

1. Desenvolver, validar e propor modelo estatístico de transmissividade atmosférica gerados com dados de: água precipitável, pressão atmosférica, ângulo zenital e turbidez atmosférica para o Sertão Pernambucano e comparar com os modelos existentes na literatura;

2. Correção do albedo a partir dos diferentes modelos de transmissividade atmosférica para estimar o saldo de instantâneo com imagens Landsat 5-TM, para Petrolina-PE;
3. Obtenção do saldo de radiação 24 horas utilizando o algoritmo SEBAL com imagens Landsat 5-TM, para Petrolina-PE;
4. Correção atmosférica de imagem Landsat 5-TM através do modelo 6S.

As hipóteses que norteiam a pesquisa são:

- a) Que novos modelos de transmissividade atmosférica elaborados para a região do Sertão Pernambucano a estime com maior acurácia quando comparado a “verdade terrestre”;
- b) Os novos modelos de transmissividade atmosférica permitirão corrigir os efeitos atmosféricos no cálculo do albedo utilizando imagens Landsat 5 - TM;
- c) Os valores de albedo corrigidos com os modelos de transmissividade atmosférica irão impactar na obtenção do saldo de radiação instantâneo.

CAPÍTULO I

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

1 Atmosfera Terrestre

A atmosfera é uma faixa de 700 quilômetros de extensão que envolve a Terra, formada por uma mistura de gases e desempenhando duplo papel. De fora para dentro, age como filtro das radiações solares incidentes do espaço, permitindo que apenas 42,3% (146 W m^{-2}) da energia total emitida pelo sol (342 W m^{-2}) sejam absorvidas pelo solo e água. Os outros 57,7% da energia total são absorvidos pela atmosfera (94 W m^{-2}) ou devolvidos ao espaço (102 W m^{-2}) (RICHIERI, 2006). Sua função básica é filtrar seletivamente a radiação solar, deixando passar até a superfície terrestre somente a radiação que esteja dentro dos limites suportáveis à vida terrena. Essa filtragem seletiva que a atmosfera exerce sobre a radiação solar processa-se através da absorção, difusão e reflexão (COSTA, 2006).

A atmosfera da Terra é constituída, sobretudo, pelo nitrogênio e oxigênio moleculares, apresentando concentrações em torno de 78% e 21%, respectivamente. Em conjunto com o argônio, esses elementos representam 99,99% dos gases permanentes, volume constante para altitudes acima de 60 km. Além disso, estão contidas na camada atmosférica várias partículas sólidas e líquidas como aerossóis, gotículas de água e cristais de gelo, os quais variam significativamente no espaço e no tempo (GUIMARÃES, 2003). A maior parte da atmosfera terrestre em massa (99%) está contida em uma camada de 30 km de altura sobre a superfície terrestre (IQBAL, 1983).

Quanto à constituição da atmosfera, dois principais grupos podem ser estabelecidos, sendo esses: gases e particulados. A atmosfera é composta por um grupo de gases permanentes e outros de concentração variável (LATORRE et al., 2002).

Tabela 1 - Constituintes não variáveis* do ar atmosférico, até a altitude de 90 km

Constituinte	Conteúdo (% por volume)
Nitrogênio-N ₂	78,084
Oxigênio-O ₂	20,948
Argônio-Ar	0,934
Neônio-Ne	1,818x10 ⁻³
Hélio-He	5,24x10 ⁻⁴
Metano-CH ₄	2x10 ⁻⁴
Criptônio-Kr	1,14 x 10 ⁻⁴
Hidrogênio-H ₂	0,5 x 10 ⁻⁴
Xenônio-Xe	0,087 x 10 ⁻⁴

(*) Desconsiderando os constituintes variáveis.

Fonte: Vianello & Alves (2013)

Tabela 2 - Constituintes variáveis do ar atmosférico

Constituinte	Conteúdo (% por volume)
Vapor d' água-H ₂ O	0 a 7
Dióxido de carbono-CO ₂	0,038*
Ozônio-O ₃	0 a 0,01
Dióxido de enxofre-SO ₂	0 a 0,0001
Dióxido de nitrogênio-NO ₂	0 a 0,000002

(*) Valor (NOAA)

Fonte: Vianello & Alves (2013)

Costuma-se dividir a atmosfera em várias camadas, em cujas regiões encontram-se peculiaridades relevantes, sendo elas: Troposfera, Estratosfera, Mesosfera e Ionosfera ou Termosfera (VAREJÃO-SILVA, 2006). Dentre elas a Troposfera é a mais relevante, por ser a camada onde ocorre a maioria dos fenômenos meteorológicos. O aquecimento dessa camada se dá principalmente pela absorção de radiação de ondas longas emitidas pela superfície, a qual, por sua vez, se aquece pela radiação solar (ondas curtas). Por essa razão a superfície do solo é considerada como fonte de calor para a troposfera (VIANELLO & ALVES, 2013).

Para o sensoriamento remoto, o estudo da atmosfera terrestre como um todo é fundamental, porque constitui um meio natural que interfere tanto na radiação incidente (irradiância) quanto na parte da radiação que é refletida ou emitida (radiância) pelos alvos da superfície que, eventualmente, será coletada pelos sistemas sensores (MOREIRA, 2011).

A radiação solar sofre diversas interações com os constituintes atmosféricos. Basicamente, os processos mais importantes que influenciam a intensidade da radiação solar que atinge a superfície da Terra são a absorção e o espalhamento atmosféricos (LIOU, 1980).

A absorção atmosférica é entendida como um fenômeno termodinâmico em que a energia incidente é perdida para os gases constituintes da atmosfera, em comprimentos de onda (λ) distintos. Já o espalhamento atmosférico é entendido como a mudança aleatória da direção de propagação da radiação solar decorrente da interação desse fluxo radiante com os componentes atmosféricos, sem que haja, no entanto, mudança no comprimento de onda (λ). Em uma abordagem monocromática, em que o tamanho predominante das partículas é muito menor que o comprimento de onda incidente, prevalece o espalhamento do tipo Rayleigh. Quando o tamanho predominante das partículas está próximo ou maior do que o comprimento de onda incidente, ocorre o espalhamento do tipo Mie (LATORRE et al., 2002; MENESES et al., 2012).

A absorção da radiação solar é seletiva, sendo o vapor d'água, o ozônio (O_3) e o dióxido de carbono (CO_2) os principais agentes absorvedores (MARTINS et al., 2004). Dentro das faixas do ultravioleta e do visível, o ozônio é o principal atenuador por absorção, enquanto que na faixa do infravermelho o vapor d'água e o dióxido de carbono são os principais atenuadores (ROSA, 2007).

A concentração de alguns gases tais como, dióxido de carbono, ozônio, monóxido de carbono e metano, podem ser altamente variáveis, uma vez que dependem da atividade industrial e agrícola do local e vizinhança. A concentração de ozônio modifica-se em relação ao tempo e ao espaço, principalmente em altitudes que se encontram na faixa de 15 a 30 km, onde as reações fotoquímicas possibilitam tanto a produção quanto a destruição da camada (GUIMARÃES, 2003).

A atmosfera é praticamente transparente à radiação solar com comprimentos de onda no intervalo de 0,3 a 0,8 μm correspondente a faixa de radiação visível. Na faixa espectral infravermelho, entre 8 e 12 μm , a atenuação atmosférica é também mínima, exceto nas proximidades de 9,6 μm onde o ozônio (O_3) absorve intensamente (MARTINS et al., 2004).

A água precipitável na atmosfera afeta radiação solar absorvendo a radiação solar nos comprimentos de onda do espectro solar: 0,72; 0,81; 0,94; 1,10; 1,38 e 1,87 μm (GARRISON & ADLER, 1990). O CO_2 presente na Troposfera apresenta a capacidade de absorver raios infravermelhos, retendo com isso o calor, se tornando um termorregulador (BISCARO, 2007). Na alta atmosfera o nitrogênio absorve um pouco de energia solar de pequeno comprimento de onda (no domínio do ultravioleta), passando à forma atômica (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Um dos elementos de concentração variável que merece destaque é o vapor d'água (H_2O), pois varia tanto no tempo quanto no espaço, sendo altamente influenciado pelas condições atmosféricas. Sua variação é extremamente importante nos processos de absorção e emissão (LATORRE et al., 2002). O vapor d'água é altamente importante por ser matéria prima na formação de nuvens, mais também como veículo para o transporte de calor na Troposfera, conduzindo-a na forma latente e liberando-o como calor sensível (VIANELLO & ALVES, 2013).

2 Transmissividade atmosférica

A transmissividade atmosférica (τ) é a relação entre a radiação solar global incidente em superfície (R_g) e aquela no topo da atmosfera (R_o). Em dias com cobertura de céu encoberto os valores de τ tendem a valores próximos de zero e em dias com cobertura de céu limpo tendem a unidade. A transmissividade expressa, portanto, as condições atmosféricas em termos de cobertura de nuvens e presença de material particulado, vapor d'água e aerossóis de um modo geral. Em regiões tropicais mesmo em dias com elevada nebulosidade a τ nunca é inferior a 0,2 (20%) e em dias com cobertura de céu limpo nunca superior a 0,8 (80%). Isso se deve ao fato de que mesmo em dias nublados a atmosfera ainda é transparente a radiação solar difusa e em dias com cobertura de céu limpo, com predomínio de radiação solar direta, parte dessa radiação é absorvida pelos constituintes da atmosfera em especial o ozônio e o vapor d'água (IQBAL, 1983).

A transmissividade atmosférica é definida como a fração de radiação incidente que é transmitida pela atmosfera e representa os efeitos de absorção e reflexão que ocorrem no interior da atmosfera (ALLEN et al., 2002), sendo um fator essencial para modelos de correção atmosférica.

Em relação aos modelos de transmitância atmosférica, dois tipos podem ser utilizados na estimativa da radiação solar incidente sobre a superfície terrestre: códigos computacionais sofisticados e rigorosos (também conhecidos como “métodos físicos”, que são fundamentados na teoria da transferência radiativa) e parametrização simples da transmitância (GUEIMARD, 1995).

Os códigos computacionais sofisticados exigem a entrada de dados que caracterizem de maneira rigorosa o perfil vertical da atmosfera quanto à concentração e tipos dos gases constituintes, aerossóis e nuvens, fator que pode dificultar sua utilização. É crucial o conhecimento das propriedades óticas da atmosfera bem como do processo de interação da radiação com a atmosfera e com a superfície. Dentre os códigos de

transferência radiativa atmosférica os mais difundidos são: 5S (Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum), 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) (Vermote et al., 1997) sendo o mais sofisticado e mais preciso. Esse código é a base do algoritmo de correção atmosférica utilizado pela NASA (National Aeronautics and Space Administration) para fornecer refletância da superfície corrigida dos efeitos atmosféricos através dos produtos MOD09 (Vermote & Vermeulen, 1999), LOWTRAN e MODTRAN (Moderate Resolution Atmospheric Radiance and Transmittance) (Latorre et al., 2002) e o SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer), RICCHIAZZI et al. (1998).

A dificuldade de obtenção dos dados de condição atmosférica, principalmente para regiões tropicais, e a dificuldade em acessar os procedimentos mais confiáveis de correção faz com que ela seja muitas vezes desconsiderada, ou se baseie em métodos mais simplificados.

Os modelos do segundo tipo são mais simples quando comparados aos do primeiro. Possuem equações algébricas menos complexas e grande parte dos dados de entrada exigidos por eles podem ser obtidos em estações meteorológicas convencionais. Por isso, são considerados mais fáceis de serem utilizados.

A transmissividade varia de acordo com a quantidade de nuvens e aerossóis na atmosfera, e com isso haverá um aumento ou uma redução das componentes direta ou difusa, da radiação solar que atinge a superfície (TAVARES, 2005). O aumento da nebulosidade acarreta diminuições da insolação e da transmissividade atmosférica (REVFEIM, 1978). As nuvens reduzem a quantidade de energia solar absorvida no sistema Terra-Atmosfera, tendo em vista que a refletividade das mesmas é bem maior do que a refletividade da atmosfera sem nuvens e com isso há uma maior ou menor transmissão radiativa (MENEZES & DANTAS, 2002).

A irradiação solar direta que chega à superfície é influenciada diretamente pela transmissividade atmosférica, da mesma forma, que a massa ótica tem a mesma função sobre a transmissão à irradiação solar global (REVFEIM, 1976).

Como em uma reação em cadeia, quando ocorre alteração intensa na composição atmosférica, as propriedades óticas da atmosfera sofrem variações e, conseqüentemente, alteram a quantidade de radiação solar incidente.

Costa et al. (1998), estudando a transmitância atmosférica para Piracicaba-SP, encontraram os seguintes resultados: para o inverno em um dia nublado a transmitância foi de apenas 0,08, enquanto que para um dia claro atingiu 0,53. Durante o verão quando a

densidade de fluxo de radiação solar é maior, a transmitância foi de 0,13 em um dia nublado e de 0,71 para um dia claro.

3 Radiação Solar

O grande responsável por transferir energia na atmosfera é a radiação eletromagnética (LIOU, 2002). Denomina-se radiação, ou energia radiante, a energia que se propaga sem necessidade de um meio material (VAREJÃO-SILVA, 2006). Sob o aspecto ondulatório, a radiação eletromagnética se caracteriza pelo comprimento de onda (λ) e pela sua velocidade de propagação, sendo esta a velocidade da luz ($c = 2,99793 \pm 1 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$) que é quase a mesma na atmosfera (LIOU, 2002).

A distribuição da energia radiante emitida pelo Sol no topo da atmosfera é função do comprimento de onda e denomina-se espectro solar. Os limites aproximados entre as diversas faixas do espectro eletromagnético são: Raios γ e raios x ($<0,001 \mu\text{m}$); radiação ultravioleta ($0,001$ a $0,39 \mu\text{m}$); luz visível ($0,39$ a $0,77 \mu\text{m}$); radiação infravermelha ($0,77$ a $1000 \mu\text{m}$) e ondas de radar, televisão, rádio ($>1000 \mu\text{m}$) (VIANELLO & ALVES, 2013).

A densidade de fluxo total (F), ou irradiância, é definida como uma quantidade de energia radiante (integrada sobre todos os comprimentos de onda) recebida ou emitida por unidade de área da superfície por unidade de tempo. Segundo o Sistema Internacional de unidades a irradiância é expressa em W m^{-2} (ARYA, 2001).

O conhecimento da quantidade de radiação solar que chega a um determinado ponto da superfície terrestre é de grande importância para as diversas atividades humanas, principalmente aquelas que tratam do aproveitamento dos recursos naturais, visto que a radiação solar é a principal fonte de energia disponível para todos os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem no sistema terra-atmosfera, além de interferir em outros elementos meteorológicos como a evaporação, evapotranspiração, temperatura, umidade relativa e outros (TEIXEIRA et al., 2004).

A energia utilizada nos processos de aquecimento do ar e do solo, de transferência de água na forma de vapor da superfície para a atmosfera e do metabolismo das plantas e animais é proveniente da radiação solar (ALVES et al., 1998).

A radiação solar é a maior fonte de energia e é capaz de mudar de grandes quantidades de água líquida em vapor de água. A quantidade potencial de radiação que pode atingir a superfície de evaporação é determinada pela sua localização e época do ano. Devido a diferenças na posição do Sol, a radiação difere em várias latitudes e em diferentes épocas (ALLEN et al., 1998). Nas 24 horas de um dia, a radiação solar irá atingir a

superfície de uma localidade qualquer com diferentes intensidades, dependendo do horário, sendo a máxima radiação recebida por volta de meio dia solar (BÍSCARO, 2007).

A radiação solar que atinge a efetiva superfície de evaporação depende da turbidez da atmosfera e da presença de nuvens que refletem e absorvem partes principais da radiação (ALLEN et al., 1998).

4 Saldo de radiação

O saldo de radiação é uma informação de suma importância, visto que é a variável básica na estimativa da evapotranspiração (ET), sendo esta utilizada no cálculo do balanço hídrico, em que ambas são essenciais para a utilização racional dos recursos hídricos, influencia no ciclo hidrológico o que proporciona alterações relevantes no regime climático como também no entendimento de outros fenômenos atmosféricos (SILVA et al., 2005b; BATISTA, 2011). No manejo da irrigação, o saldo de radiação à superfície é um dos elementos mais relevantes no cálculo da demanda hídrica das culturas (ALLEN et al., 1998).

O saldo de radiação – R_n ($W\ m^{-2}$) de uma superfície representa a quantidade de energia na forma de ondas eletromagnéticas disponíveis para repartir entre os fluxos de energia necessários aos processos de evapotranspiração, aquecimento do ar, aquecimento do solo e fotossíntese (MACHADO et al., 2014), onde o mesmo varia temporal e espacialmente, dependendo das características da superfície analisada, de acordo com seu albedo, da irradiância solar global e das condições de temperatura e umidade da superfície e do ar (GIONGO et al., 2010).

O balanço de radiação à superfície é a contabilização entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma algébrica do balanço de radiação de ondas curtas R_{nsw} (0,15 a 3,0 μm) e do balanço de radiação de ondas longas R_{nlw} (3,0 a 100,0 μm) à superfície (ARYA, 2001). Segundo Gusmão et al. (2012), o saldo de radiação depende bastante da radiação solar global, do albedo, temperatura e emissividade da superfície, apresentando variação temporal e espacial que impactam fortemente as trocas de calor e massa na baixa atmosfera.

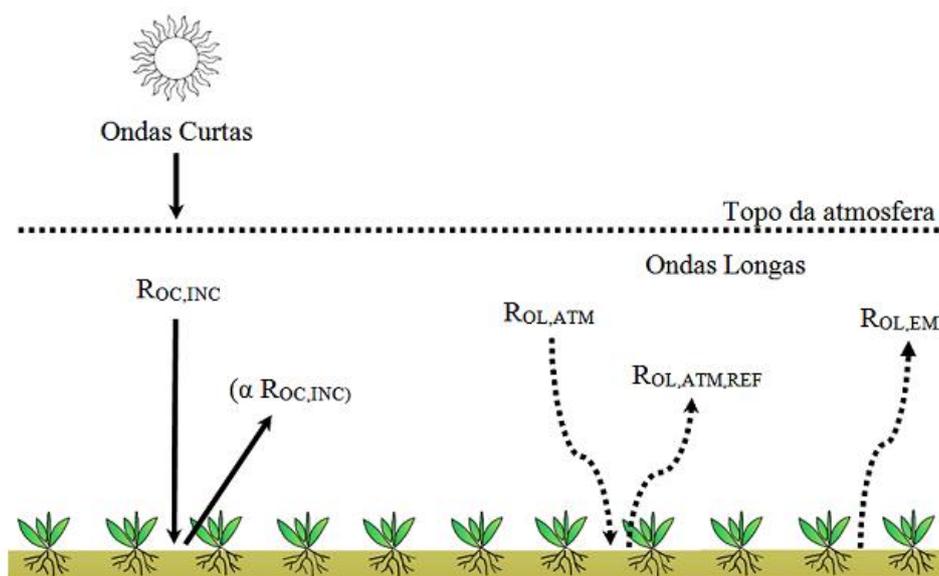
São vários os fatores que alteram o balanço de radiação, sendo um deles a retirada ou substituição da cobertura vegetal. Como a vegetação também armazena energia, modificações em sua cobertura resultam em uma maior ou menor disponibilidade de calor para os processos atmosféricos (QUERINO et al., 2006).

O balanço de radiação em uma superfície horizontalmente pode ser expresso como (OKE, 1987):

$$R_n = BOC + BOL \quad (1)$$

em que; R_n é o saldo de radiação, BOC é o balanço da radiação de ondas curtas e BOL representa o balanço da radiação de ondas longas, dados na unidade de $W m^{-2}$.

Figura 1- Saldo de radiação à superfície (R_n)



Fonte: Oliveira (2012)

A radiação contida na faixa de comprimentos de onda entre 0,3 e 4 μm , representa a radiação de ondas curtas que corresponde a mais de 99% da energia disponível (TUBELIS & NASCIMENTO, 1948).

O balanço de ondas curtas é a contabilidade da energia proveniente do Sol que fica disponível na superfície da Terra, ou seja, é a diferença entre a energia que chega e a que sai. 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. Sendo assim, os componentes que influenciam neste balanço de ondas são: superfície, atmosfera e nuvens (ARAUJO & SOUZA, 2010).

Uma parte da radiação solar atravessa a atmosfera sem qualquer interação, alcançando a superfície do solo, sendo denominada radiação direta. Algumas parcelas da radiação que foram difundidas na interação com a atmosfera, podem incidir posteriormente na superfície, recebendo o nome de radiação difusa. Esses dois fluxos de radiação (direta e difusa) chegam à superfície concomitantemente e representam o total de radiação solar que atinge uma superfície, sendo denominada de radiação solar global (SOUZA, 2009).

O balanço de ondas curtas é determinado na superfície pela diferença entre os fluxos de radiação incidente e refletido, sendo, portanto, dependentes da radiação solar global (R_g) e do albedo (α) da superfície. Em um dado instante e período, o mesmo é determinado por:

$$BOC = R_g(1 - \alpha) \quad (2)$$

O saldo de onda curta numa dada área, como pode ser observado, dependerá da radiação solar incidente e do albedo. Nesse sentido, se em dado instante a R_g for constante em dada área o balanço de ondas curtas dependerá exclusivamente do tipo de cobertura do solo, ou seja, do albedo. De tal forma que, se o valor do albedo for elevado, o balanço de ondas curtas será reduzido e se o valor do albedo for reduzido, o balanço de ondas curtas será elevado (GOMES, 2009).

O albedo é definido como a razão entre os fluxos de radiação solar refletido pelo incidente, e constitui um parâmetro importante no estudo de mudanças climáticas, desertificação, queimadas e impactos ambientais (SILVA et al., 2005a). O albedo varia conforme as características físico-químicas das superfícies e com o ângulo zenital, outro fator que pode promover variações do albedo são as atividades humanas, tais como desflorestamento, agricultura e urbanização. Em superfícies vegetadas, o albedo depende da textura do solo e das condições fisiológicas da copa da planta. Já em um solo seco, o albedo é expressivamente maior que o observado em um solo úmido, enquanto uma superfície lisa tem albedo maior que uma superfície rugosa (HARTMANN, 1994).

A radiação de ondas longas da atmosfera é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida, pois os instrumentos disponíveis não possibilitam medições com precisão satisfatória, está contida no intervalo de 4 a 100 μm . Entretanto, esta variável é obtida indiretamente através da equação do balanço de radiação à superfície, quando os demais termos são medidos ou estimados através de vários modelos (GOMES, 2009).

O balanço de ondas longas (BOL) à superfície será o saldo de energia que restará após a entrada e saída desta no sistema. Para isso, podemos quantificar essa energia de acordo com a equação a seguir:

$$BOL = R_{OL,ATM} - R_{OL,ATM,REF} - R_{OL,EMI} \quad (3)$$

em que; $R_{OL,ATM}$ é a radiação de ondas longas emitida pela atmosfera na direção da superfície; $R_{OL,ATM,REF}$, radiação de ondas longas atmosférica refletida pela superfície e $R_{OL,EMI}$, radiação de ondas longas emitida pela superfície.

O fluxo de energia radiante que a atmosfera emite na direção da superfície, é função, basicamente, da temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e da cobertura de nuvens (GOMES, 2009).

O saldo de radiação depende fortemente do fluxo de radiação solar e em geral é positivo durante o dia (representando uma entrada maior do que a saída de energia, com o aquecimento do sistema solo-planta-atmosfera) e negativo à noite. Considerando a integração diária, usualmente o saldo de radiação é positivo (SENTELHAS & NASCIMENTO, 2003).

A determinação direta do saldo de radiação pode ser feita com saldos radiômetros; no entanto, essas medições são representativas de áreas de pequena dimensão e boa homogeneidade e, ademais, os custos de aquisição e manutenção são elevados, o que restringe sua ampla utilização (SILVA et al., 2011), bem como através de estimativas com métodos empíricos. Segundo Di Pace et al. (2008), muitos instrumentos são capazes de medir com boa precisão o saldo de radiação; entretanto, aqueles considerados convencionais proporcionam medidas pontuais que são representativas apenas para áreas de pequena dimensão. Quando há necessidade de estimativa desse elemento climático em grandes áreas, as técnicas baseadas em medições realizadas por sensores orbitais são mais apropriadas, porque reúnem alta cobertura espacial e têm baixo custo operacional.

Portanto, a determinação do R_n em escala regional e áreas heterogêneas tem sido possível com o emprego de imagens de sensores orbitais. Visando suprir esta deficiência, têm sido formulados diferentes algoritmos destinados à obtenção do R_n e demais componentes do balanço de energia à superfície com imagens orbitais, dentre eles destaca-se o algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) que foi desenvolvido em 1995 por Bastiaanssen (BASTIAANSEN et al., 1998; BASTIAANSEN, 2000) e validado em vários ecossistemas mundiais, como Egito, Espanha, Portugal, França, Itália, Argentina, China, Índia, Paquistão, Nigéria, Zâmbia, Etiópia, Estados Unidos, Novo México (TASUMI, 2003).

5 SEBAL/Saldo de radiação

O algoritmo SEBAL foi desenvolvido com o propósito de determinar a evapotranspiração, por meio do balanço completo da radiação e da energia incidente sobre a superfície terrestre, utilizando dados de sensoriamento remoto e alguns dados complementares de superfície como velocidade do vento e temperatura do ar. Uma das principais vantagens do SEBAL é o seu processo semi-automatizado utilizado para o

cálculo de Rn e tem sido muito utilizado por autores brasileiros (SILVA & BEZERRA, 2006; FOLHES, 2007; MENDONÇA, 2007; BEZERRA et al., 2008; NICÁCIO, 2008).

Muitos autores vêm utilizando vários satélites para estimar o saldo de radiação, como o satélite MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) (Bisht et al., 2005) e satélite Landsat 5 (SILVA et al., 2005b; SILVA et al., 2011; GUSMÃO et al., 2012; DI PACE et al., 2008; Bezerra et al., 2008).

O SEBAL compreende diversas etapas, sendo o saldo de radiação (Rn) à superfície a primeira variável da equação do balanço de energia a ser obtida pelo algoritmo. Em seguida, é possível a obtenção do albedo da superfície, índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) e da temperatura da superfície (esta exclusivamente no caso do ETM/Landsat); outros sensores necessitarão de metodologias distintas para determinar a temperatura de superfície.

O SEBAL foi utilizado na bacia do rio São Francisco em pesquisas 2000 (BASTIAANSSSEN et al., 2001). Esta introdução levou a EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária) a usar de sensoriamento remoto para a intensificação dos fluxos de água locais e produtividade da água na bacia. Embora este algoritmo foi projetado para calcular o balanço energético em escala regional usando um mínimo de dados de campo, parametrização local, de quaisquer equações de sensoriamento remoto pode melhorar a precisão do modelo (DUCHEMIN et al., 2006).

Vários autores vêm estudando a região do Sertão do São Francisco por meio do sensoriamento remoto utilizando o algoritmo SEBAL (Silva et al., 2005a; Silva et al., 2005b, Di Pace et al., 2008; Teixeira et al. 2013).

Silva et al. (2005b), trabalhando com o balanço de radiação à superfície em áreas irrigadas com imagens Landsat 5 – TM aplicando o algoritmo SEBAL, obteve valores da radiação solar incidente de 884,9 W m⁻² em 2000 e 896,5 W m⁻² em 2001, bastante próximos do valor da radiação solar global observado na estação meteorológica de Bebedouro, localizada em Petrolina – PE (863,0 W m⁻²) às 10 horas da manhã. Esse resultado evidenciou que a equação de estimativa da radiação solar incidente utilizada apresentou boa precisão. Em 2000, o Rn médio em toda área estudada foi de 615,0 W m⁻², enquanto que em 2001 foi de 583,9 W m⁻².

6 Sensoriamento Remoto

O desenvolvimento tecnológico espacial, em particular, referente aos satélites artificiais, tornou possível a coleta de dados da superfície da Terra e a aquisição de imagens da sua superfície, através de sensores remotos.

O sensoriamento remoto, termo cunhado no início dos anos de 1960 por Evelyn L. Pruitt e colaboradores, é uma das mais bem sucedidas tecnologias de coleta automática de dados para o levantamento e monitoração dos recursos terrestres em escala global (MENESES et al., 2012). Segundo Moreira (2011), com os dados coletados por satélites em órbita da Terra, pode-se determinar várias propriedades físicas do planeta sem estar em contato com as diversas áreas de interesse e identificar as alterações espaciais e temporais de diferentes ecossistemas. O sensoriamento remoto possibilita identificar alterações que ocorrem na superfície terrestre, resultantes de fenômenos naturais e/ou antrópicos, muitos dos quais podem ser diagnosticadas a partir do monitoramento das trocas radiativas à superfície (GUSMÃO et al., 2012).

A origem do sensoriamento remoto nos anos de 1960 deve-se ao desenvolvimento da área espacial nesses anos, que ficou conhecida como a década da corrida espacial. Foi nesse período que se viu o mais rápido desenvolvimento de foguetes lançadores de satélites, que possibilitou colocar no espaço satélites artificiais para várias finalidades.

Os satélites meteorológicos foram os pioneiros e, por meio deles de uma maneira acidental, é que o sensoriamento remoto deu os seus primeiros passos. O primeiro desses satélites meteorológicos foi o TIROS-1 (Television IR Operational Satellite), lançado em 1960 pelos Estados Unidos (MENESES et al., 2012). Após o Tiros-1, muitos outros satélites foram colocados em torno da Terra, em órbitas geoestacionárias ou em órbitas baixas (polar ou equatorial). Na categoria polar ou equatorial têm-se, os satélites NOAA e QuikScart (EUA), Meteor (Rússia), FY-1 (China), CCD (Brasil) etc. Já entre os geoestacionários, podem ser citados o Goes (EUA); Meteosat (Eumetsat) e GMS (Japão); FY-2B (China); Goms (Rússia) e Insat (Índia), dentre outros. No Brasil, o primeiro satélite para coleta de dados, o SCD-1 (Satélite de Coleta de Dados), foi lançado em fevereiro de 1993, com o objetivo de receber dados das PCDs (Plataforma de Coleta de Dados) (MOREIRA, 2011).

Atualmente o sensoriamento remoto é feito, em grande parte, por imageadores orbitais. A variedade de satélites existentes, em órbita, é muito grande, dentre eles estão os satélites LANDSAT, SPOT, CBERS, IKONOS, QUICKBIRD, ASTER e NOAA. Desses somente o NOAA faz parte dos satélites meteorológicos destinados principalmente aos

estudos climáticos e atmosféricos. Os demais são destinados ao monitoramento e levantamento dos recursos naturais terrestres possuindo, cada um deles, particularidades quanto às resoluções (JENSEN, 2009).

No Brasil, o sensoriamento remoto tomou impulso na década de 60 com o projeto RADAMBRASIL, que tinha como objetivo realizar um levantamento integrado dos recursos naturais do país (ROSA, 2007).

Existem dois tipos de sensores, os passivos e os ativos. Os sensores passivos (satélites, máquinas fotográficas, etc) não produzem fontes de energia, necessitando de uma fonte natural (Sol) ou artificiais (lâmpadas), para que possam captar a energia refletida dos alvos em forma de ondas eletromagnéticas. Já os sensores ativos (radar, sonar, etc) emitem energia em forma de ondas eletromagnéticas que são refletidas e captadas posteriormente (MEIRELES, 2007).

Os satélites podem ser agrupados em diversas categorias de acordo com o objetivo principal para o qual foram criados, sendo assim classificados em satélites: militares, científicos, de telecomunicação e meteorológicos. Os satélites meteorológicos são equipados com radiômetros que medem radiação nas bandas visível e infravermelho que lhes permitem operar mesmo sob a face escura da Terra (MOREIRA, 2011).

O princípio fundamental do SR está na interação entre o objeto observado e o sensor através da energia ou radiação eletromagnética (REM) que é emitida ou refletida por esses objetos terrestres que por sua vez serão registradas por sensores remotos (a energia captada é proveniente do Sol, dos alvos e/ou do próprio sensor). A principal função de um sensor remoto, portanto, consiste em captar e medir a quantidade de energia refletida e/ou emitida pelos alvos, e desta forma obter informações sobre a natureza e/ou condições desses alvos.

Na aquisição de informações por meio do sensoriamento remoto há duas fases importantes:

- A aquisição de dados — referente aos processos de detecção e registro de informação;
- A fase de utilização e análise dos dados — que compreende o tratamento e a extração de informação dos dados coletados.

A imagem gerada por um sensor remoto é constituída por uma matriz de pontos denominados pixel, os quais representam a quantidade de radiação refletida ou emitida por partes da cena observada (SOUZA, 2008). Os satélites registram em seus sensores sinais emergentes no topo da atmosfera e os armazenam em forma de números digitais (ND), que

são convertidos em radiância através de processos de calibração radiométrica (MARKHAN & BAKER, 1986).

O sensoriamento remoto está intimamente ligado à medida da radiação eletromagnética, refletida ou emitida pelos alvos da superfície terrestre, bem como ao tratamento e a disponibilização dessa informação numa forma possível de ser interpretada (MOREIRA, 2011).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R.; IRMAK, A.; TREZZA, R.; HENDRICKX, J. M. H.; BASTIAANSEN, W.; KJAERGAARD J. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. **Hydrol. Process.** 25, p. 4011–4027, 2011. DOI: 10.1002/hyp.8408.

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

ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSEN, W. Surface energy balance algorithms for land. Idaho Department of Water Resources, 2002. 97 p.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, n.4, p.380-394, 2007.

ALVES, A. V.; AZEVEDO, P. V. de; SILVA, B. B. da. Balanço de energia e reflectância de um cultivo de melão. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 6, n. 2, p. 139-146, 1998. ISSN 0104-1347.

ARAÚJO, T. L.; SOUZA, E. P. Influência da Superfície no Balanço de Energia e na Intensidade da Precipitação Urbana. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.3, p. 204 – 217, 2010.

ARYA, S. P. Introduction to micrometeorology. 2ª edição. Local: [S. l.]. Academic Press. 2001. p. 447.

BASTIAANSEN, W.G.M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 229, n. 1-2, p. 87-100, 2000.

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

BASTIAANSEN, W.G.M.; BRITO, R.A.L.; BOS, M.G.; SOUZA, R.A.; CAVALCANTI, E.B.; BAKKER, M.M. Low cost satellite data for monthly irrigation performance monitoring: benchmarks from Nilo Coelho, Brazil. **Irrig. Drain. Syst.**, 15 (2001), pp. 53–79.

BATISTA, W. R. M. **Balanço de radiação e evapotranspiração na bacia hidrográfica do Rio Jacaré – SE mediante imagens orbitais.** 2011. 80 f. Dissertação (Mestrado em Agroecossistemas) - Universidade Federal de Sergipe, 2011.

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, n. 3, p. 305-317, 2008.

BISCARO, G. A. **Meteorologia Agrícola Básica.** 1.ed.. UNIGRAF, 2007. 87p.

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.

COSTA, C. C. L. da. **Meteorologia Aeronáutica**. 253 p., 2006.

COSTA, R. F. da; FARIAS, S. E. M. de; BARBIERI, V. Transmitância atmosférica para Piracicaba-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRA DE METEOROLOGIA. 1998, Brasília Anais... CONGRESSO BRASILEIRA DE METEOROLOGIA. 1998.

DI PACE, F. T.; SILVA, B. B. da; SILVA, V. de P. R. da; SILVA, S. T. A. da. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 12, n. 4, p. 385–392, 2008.

DUCHEMIN, J.; HADRIA, R., ER-RAKI, S.; BOULET, G.; MAISONGRANDE, P.; CHEHBOUNI, A.; ESCADAFAL, R.; EZZAHAR, J.; HOEDJES, J.; KARROUI, H.; KHABBA, S.; MOUGENOT, B.; OLIOSO, A.; RODRIGUEZ, J.C.; SIMONNEAUX, V. Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: on the use of relationship between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. **Agric. Water Manage.**, v. 79, p. 1–27, 2006.

FOLHES, M. T.; SOARES, J. V.; RENNÓ, C. D.; CORREIA, H. C. 2007, “Estimativa de fluxos de energia por meio do modelo METRIC em região semi-árida”. In: **XIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO**, p. 3349 – 3356, Florianópolis, Brasil, INPE, 2007.

GARRISON, J. D.; ADLER, G. P. Estimation of precipitable water over the United State for application to the division of solar radiation into its direct and difuse coponents. **Solar Energy**. Kidlington, v.44, n.4, p.225-241, 1990.

GUEIMARD, C. SMART2: a simple model of the atmospheric radioactive transfer of sunshine: algorithms and performace assessment. **Florida Solar Energy Center, FSEC-PF**, p. 270-295, 1995.

GIONGO, P. R.; MOURA, G. B. de A.; SILVA, A. P. N. da; MEDEIROS, S. R. R.de. Uso de sensoriamento remoto para estimar o saldo de radiação em áreas de cana-de-açúcar e cerrado. **Revista Científica Eletrônica de Agronomia**, Garça, v. 18, n. 1, p. 8 - 21, 2010.

GOMES, H. E. **Balanços de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. 2009. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, UFCG, 2009.

GUIMARÃES, A. P.C. **Estimativa de parâmetros da camada atmosférica para cálculo da irradiação solar incidente na superfície terrestre**. 2003.162 f. Tese (Doutorado em Engenharia Mecânica) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, 2003.

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

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. 1.ed. San Diego, California, Academic Press. 1994.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. London: Academic Press., 1983, 390p.

JENSEN, J.R. **Sensoriamento Remoto do Ambiente: Uma Perspectiva em Recursos Terrestres**. Tradução português. 2.ed. Parentese Editora. São José dos Campos SP, 2009. 598p.

LATORRE, M.; CARVALHO JÚNIOR O.A.; CARVALHO, A.P.F., SHIMABUKURO, Y.E. **Correção Atmosférica: Conceitos e Fundamentos**. Espaço & Geografia, v. 5, 2002, p. 153-178.

LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. 2.ed. California: Academic Press, 2002. 599p.

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

MARKHAN, B.L.; BARKER, J.L.: Landsat MSS and TM Post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectance and at-satellite temperatures, **Eosat Landsat Tech. Notes**, v.1, p. 3 - 7, 1986.

MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B.; ECHER, M. P. de S. Levantamento dos recursos de energia solar no Brasil com o emprego de satélite geoestacionário – o Projeto SWERA. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 26, n. 2, p. 145 – 159. 2004.

MEIRELES, M. **Estimativa da evaporação real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem landsat 5-TM na Bacia do Acaraú – CE**. 2007. 89 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza-CE, 2007.

MENDONÇA, J. C. **Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense, RJ**. 2007. Tese, Universidade Estadual do Norte Fluminense, Campos dos Goytacazes, RJ, Brasil, 2007.

MENESES, P. R.; ALMEIDA, T.; ROSA, A. N. de C. S.; SANO, E. E.; SOUZA E. B. de; BAPTISTA, G. M. de M.; BRITES, R. S. **Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto**. Unb, Cnpq. Brasília, 2012.

MENEZES, H.E.A.; DANTAS, R.T. Ajuste de funções para estimativa da irradiação solar difusa em Cajazeiras - PB. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002 Foz do Iguaçu - PR. **Anais...** 1 CD ROM.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 4.ed. Viçosa: UFV, 2011. 422p.

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

NOVO, E. M. L. M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. São Paulo: Blucher, 2008.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. London: Routledge. 1987. 435p.

OLIVEIRA, L. M. M. de. **Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto na bacia do rio Tapacurá – PE**. 156f. Tese de Doutorado (Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE, 2012.

QUERINO, C.A.S., MOURA, M.A.L., R.F.F. LYRA, MARIANO, G.L. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zenital na região Amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 21(3a), p. 42 – 49, 2006.

RENSHENG, C.; ERSI, K.; JIANPING, Y.; SHIHUA, Z. W.; YONGJIAN, D. Estimation of Horizontal diffuse solar radiation with measured daily data in China. **Renewable Energy**, v.29, p.717-726, 2004.

REVFEIM, K. J. A. A Simple procedure for estimating global daily radiation on any surface. **Journal of Applied Meteorology**, v.17, p.1126-31, 1978.

REVFEIM, K. J. A. Solar radiation at a site of known orientation on the earth's surface. **Journal of Applied Meteorology**, v. 15, p. 651 - 56, 1976.

RICCHIAZII, P.; YANG, S.; GAUTIER, C.; SOWLE, D. SBDART A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 79. n. 10. p. 2101 – 2114. 1998.

RICHERI, S. M. de M. **Estudo do impacto das mudanças climáticas globais nos mangues tropicais**. 2006. 103 f. Escola de Engenharia Mauá do Centro Universitário do Instituto Mauá de Tecnologia, São Caetano do Sul, SP, 2006.

ROSA, R. **Introdução ao sensoriamento remoto**. 6.ed. Uberlândia: EDUFU, 2007. 248p.

SENTELHAS, P. C.; NASCIMENTO, A. L. C. Variação sazonal da relação entre o saldo de radiação e a irradiância solar global. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.18, n.1, p.71–77, 2003.

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

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

SILVA, B. B. da; 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, n. 2, p. 201 - 211. 2005a.

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

SOUZA, A. P. **Evoluções, frações e estimativas das irradiações global, direta e difusa em superfícies inclinadas**. 2009. 130f. Dissertação– Universidade Estadual; Paulista, Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu, 2009.

SOUZA, J. D. **Modelo físico-matemático de correção atmosférica para imagens TM - LANDSAT 5 e MODIS-TERRA/AQUA**. 2008. 177f. Tese- Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, 2008.

TASUMI, M. **Use of Remote Sensing of Evapotranspiration for Large Regions**. International Workshop, Montpellier, France, 2003.

TAVARES, P. S. **Observação e análise da radiação solar global e fotossinteticamente ativa na região de Maceió**. 2005, 42p. TCC (Graduação em Meteorologia) - Universidade Federal de Alagoas - UFAL, Maceió.

TEIXEIRA, A. H. de C.; SHERER-WARREN, M.; LOPES, H. L.; HERNANDEZ, F.B.T. Determinação dos componentes do balanço de energia com imagens MODIS no município de Petrolina-PE, Brasil. **Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, INPE, 13 a 18 de abril de 2013.

TEIXEIRA, P.R.; CERQUEIRA, R.C.C.M.; SOUSA, W.J. de; BORBA, J.C.C.; SÁ, M.O.; QUERINO, C.A.S.; MEIXNER, F. X.; MOURA, M.A.L. Estudo comparativo dos componentes do balanço de radiação para um dia de céu claro e outro de céu parcialmente nublado na Amazônia. In: **XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, Fortaleza-CE, 2004, p. 698-707.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. **Meteorologia Descritiva: Fundamentos e Aplicações Brasileiras**. 1.ed. São Paulo: 1948. 374p.

TUCCI, E. M. et al. **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. 4.ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2007. p 269, 270, 277, 278.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Recife: Versão digital 2, 2006. 463p.

VERMOTE, E. F; TANRÉ, D.; DEUZÉ, J. L.; HERMAN, M.; MORCRETTE, J. J.: Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum , 6S: An Overview. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.35, p.675 - 685, 1997.

VERMOTE, E. F. & VERMEULEN, A.: MODIS Atmospheric correction algorithm: spectral reflectance (MOD09), **Algorithm Technical Background Document**, v 4, NASA contract NAS5-96062, 1999.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R.; **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, Impr. Univ., 2013. 449p.

CAPÍTULO II

MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE PARA O SERTÃO PERNAMBUCANO

MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE PARA O SERTÃO PERNAMBUCANO

Autora: Rochele Sheila Vasconcelos

Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

RESUMO

Objetiva-se com este trabalho desenvolver e propor modelos estatísticos para a estimativa da transmissividade atmosférica sob condições de céu claro e parcialmente nublado para Petrolina-PE. Os novos modelos foram desenvolvidos por regressões linear simples e múltipla, com uma base de dados classificados em 9 dias de céu claro e 9 dias de céu parcialmente nublado com predominância para claro, do ano de 2010. As variáveis de entrada para obtenção dos modelos para o cálculo da transmissividade atmosférica foram: transmissividade atmosférica real, água precipitável, pressão atmosférica, ângulo zenital e turbidez atmosférica. O programa estatístico ESTATISTICA foi utilizado para obtenção dos modelos. Os dados meteorológicos: radiação solar global ($W m^{-2}$), radiação direta ($W m^{-2}$), pressão atmosférica (mb), umidade relativa (%) e temperatura do ar ($^{\circ} C$), foram utilizados para obtenção das variáveis de entrada dos modelos, obtidos a cada minuto na estação meteorológica de Petrolina-PE. O melhor modelo para o cálculo da transmissividade atmosférica variou conforme o dia em estudo. Para dias de céu claro ou com pouca interferência de nuvens, as menores diferenças média relativa foram obtidas com o modelo Reg.M2 de 1,92% e 2,91%, no entanto o modelo Reg.S3, em que o ângulo zenital é a única variável de entrada, passa a ser um modelo mais acessível para obtenção da transmissividade atmosférica em dias de céu claro, apresentando uma diferença média relativa de 6,45% e 5,26%. Para os dias com interferência de nuvens tanto o modelo Reg.M1 quanto o modelo obtido em Allen apresentaram as menores diferenças média relativa de 0,58% e 2,29% e 1,83% e 1,68%, respectivamente.

Palavras-chave: Radiação solar direta, turbidez atmosférica, projeto SONDA

TRANSMISSIVITY MODELS FOR SERTÃO PERNAMBUCANO

Autora: Rochele Sheila Vasconcelos

Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

ABSTRACT

The aim of this study was to develop and propose statistical models to estimate atmospheric transmissivity under conditions of clear and partly cloudy sky to Petrolina. The new models were developed for simple and multiple linear regressions, with a database classified into nine days of clear skies and 9 days of partly cloudy sky, predominantly clear sky, in 2010. The input variables to fit the models to calculate the atmospheric transmissivity were real atmospheric transmissivity, precipitable water, atmospheric pressure, zenith angle and atmospheric turbidity. The STATISTICAL statistical program was used to fit the models. The meteorological data: solar radiation ($W m^{-2}$), direct radiation ($W m^{-2}$), atmospheric pressure (mb), relative humidity (%) and air temperature ($^{\circ} C$) were used to obtain the variable input models, obtained by the minute on weather station Petrolina-PE. The best model for the calculation of atmospheric transmissivity varied by day study. For a clear day or low cloud interference, the lowest average relative differences were obtained with the Reg.M2 model of 1.92% and 2.91%, however the Reg.S3 model, where the zenith angle is the only input variable, becomes a more affordable model to find the atmospheric transmissivity on a clear day, with an average of 6.45% on difference and 5.26%. For days with clouds interference Reg.M1 both the model and the model obtained in Allen had the lowest average difference relative 0.58% and 2.29% and 1.83% and 1.68%, respectively.

Keywords: direct solar radiation, atmospheric turbidity, project SONDA

1. INTRODUÇÃO

A radiação solar é a principal fonte de energia para diversos processos naturais que ocorrem na superfície terrestre. Do total de energia radiante emitida pelo Sol, apenas uma pequena parte chega à superfície da Terra. A radiação solar quando penetra na atmosfera terrestre, sofre uma série de processos que a modificam, ou seja, parte da energia incidente é absorvida e outra é espalhada, ambas influenciando o espectro, modificando consideravelmente a energia espectral que passa através da atmosfera (GOMES, 2009). A modelagem de sua propagação na atmosfera não é simples, devido a complexidade das interações combinadas com componentes atmosféricos tais como, gases, nuvens e aerossol, e à variabilidade espaço temporal deles (CEBALLOS, 2000).

A irradiação solar em uma superfície varia em função da variação anual da distância zenital e azimutal solar (variação sazonal) que ocorre devido à variação da declinação em função da inclinação do eixo de rotação da Terra ($23^{\circ} 27'$) em relação ao plano orbital da Terra ao redor do Sol, da variação da distância Terra-Sol (ROSA, 2007).

Vários tipos de radiações eletromagnéticas passam facilmente pela atmosfera, enquanto outras são impedidas de atravessá-la. A forma com que a atmosfera permite que a radiação a atravesse é conhecida como transmissividade, ela depende dos componentes da atmosfera e varia de acordo com o comprimento de onda (FERREIRA, 2006). A transmissividade atmosférica (τ) é obtida através da relação entre a radiação solar global incidente em superfície (R_g) e aquela no topo da atmosfera (R_o). A transmissividade expressa às condições atmosféricas em termos de cobertura de nuvens e presença de material particulado, como o vapor d'água e aerossóis de um modo geral, que são responsáveis por esses dois processos, o espalhamento e a absorção. A mesma é bastante utilizada em modelos que necessitam a quantificação da radiação solar incidente na superfície, pois não podemos desconsiderar a presença da atmosfera (GUIMARÃES, 2003).

A quantificação e distribuição diária e anual da radiação que atinge a superfície terrestre permitem determinar o potencial energético solar de uma determinada região. De acordo com Bisht et al. (2005), o saldo de radiação é o elemento chave para a estimativa do balanço de energia e é usado em várias aplicações incluindo monitoramento e previsões climáticas e do tempo, e em meteorologia agrícola.

Objetiva-se com esse trabalho desenvolver e propor modelos estatísticos para a estimativa da transmissividade atmosférica para condições de céu claro e parcialmente nublado para Petrolina-PE.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Área de Estudo

O Estado de Pernambuco localiza-se nas latitudes de 7° 20' a 9° 29' S e Longitudes de 34° 30' a 41° 21' W, limitado pelos estados de Alagoas (ao sul), Paraíba (ao norte), Ceará (ao oeste) e o Oceano Atlântico (ao leste). O estado pernambucano é subdividido em cinco mesorregiões: Metropolitana do Recife, Zona da Mata, Agreste, Sertão e São Francisco. O estudo foi realizado no Município de Petrolina – PE, localizado entre as coordenadas 8° 35' 13'' e 9° 28' 22'' de latitude sul e 40° 57' 20'' e 40° 12' 37'' de longitude oeste que se encontra inserido na região semiárida do Estado de Pernambuco (Figura 1).

O Município de Petrolina integra a mesorregião do Sertão do São Francisco, com extensão territorial total de aproximadamente, 4.756,0 km², o que representa, cerca de, 4,8% da extensão territorial do Estado de Pernambuco. No município encontra-se um grande polo agrícola (Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho), onde a fruticultura irrigada é o principal vetor do desenvolvimento, e que, as maiores produções de fruteiras se encontra no mesmo, a qual põe Pernambuco como um dos maiores produtores e exportadores de frutas do país.

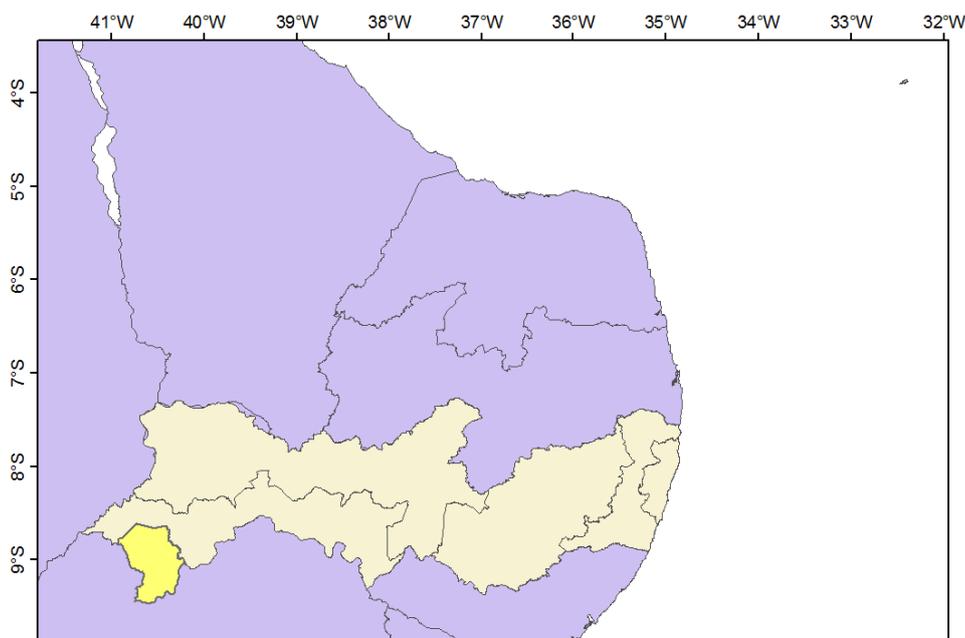


Figura 1 – Mapa de localização da cidade de Petrolina-PE.

2.2 Clima da região

Segundo a classificação climática de Köppen, a região apresenta clima do tipo BSW_h, semiárido, e valores médios anuais das variáveis climatológicas: temperatura do ar de 26,5 °C, precipitação pluvial de 541,1 mm, umidade relativa do ar igual a 65,9%, evaporação do tanque classe "A" igual 2.500 mm ano⁻¹ e velocidade do vento de 2,3 m s⁻¹. A precipitação é irregularmente distribuída no espaço e no tempo, concentrando-se nos meses de dezembro a abril; a insolação anual é superior a 3.000 h (AZEVEDO et al., 2003).

O Sertão Pernambucano apresenta, em sua maior área, faixas de precipitações entre 400 e 800 mm anuais, com os menores valores situados na mesorregião do São Francisco (POSSAS et al., 2012).

2.3 Dados meteorológicos

Foram utilizados dados de radiação global (W m⁻²), radiação direta (W m⁻²), pressão atmosférica (mb), umidade relativa (%) e temperatura (° C), obtidos no site <http://sonda.ccst.inpe.br>, a cada minuto na estação de Petrolina-PE com as seguintes coordenadas geográficas (9° 04' 08" S de latitude e 40° 19' 11" O de longitude) e altitude de 387 m (Figura 2).

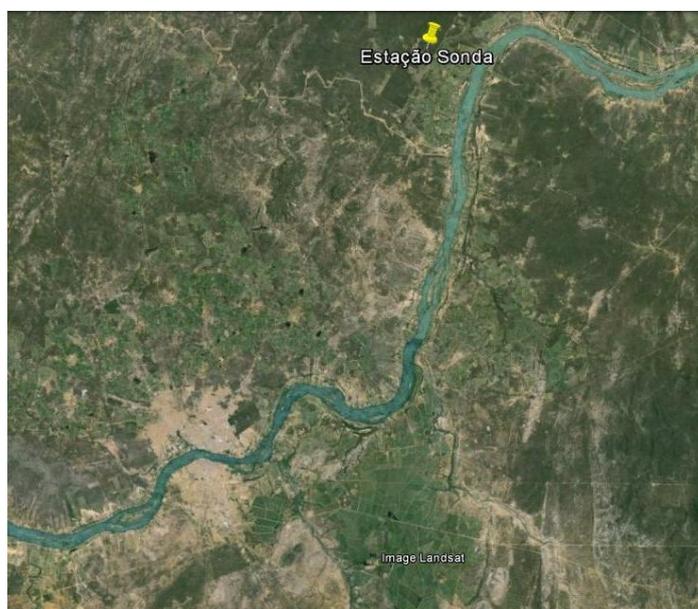


Figura 2 - Localização da estação Sonda-Petrolina. Fonte: (Google, 2015).

Para aquisição dos dados de radiação solar global foi utilizado o piranômetro CM 21 (Kipp & Zonen), na faixa espectral de 0,3 µm a 2,8 µm. Sensor de temperatura e

umidade do Ar Mod. 41372 (R. M. Young Company) -Aquisição de dados de temperatura e umidade relativa do ar. Sensor de temperatura do Ar Modelo 41342 (R. M. Young Company) -Aquisição de dados de temperatura do ar através de um sensor de platina. Sensor de pressão barométrica PTB101 (Vaisala) -Aquisição de dados de pressão na faixa de 600 mb a 1060 mb, utilizando um sensor capacitivo (CECONI et al., 2010).

2.4 Estimativa da cobertura do céu

O estudo foi realizado sob condições de céu claro e parcialmente nublado, sendo definido por meio do índice de claridade (K_t), onde o mesmo é representado pela razão entre a radiação solar incidente (R_g) ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e a irradiação no topo da atmosfera (R_o) ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), equação (1) (RENSHENG et al. 2004; QUERINO et al., 2011). Este índice irá variar de acordo com a quantidade de nuvens e aerossóis na atmosfera, e com isso haverá um aumento ou uma redução das componentes direta ou difusa, da radiação solar que atinge a superfície, possibilitando a classificação do céu quanto a sua nebulosidade (MARTINS et al., 2014).

$$K_t = \frac{R_g}{R_o} \quad (1)$$

A classificação da cobertura do céu foi baseada no trabalho de Teramoto & Escobedo (2012) que, $K_t \leq 0,35$ é definido como céu nublado, entre $0,35 < K_t \leq 0,55$ como céu parcialmente nebuloso, $0,55 < K_t \leq 0,65$ como céu parcialmente nebuloso com predominância para claro e $K_t > 0,65$ como céu claro.

Para estimativa da irradiação no topo da atmosfera (R_o), utilizou-se a expressão obtida em Iqbal (1983) que é calculada em função da constante solar ($S_o = 1367 \text{ W m}^{-2}$), raio vetor da órbita terrestre (d_r) (equação 3), latitude local (φ), declinação solar (δ) e ângulo zenital (θ) equação (2).

$$R_o = S_o \times \text{Cos}\theta \times d_r \quad (2)$$

em que;

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi \times d_j}{365}\right) \quad (3)$$

em que; d_j corresponde ao dia Juliano.

Para o ângulo zenital solar (θ) utilizou-se a equação (4):

$$\cos \theta = \text{sen}\varphi \text{sen}\delta + \cos \varphi \cos \delta \text{sen}h \quad (4)$$

em que; δ é a declinação solar obtida conforme a equação (5) (Iqbal,1983) e h é o ângulo horário (equação 6):

$$\delta = 23,45 \text{sen} \left[\frac{360}{365} (284 + d_j) \right] \quad (5)$$

$$h = \frac{(\text{hora} - 12)}{15} \quad (6)$$

2.5 Transmissividade atmosférica

Foi utilizado o modelo proposto por Majumdar et al. (1972) e Boes (1981), apresentados por Allen (1996) e a transmissividade atmosférica real a fim de comparar com os novos modelos de transmissividade desenvolvidos para a região de estudo conforme descritos abaixo.

2.5.1 Novos modelos de transmissividade atmosférica

Os novos modelos foram desenvolvidos por regressão linear simples e múltipla, com uma base de dados classificados em 9 dias de céu claro e 9 dias de céu parcialmente nebuloso com predominância para claro, do ano de 2010, classificados de acordo com Teramoto & Escobedo (2012). Foram utilizados dados de transmissividade atmosférica real, água precipitável, pressão atmosférica, ângulo zenital e turbidez atmosférica, conforme descritos abaixo. O programa estatístico ESTATISTICA 10.1 foi utilizado para obtenção dos modelos.

1. Modelo de regressão simples:

$$Y_i = \alpha + \beta X_i + \varepsilon_i \quad (7)$$

em que; Y_i é a variável explicada (dependente) (transmitância atmosférica); α e β parâmetros do modelo e X_i é a variável explicativa (independente) (ângulo zenital), e ε_i é a variável que inclui todos os fatores residuais mais os possíveis erros de medição.

2. Modelo de regressão linear múltiplo:

$$Y_i = X_0 + \sum_{i=1}^n X_i VM + \varepsilon_i \quad (8)$$

em que; Y_i é a variável explicada (dependente) (transmitância atmosférica); $X_0, X_1, X_2, \dots, X_n$ são parâmetros do modelo; VM são as variáveis meteorológicas e ε_i é o erro associado a i -ésima observação com parâmetros $(0, \sigma^2)$.

2.5.1.1 Dados de entrada dos modelos

A água precipitável em (mm), foi calculada de acordo com a equação (9) proposta por Garrison e Adler (1990) e o ângulo zenital solar (θ) foi obtido de acordo com a equação (4).

$$W = 0,14e_a P + 2,1 \quad (9)$$

em que; W é a água precipitável (mm), P é a pressão atmosférica (Kpa), obtida conforme a equação (10) (ASCE-EWRI, 2005) e e_a é a pressão real do vapor (Kpa) obtida de acordo com a equação (11):

$$P = 101,3 \times \left(\frac{T_a - 0,0065 \times z}{T_a} \right)^{5,26} \quad (10)$$

em que; T_a é a temperatura do ar, em Kelvin e z é a altitude em metros.

$$e_a = \frac{UR \times e_s}{100} \quad (11)$$

em que; e_s - pressão de saturação do vapor (Kpa) obtida pela equação (12):

$$e_s = 0,6108 \times \exp\left(\frac{17,27 \times T}{237,3 + T}\right) \quad (12)$$

em que; T é a temperatura do ar em ($^{\circ}$ C).

A turbidez atmosférica foi obtida conforme a metodologia proposta por Louche et al. (1987).

A transmissividade atmosférica real foi calculada conforme a equação (13) Iqbal (1983).

$$\tau_{\text{real}} = \frac{R_g}{S_o \times \cos \theta \times d_r} \quad (13)$$

em que; R_g é a radiação global obtida na estação meteorológica ($W m^{-2}$), S_o é a constante solar ($1367 W m^{-2}$), θ é o ângulo zenital solar calculado de acordo com a equação (4), d_r é o inverso do quadrado da distância relativa terra-sol, obtida segundo equação (3).

A pressão atmosférica utilizada como dado de entrada para obtenção dos modelos de transmissividade atmosférica foi obtida na estação meteorológica em mb.

2.5.2 Transmissividade atmosférica – Majumdar et al. (1972) e Boes (1981)

A Transmissividade atmosférica segundo Majumdar et al. (1972) e Boes (1981) apresentado por Allen (1996) para condições de céu claro, equação (15):

$$\tau = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146P}{K_t \cos \theta} - 0,075 \times \left(\frac{W}{\cos \theta} \right)^{0,4} \right] \quad (15)$$

em que; θ_{hor} é o ângulo zenital solar (equação 4); P é 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 (Allen, 1996); W é a água precipitável em mm, calculada de acordo com a equação (9).

2.6 Análise estatística

Os dados foram avaliados através do cálculo da diferença média absoluta (DMA), da diferença média relativa (DMR %) e a raiz da diferença quadrática média (RDQM), entre a transmissividade atmosférica estimada pelos modelos e a transmissividade atmosférica real calculada com valores coletados em superfície.

$$\text{DMA} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X'_i - X_i| \quad (16)$$

$$\text{DMR} = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X'_i - X_i}{X_i} \right| \quad (17)$$

$$\text{RDQM} = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (X'_i - X_i)^2}{N} \right)^{1/2} \quad (18)$$

em que; X_i corresponde ao valor de transmissividade atmosférica real (obtida a partir de dados medidos na estação meteorológica); X'_i corresponde ao valor de transmissividade atmosférica estimada pelos modelos e N corresponde ao número de pares de dados de transmissividade atmosférica.

Para verificar o desempenho dos modelos foi realizado o cálculo do coeficiente de Pearson, r ($p < 0,05$) que mede o grau da correlação e a direção dessa correlação, se positiva ou negativa entre duas variáveis de escala métrica. Este coeficiente assume valores entre -1 e 1.

Foram utilizados os seguintes indicadores estatísticos para correlacionar os valores estimados com os medidos: exatidão - índice de Willmott “d”; e de confiança ou desempenho “c”.

A exatidão está relacionada ao afastamento dos valores estimados em relação aos observados, é dada estatisticamente pelo índice de concordância “d” proposto por Willmott et al. (1985). Seus valores variam de zero, para nenhuma concordância, a 1, para a concordância perfeita. O índice é dado pela equação 20:

$$d = 1 - \left[\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (|P_i - O| + |O_i - O|)^2} \right] \quad (20)$$

em que; P_i é o valor estimado; O_i é o valor observado e O é a média dos valores observados.

O índice de desempenho “c” avalia o desempenho dos diferentes métodos de estimativa da transmissividade atmosférica. Este índice reúne os índices de precisão, dado pelo coeficiente de correlação (r) que indica o grau de dispersão dos dados obtidos em relação à média, ou seja, o erro aleatório e o de concordância “d”. O índice “c” é calculado conforme equação 21:

$$c = r \times d \quad (21)$$

Camargo & Sentelhas (1997) propuseram um critério para interpretar o desempenho dos métodos pelo índice c , apresentado na Tabela 1.

Tabela 1 – Classificação do desempenho dos métodos de estimativa da transmissividade atmosférica pelo índice c

Valores de c	Desempenho
>0,85	Ótimo
0,76 a 0,85	Muito bom
0,66 a 0,75	Bom
0,61 a 0,65	Mediano
0,51 a 0,60	Sofrível
0,41 a 0,50	Mau
$\leq 0,40$	Péssimo

Fonte: Camargo & Sentelhas (1997)

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Tabela 2 são apresentados os modelos de regressão linear simples e múltipla de transmissividade atmosférica. Os modelos apresentaram-se significativo ao nível de 5% de probabilidade ($p < 0,05$). O modelo Reg.M1 obteve o maior valor do coeficiente de determinação (R^2) de 86%, e o menor valor foi obtido com o modelo Reg.S3 com R^2 de 79%. Todos os coeficientes apresentaram-se significativos ao nível de 5% de probabilidade para os três modelos testados.

Tabela 2 - Descrição do modelo de transmissividade atmosférica

	Modelos	R²
Reg.M1	$\tau = 3,631724 + 0,430556 \times \cos\theta - 0,003270 \times P + 0,003925 \times W - 0,043758 \times TL$	0,861
Reg.M2	$\tau = 0,510067 + 0,405415 \times \cos\theta - 0,032072 \times TL$	0,849
Reg. S3	$\tau = 0,395913 + 0,350906 \times \cos\theta$	0,793

cos θ - ângulo zenital solar (radianos), P- Pressão (milibares), W- Água precipitável (milímetros), TL- Turbidez (adimensional).

Os modelos Reg.M1, Reg.M2 e Reg.S3 obtiveram as seguintes correlações (r) :0,9276, 0,9216 e 0,8909, respectivamente. Na Tabela 3 estão descritos os índices de exatidão (d) conforme proposto por Camargo & Sentelhas (1997) e os de confiança ou desempenho (c) para cada modelo estatístico e para os dias em estudo. Verifica-se que todos os modelos obtiveram desempenho ótimo para todos os dias analisados.

Tabela 3 - Índice de exatidão (d), índice de confiança ou desempenho (c) e classe de desempenho para os modelos Reg.M1, Reg.M2 e Reg.S3, para os dias em estudo

Data	Modelo	D	c	Classe de desempenho
04/01/2014	Reg.M1	0,9999	0,9277	Ótimo
09/01/2014		0,9999	0,9276	Ótimo
27/05/2014		0,9997	0,9975	Ótimo
28/05/2014		0,9984	0,9262	Ótimo
04/01/2014	Reg.M2	0,9994	0,9211	Ótimo
09/01/2014		0,9997	0,9214	Ótimo
27/05/2014		0,9999	0,9215	Ótimo
28/05/2014		0,9998	0,9214	Ótimo
04/01/2014	Reg. S3	0,9964	0,8064	Ótimo
09/01/2014		0,9967	0,8067	Ótimo
27/05/2014		0,9989	0,8085	Ótimo
28/05/2014		0,9993	0,8088	Ótimo

Nos dias 04/01/2014 e 09/01/2014 foram observados interferência de nuvens, devido a queda da radiação global em determinadas horas do dia (Figura 2A e 2B). O dia 27/05/2014, apresentou pouca interferencia de nuvens no período de 14 as 16 horas (Figura 1C) e o dia 28/05/2014, correspondeu a um dia de céu claro (Figura 1D). Abaixo segue os gráficos de radiação solar global ($W m^{-2}$) dos respectivos dias em estudo.

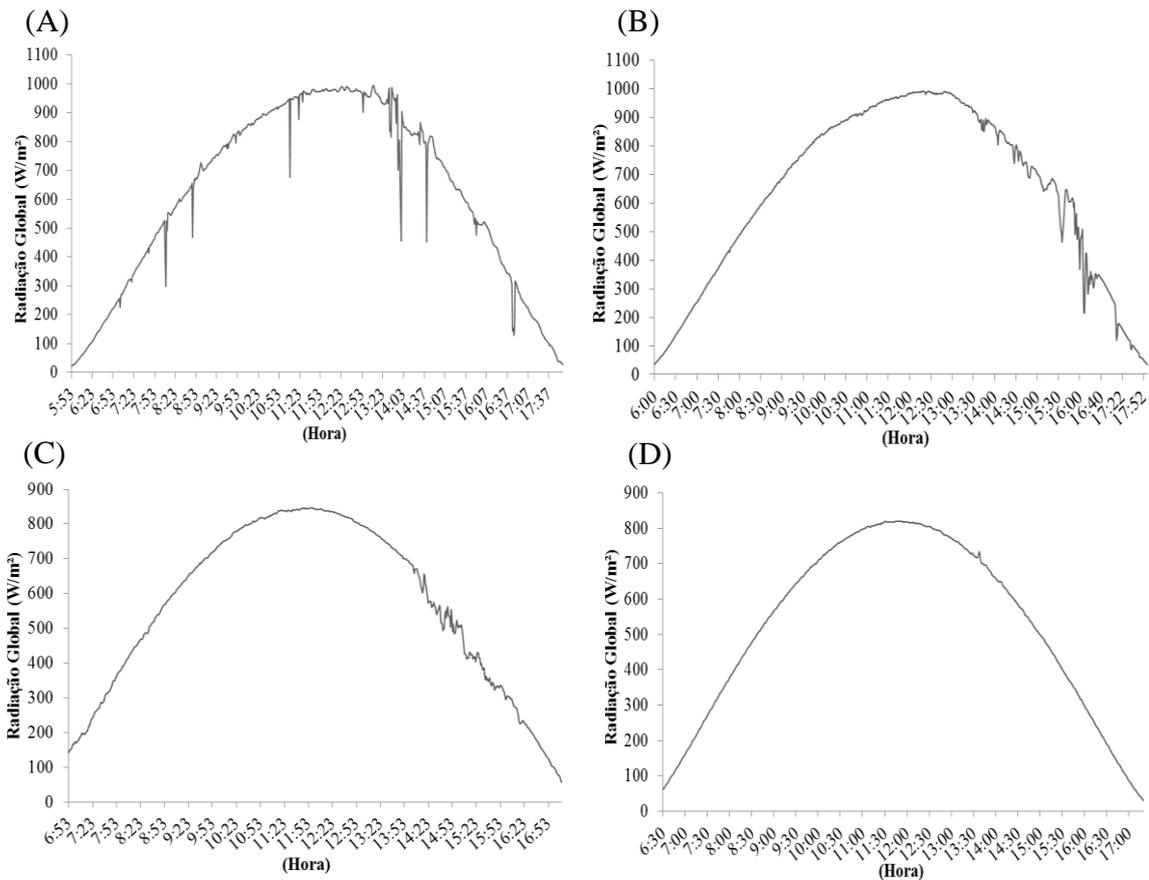


Figura 3 - Comportamento da radiação global (W m^{-2}) a cada minuto para Petrolina para os dias em estudo; (A) 04/01/2014, (B) 09/01/2014, (C) 27/05/2014 e (D) 28/05/2014.

Foram selecionados alguns dias do ano de 2014 para testar os novos modelos de transmissividade, juntamente com o modelo obtido em Allen (1996), conforme descrito na tabela (4), com suas respectivas diferença média absoluta (DMA), diferença média relativa (DMR) e raiz da diferença quadrática média (RDQM).

Tabela 4 - Valores da transmissividade real (τ_{real}) e da transmissividade obtidos pelos modelos: Reg.M1, Reg.M2 e Reg.S3 e obtido em Allen (1996) com suas respectivas diferença média absoluta (DMA), diferença média relativa (DMR) e raiz da diferença quadrática média (RDQM), para os dias estudados

Data	τ_{real}	τ_{Allen} (1996)	DMA	DMR (%)	RDQM
04/01/2014	0,697	0,681	0,02	2,29	0,43
09/01/2014	0,702	0,689	0,01	1,68	0,31
27/05/2014	0,649	0,697	0,04	7,44	1,20
28/05/2014	0,634	0,675	0,04	6,54	1,06
Data	τ_{real}	$\tau_{Reg. M1}$	DMA	DMR (%)	RDQM
04/01/2014	0,697	0,693	0,004	0,58	0,11
09/01/2014	0,702	0,714	0,01	1,83	0,34
27/05/2014	0,649	0,670	0,02	3,27	0,53
28/05/2014	0,634	0,686	0,05	8,26	1,33
Data	τ_{real}	$\tau_{Reg.M2}$	DMA	DMR (%)	RDQM
04/01/2014	0,697	0,664	0,03	4,78	0,89
09/01/2014	0,702	0,679	0,02	3,14	0,58
27/05/2014	0,649	0,661	0,01	1,92	0,31
28/05/2014	0,634	0,601	0,01	2,91	0,47
Data	τ_{real}	$\tau_{Reg.S3}$	DMA	DMR (%)	RDQM
04/01/2014	0,697	0,618	0,08	11,38	2,11
09/01/2014	0,702	0,625	0,07	10,89	2,01
27/05/2014	0,649	0,607	0,04	6,45	1,04
28/05/2014	0,634	0,601	0,03	5,26	0,85

Para o dia 04/01/2014 a menor diferença média relativa (DMR) de 0,58% foi observado com o modelo Reg.M1 e a maior diferença de 11,38% com o modelo Reg.S3. Para o dia 09/01/2014 o modelo obtido em Allen (1996) apresentou a menor diferença média relativa de 1,68%, aproximando-se da diferença obtida com o modelo Reg.M1, de 1,83% e a maior diferença média relativa foi obtida com o modelo Reg.S3, de 10,89%.

No entanto, considerando a diferença média percentual para os dias de céu claro ou com pouca interferência de nuvens, o modelo Reg.M2 apresentou as menores diferenças, de 1,92% para o dia 27/05/2014 e 2,91% para o dia 28/05/2014. Para o dia 27/05/2009 a maior diferença média relativa foi observado com o modelo obtido em Allen (1996) e para o dia 28/05/2009 a maior diferença média relativa foi obtido com o modelo Reg.M1. De acordo com Echer et al. (2001), a radiação solar em condição de céu claro é pouco atenuada quando comparada com condições de céu encoberto (parcialmente ou totalmente). Percebe-se que para o dia com maior nebulosidade o modelo que melhor respondeu foi Reg.M1, que contém as variáveis pressão, água precipitável, ângulo zenital e turbidez.

Portanto o melhor modelo a ser utilizado para o cálculo da transmissividade atmosférica varia conforme o dia em estudo. Pode-se observar que em dias de céu claro a transmissividade atmosférica para a região em estudo é mais afetada em função do ângulo zenital e da turbidez atmosférica. Segundo Djafer & Irbah (2013), a turbidez atmosférica expressa a atenuação da radiação solar que atinge a superfície da Terra, sob o céu sem nuvens e descreve a espessura óptica da atmosfera. Em dias de céu nublado ou parcialmente nublado, o modelo obtido em Allen (1996) e Reg.M1 foram os que melhor representaram essas condições, pois ambos possuem as mesmas variáveis de entrada (ângulo zenital, pressão atmosférica, água precipitável e turbidez atmosférica).

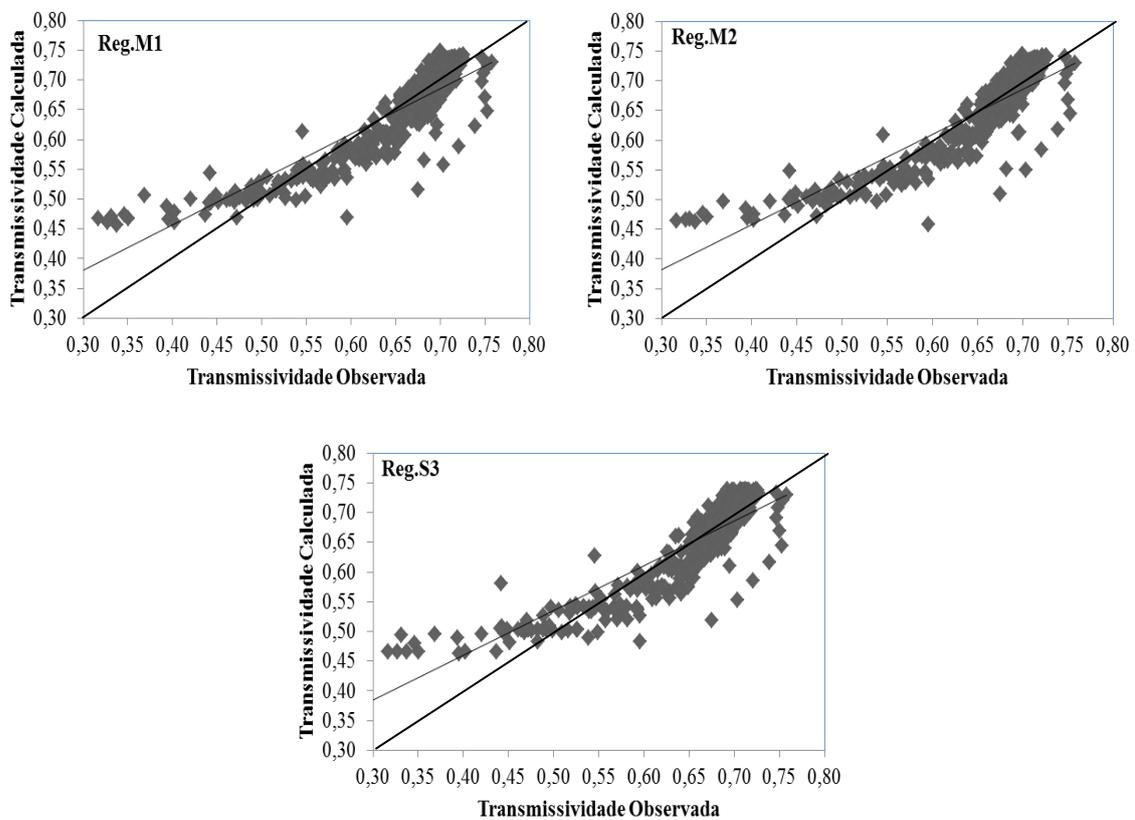


Figura 4 - Transmissividade observada em relação as transmissividade calculada pelos modelos Reg.M1, Reg.M2 e Reg.S3.

A transmissividade atmosférica obtida como o modelo obtido Reg.M1 se aproximou mais da transmissividade atmosférica real em relação aos outros modelos, para os dias em que houve grande interferencia de nuvens, como pode ser observado nas Figuras 4 e 5. Os demais modelos Reg.M2 e Reg.S3 seguem comportamento semelhantes, no qual se aproximam mais da transmissividade atmosférica real para dias de céu claro ou com baixa interferência de nuvens (Figuras 6 e 7).

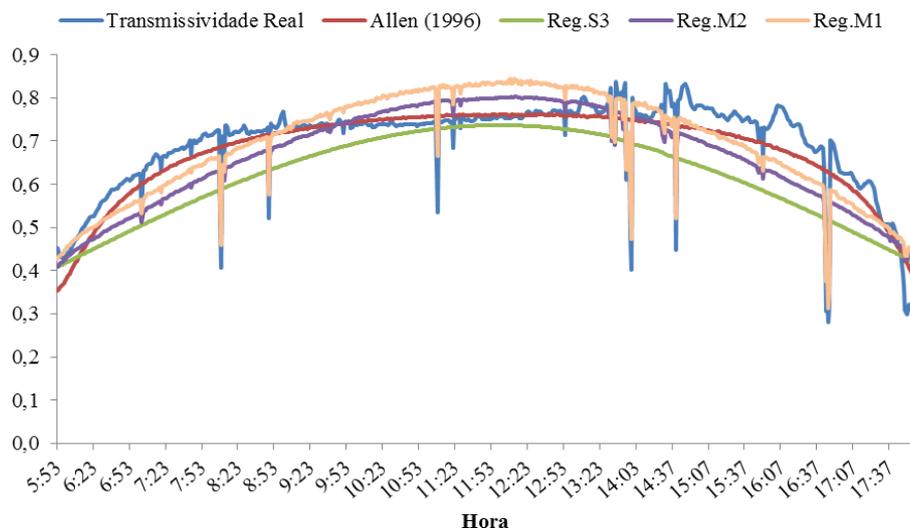


Figura 5 - Comparação entre a transmissividade atmosférica real com a transmissividade obtidas pelos modelos: modelo obtido em Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2 e modelo Reg.S3, para o dia 04/01/2014.

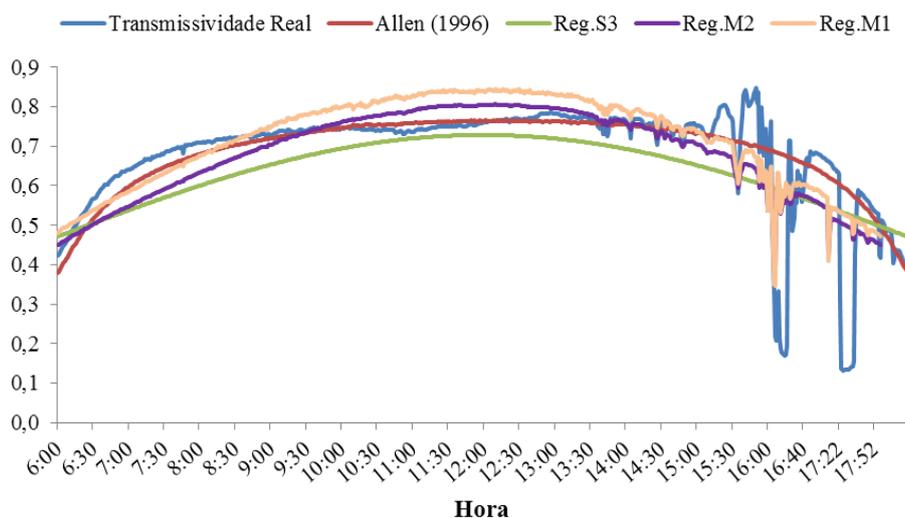


Figura 6 - Comparação entre a transmissividade atmosférica real com a transmissividade obtidas pelos modelos: modelo obtido em Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2 e modelo Reg.S3, para o dia 09/01/2014.

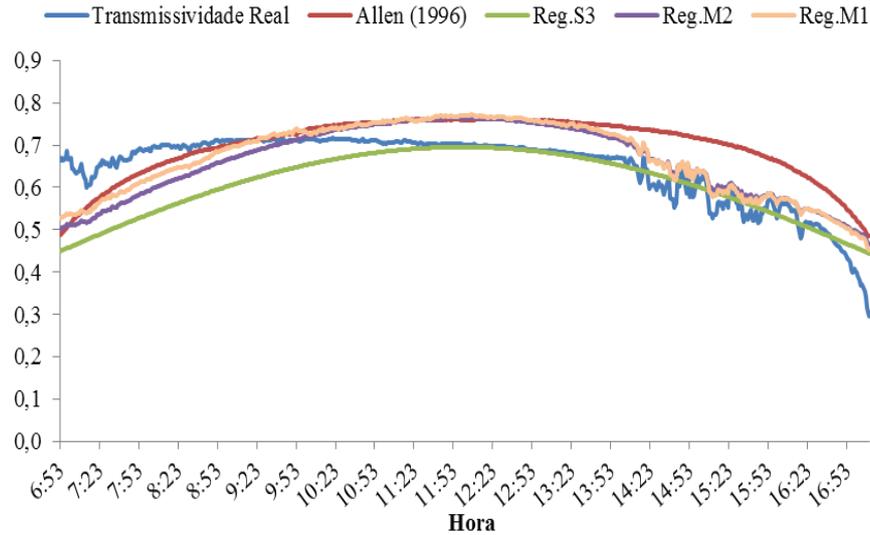


Figura 7 - Comparação entre a transmissividade atmosférica real com a transmissividade obtidas pelos modelos: modelo obtido em Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2 e modelo Reg.S3, para o dia 27/05/2014.

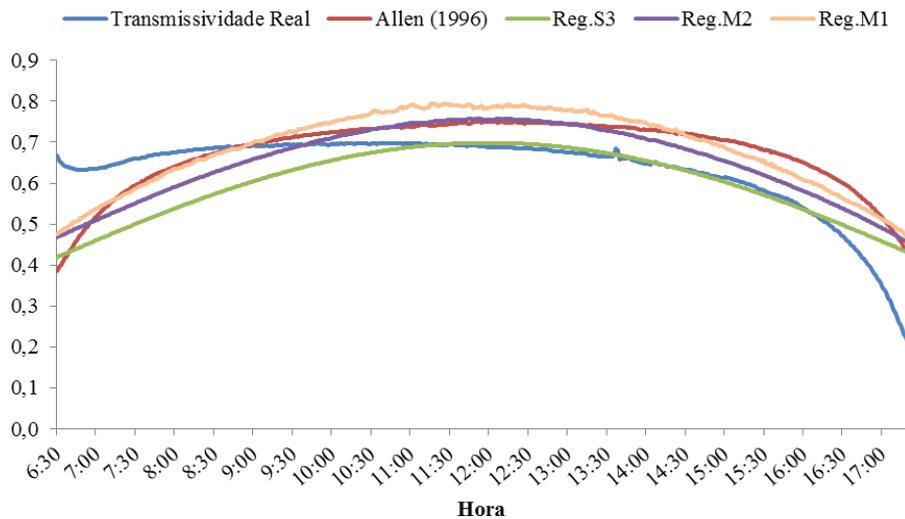


Figura 8 - Comparação entre a transmissividade atmosférica real com a transmissividade obtidas pelos modelos: modelo obtido em Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2 e modelo Reg.S3, para o dia 28/05/2014.

Segundo Menezes e Dantas (2002), as nuvens reduzem a quantidade de energia solar absorvida no sistema Terra-Atmosfera, tendo em vista que a refletividade das mesmas é bem maior do que a refletividade da atmosfera sem nuvens e com isso há uma maior ou menor transmissão radiativa.

A turbidez atmosférica impacta na transmissividade, devido à presença de aerossóis, sendo que esses possuem a função de absorver ou refletir a radiação solar,

influenciando na transparência da atmosfera quanto à radiação solar. Uma atmosfera mais turva implicará numa menor transmissividade atmosférica.

4. CONCLUSÕES

Conclui-se que:

O melhor modelo a ser utilizado para o cálculo da transmissividade atmosférica varia conforme o dia em estudo, ou seja, para dias de céu claro ou com pouca interferência de nuvens os menores erros foram obtidos com o modelo Reg.M2, no entanto o modelo Reg.S3, onde o ângulo zenital é a única variável de entrada, passa a ser um modelo mais acessível para obtenção da transmissividade atmosférica em dias de céu claro; para dias com interferência de nuvens tanto o modelo Reg.M1 quando o modelo obtido em Allen (1996) apresentaram os menores erros.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.122, p. 97–106, 1996.

ASCE-EWRI. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE, 2005.

AZEVEDO, P. V.; da SILVA, B. B.; da SILVA, V. P. R. Water requirements of irrigated mango orchards in northeast Brazil. **Agricultural Water Management**, v.1, n.58, p.241-254, 2003.

BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, LE. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. **Remote Sensing of Environment**, v. 97, p. 52-567, 2005.

BOES, E. C. "Fundamentals of solar radiation." Solar Energy Handbook, J. F. Kreider, and F. Kreith, eds., McGraw-Hill, New York, N.Y., v. 2, n.1- p. 2-78, 1981.

CEBALLOS, J. C. Estimativa de Radiação solar à superfície com céu claro: Um modelo simplificado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n.1, p.113-122, 2000.

CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, n.1, p.89-97, 1997.

CECONI, M.; SCHUCH, N.J.; FAVERA, A.C.; LUIZ, W.E.; MARTINS, F.R.; PEREIRA, E.B. Modelagem numérica da irradiação solar como método alternativo na avaliação do potencial energético disponível. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 4, n. 2, p. 41-52, 2010.

DJAFER, D.; IRBAH, A. Estimation of atmospheric turbidity over Ghardaïa city. **Atmospheric Research**, v.128, p.76–84, 2013.

ECHER, E.; SOUSA M. P.; SCHUCH, N. J. The beer's law applied to the earth's atmosphere. **Revista Brasileira de Física**, São Paulo, v.23, n.3, p.276-283, 2001.

FERREIRA, A. G. **Meteorologia Prática**. Oficina de textos, São Paulo, 2006.

GARRISON, J.D.; ADLER, G.P. Estimation of precipitable water over the United State for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. **Solar Energy**, v.44, p. 225-241, 1990.

GOMES, H. E. **Balances de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. 2009. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, UFCG, 2009.

GUIMARÃES, A. P.C. **Estimativa de parâmetros da camada atmosférica para cálculo da irradiação solar incidente na superfície terrestre**. 2003.162 f. Tese (Doutorado em Engenharia Mecânica) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, 2003.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. London: Academic Press., 1983, 390p.

LOUCHE A, MAUREL M, SIMONNOT G, PERI G, IQBAL M. Determination of Angstrom's turbidity coefficient from direct total irradiance measurements. **Solar Energy**, v.38, n.2, p.89-96. 1987.

MAJUMDAR, N. C., MATHUR, B. L., KAUSHIK, S. B. "Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity." **Solar Energy**, v.13, p. 383-394, 1972.

MARTINS, P. A. da S.; QUERINO, C. A. S.; PAVÃO, V. M.; QUERINO, J. K. A. da S.; MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S. Verificação da turbidez atmosférica em Humaitá-AM. **Revista EDUCamazônia**, v. 12, n. 1, p. 86-98, 2014.

MENEZES, H.E.A.; DANTAS, R.T. Ajuste de funções para estimativa da irradiação solar difusa em Cajazeiras - PB. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002 Foz do Iguaçu - PR. **Anais...** 1 CD ROM.

RENSHENG, C.; ERSI, K.; JIANPING, Y.; SHIHUA, Z.W.; YONGJIAN, D. Estimation of Horizontal diffuse solar radiation with measured daily data in China. **Renewable Energy**, v. 29, p. 717 – 726, 2004.

POSSAS, J. M. C.; CORREA, M. M.; MOURA, G. B. de A.; LOPES, P. M. O.; CALDAS, A. M.; FONTES JÚNIOR, R. V. de P. Zoneamento agroclimático para a cultura do pinhão-manso no Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 9, p.993–998, 2012.

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

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; QUERINO, J. K. A. da S.; VON RADOW, C.; MARQUES FILHO, A. de O. Estudo da radiação solar global e do índice de transmissividade (KT), externo e interno, em uma floresta de mangue em Alagoas Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 2, p. 204 - 294, 2011.

ROSA, R. 2007. **Introdução ao Sensoriamento Remoto**, 6.ed., EDUFU, Uberlândia. 248p.

LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. San Diego: Elsevier Science, 584 p. 2002.

TERAMOTO, E. T.; ESCOBEDO, J. F. Análise da frequência anual das condições de céu em Botucatu, São Paulo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 16, n. 9, p. 985 – 992, 2012.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, R. E.; FEDDEMA, J. J.; KLINK, K. M.; LEGATE, D. R.; O'DONNELL, J.; ROWE, C. M. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, p. 8995 - 9005, 1985.

CAPÍTULO III

ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO COM IMAGENS LANDSAT 5 - TM UTILIZANDO DIFERENTES MODELOS DE TRANSMISIVIDADE ATMOSFÉRICA

ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO COM IMAGENS LANDSAT 5 - TM UTILIZANDO DIFERENTES MODELOS DE TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA

Autora: Rochele Sheila Vasconcelos

Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

RESUMO

O objetivo deste trabalho foi avaliar a correção dos efeitos atmosféricos sobre o albedo a partir de diferentes modelos de estimativa da transmissividade atmosférica utilizada na correção de imagens orbitais para obtenção do saldo de radiação instantâneo e 24 horas à superfície. Foram utilizadas duas imagens do satélite Landsat 5 - TM (Thematic Mapper) com resolução de 30 m, obtidas no catálogo de imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, que correspondem a órbita 217 e ponto 66. Foi realizado um recorte que abrange as cidades de Petrolina-PE e Juazeiro-BA. Para a estimativa dos valores de saldo de radiação foi utilizado o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL). No cálculo do albedo da superfície foi utilizada a transmissividade para correção dos efeitos atmosféricos, onde foram testados os seguintes modelos: Modelo de Majumdar e Boes, Modelo Reg.S3, Modelo Reg.M2, Modelo Reg.M1 e o Modelo Real, em que utilizou-se dados de radiação global obtida na torre micrometeorológica pertencente à Empresa Agroindústrias do Vale do São Francisco. Os dados para validação do algoritmo SEBAL também foram obtidos na torre micrometeorológica, localizada no talhão experimental cultivado com a cultura da cana-de-açúcar. Os dados foram avaliados por meio do cálculo da diferença média absoluta e da diferença média relativa. O albedo da superfície apresentou alta variação em função da transmissividade atmosférica, ocorrendo uma modificação do mesmo ao se utilizar diferentes modelos, impactando assim no saldo de radiação instantâneo. A menor diferença média relativa obtido para o albedo da superfície foi com o modelo de transmissividade Reg.M1 de 33,33%, o mesmo resultado foi observado na obtenção do saldo de radiação 24 horas com uma diferença de 0,94%, a maior diferença média relativa foi observada com o modelo obtido em Allen de 5,41%, os demais modelos Reg.S3; Reg.M2 e Real apresentaram diferenças próximas de 3,43%, 3,35% e 3,68%, respectivamente. Para o saldo de radiação instantâneo a menor diferença média percentual foi observada quando se utilizou o albedo corrigido a partir da transmissividade calculada com o modelo obtido em Allen de 6,95%. Analisando as imagens referentes aos dias 27/11/2009 e 10/06/2011, foi possível observar que houve um aumento dos valores de albedo correspondente às áreas de cana-de-açúcar e corpos hídricos do ano de 2009 para 2011 e uma diminuição para área do centro urbano. Quando se avaliou o saldo de radiação observou-se uma diminuição em todos os alvos. Isso ocorreu devido a sazonalidade da radiação solar global e do regime de precipitação entre os alvos estudados, onde se obteve uma diferença média absoluta de $179,17 \text{ W m}^{-2}$ para a cana-de-açúcar, $88,28 \text{ W m}^{-2}$ para o centro urbano e $192,42 \text{ W m}^{-2}$ para os corpos hídricos.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto, Albedo, SEBAL

ESTIMATE RADIATION BALANCE WITH IMAGES LANDSAT 5 - TM USING DIFFERENT MODELS OF ATMOSPHERIC TRANSMISSIVIDADE

Autora: Rochele Sheila Vasconcelos

Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

ABSTRACT

The aim of this study was to evaluate the correctness of the atmospheric effects on the albedo from different models of atmospheric transmissivity estimation used in the correction of orbital images to obtain instant radiation balance and 24 hours at surface. We used two Landsat satellite images 5-TM (Thematic Mapper) with 30 m resolution, obtained in the image catalog of the National Institute for space research, which correspond to orbit 217 and section 66. We conducted a clipping that encompasses the cities of Petrolina-PE and Juazeiro-BA. For the estimation of the radiation balance values has been used the algorithm Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL). In the calculation of the surface albedo transmissivity was used for correction of atmospheric effects, where they were tested the following models: model Majumdar and Boes, model reg. S3, model reg. M2, model reg. M1 and the Real model, in which we used global radiation data obtained in micrometeorológica Tower in the Agribusiness Company do Vale do São Francisco. The data for validation of SEBAL algorithm were also obtained in micrometeorológica Tower, located in the experimental plot planted with the crop of sugarcane. The data were evaluated by calculating the average absolute difference and the relative mean difference. The albedo of the surface showed high variation as a function of atmospheric transmissivity, occurring a modification of the same when using different models, thus impacting on instant radiation balance. The slightest difference on average obtained for the surface albedo was with the model of transmissivity reg. M1 of 33.33%, the same result was observed in obtaining the balance of radiation of 24 hours with a difference of 0.94%, the greatest relative mean difference was observed with the model obtained in Allen of 5.41%, the other models reg. S3; Reg. M2 and Real presented differences close to 3.43%, 3.35% and 3.68 %, respectively. For the instant radiation balance any difference percentage average was observed when using the albedo corrected from the transmissivity calculated with the model obtained in Allen of 6.95%. Analyzing the images concerning the days 11/27/2009 and 6/10/2011, it was possible to observe that there has been an increase of the albedo values corresponding to the areas of sugar cane and water bodies of the year from 2009 to 2011 and a decrease for inner city area. When evaluating the balance of radiation observed a decrease in all targets. This occurred due to seasonality of global solar radiation and precipitation scheme between the targets studied, where he obtained an average absolute difference of 179.17 W m⁻² for sugarcane, 88.28 W m⁻² for the urban center and 192.42 W m⁻² for the water bodies.

Keywords: Remote sensing, Albedo, SEBAL

1.INTRODUÇÃO

O saldo de radiação é a componente mais importante na determinação das componentes do balanço de energia, correspondente ao fluxo de calor latente necessário para a evapotranspiração, além da grande importância nos processos da fotossíntese e aquecimentos do solo e do ar. Sendo o mesmo definido como a subtração dos ganhos (fluxos descendentes) pelas perdas (fluxos ascendentes) de radiação solar e terrestre. Dessa forma, é de grande importância investigar alterações que possam ser estabelecidas nas componentes do balanço de radiação à superfície, especialmente no que diz respeito ao aumento de temperatura da superfície, albedo e perda de água por superfícies vegetadas, que impactam diretamente a transferência de massa (água e CO₂) para a atmosfera, já que é real a crescente demanda pelo uso da água e, conseqüentemente, a necessidade de uma gestão sustentável dos recursos hídricos.

De um modo geral o balanço de radiação é obtido por saldo radiômetros instalado em estações em superfície, sendo que em determinadas regiões ainda são escassos a disponibilidade de dados de saldo de radiação, muitas vezes são disponibilizado apenas dados de radiação solar global (radiação direta + radiação difusa). Segundo Silva et al. (2011), o R_n não é usualmente medido em estações meteorológicas, uma vez que depende da natureza da superfície e, portanto, sofre grande influência do albedo e da temperatura da superfície, devendo-se recorrer ao sensoriamento remoto quando houver interesse na sua determinação em áreas heterogêneas.

O sensoriamento remoto é fundamentado nos processos de interação que ocorrem entre a radiação eletromagnética (REM) e o alvo do qual se deseja extrair alguma informação. A atmosfera terrestre interage com a radiação eletromagnética, interferindo na identificação dos alvos terrestres captados pelas imagens de sensores remotos. No sensoriamento remoto, a correção dos efeitos atmosféricos é realizada para minimizar a influência dos gases e aerossóis sobre a radiação refletida por um determinado alvo que é captado pelos sensores.

São vários os algoritmos para obtenção do saldo de radiação utilizando imagens orbitais, sendo um dos mais difundidos o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) desenvolvido por Bastiaanssen em 1995 (BASTIAANSEN et al., 1998). Para a estimativa do saldo de radiação faz-se necessário à estimativa de dois parâmetros muito importantes: o albedo e a temperatura da superfície. O albedo varia conforme as características físico-químicas das superfícies e com o ângulo zenital. Outro fator que pode promover variações do albedo são as atividades humanas, tais como

desflorestamento, agricultura e urbanização. Variações do albedo local, regional ou global podem causar significativa variação no balanço de energia à superfície e, com isso, favorecem variações no micro ou macroclima.

Para estimar o albedo com precisão é necessário conhecer a interferência atmosférica, que é muito dependente do perfil vertical de temperatura e da umidade, dados nem sempre disponíveis. A utilização de códigos de transferência radiativa, além de solicitarem informações sobre a composição atmosférica, muitas vezes apresentam dificuldades operacionais, pois nem sempre há coincidência da sondagem atmosférica com a passagem do satélite sobre a região de estudo. Além disso, requerem bom conhecimento computacional e interação da radiação eletromagnética com a atmosfera (SILVA et al., 2005b). No SEBAL, se faz uso de um método empírico muito simples e prático de correção atmosférica para estimar o albedo.

A agricultura irrigada na região semiárida da Bacia do Rio São Francisco, onde está localizado o perímetro irrigado Senador Nilo Coelho, constitui uma atividade importante para o potencial produtivo, devido ao baixo nível de precipitação pluviométrica, com um período de estiagem anual de oito meses, de abril a novembro. O potencial para a produção de frutas na região foi confirmado pela contínua expansão de áreas irrigadas, onde, vinhedos e pomares de manga são as principais culturas agrícolas. Essas mudanças de uso da terra afetam as variáveis consideradas no saldo de radiação, principalmente no que diz respeito ao albedo da superfície.

O objetivo deste trabalho foi avaliar a correção dos efeitos atmosféricos sobre o albedo a partir de diferentes modelos de estimativa da transmissividade atmosférica utilizada na correção de imagens orbitais para obtenção do saldo de radiação instantâneo e 24 horas à superfície

2.MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Imagens orbitais

Foram utilizadas duas imagens do satélite Landsat 5 TM (Thematic Mapper) com resolução espacial de 30 m, obtidas no catálogo de imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), onde o critério de seleção foi a menor ou inexistente presença de nuvens. As imagens correspondem a órbita 217 e ponto 66. Foi realizado um recorte

que abrange as cidades de Petrolina-PE e Juazeiro-BA. As imagens correspondem as seguintes datas descritas na Tabela 1.

Tabela 1 - Datas das imagens, hora, ângulo de elevação do Sol e ângulo zenital (θ), inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol - d_r e temperatura do ar - T_{ar} ($^{\circ}$ C)

Datas	Hora (UTM)	Ângulo de Elevação do Sol	Cos θ	d_r	T_{ar} ($^{\circ}$ C)
27/11/2009	12:38:27	61,2242	0,876510	1,0275	30,64
10/06/2011	12:37:23	46,7461	0,728324	0,9692	27,02

O processamento das imagens foi executado com o software ERDAS Imagine versão 9.1 e as operações matemáticas com a ferramenta Model Maker. As imagens encontram-se disponíveis no formato TIF.

2.2 Dados meteorológicos

As medidas meteorológicas foram obtidas de uma torre micrometeorológica dentro de um talhão experimental cultivado com cana-de-açúcar, apresentando oito metros de altura e a 350 m em relação à bordadura, na direção do vento predominante, pertencente à Empresa Agroindústrias do Vale do São Francisco (AGROVALE), que possui aproximadamente 18 mil hectares de áreas cultivadas, localizados no município de Juazeiro-BA, no Submédio do Vale do São Francisco, na região semiárida do Nordeste brasileiro. A torre micrometeorológica possui os sensores eletrônicos para a medição dos componentes do balanço de radiação conforme descritos na Tabela 2. As coordenadas geográficas da torre micrometeorológica são: Latitude: 09° 26' S; Longitude: 40° 19' O e 396 m de altitude.

Tabela 2 - Descrição dos sensores eletrônicos utilizados na torre micrometeorológica para obtenção do saldo de radiação (Rn), radiação refletida (Rr) e radiação solar incidente ou global (Rg)

Parâmetros	Instrumentos	Modelos/Fabricantes/Locais	Descrição das medidas
Rg	Piranômetro	LI-200SA Quantum sensor, Li-cor, Nebraska, USA	Radiação solar incidente ou global
Rr	Piranômetro	EPPLEY PSP, Campbell Scientific, Inc, Logan, Utah, USA	Radiação solar refletida
Rn	Saldo Radiômetro	NR-Lite Net radiometer, Campbell Scientific, Inc, Logan, Utah	Saldo de radiação

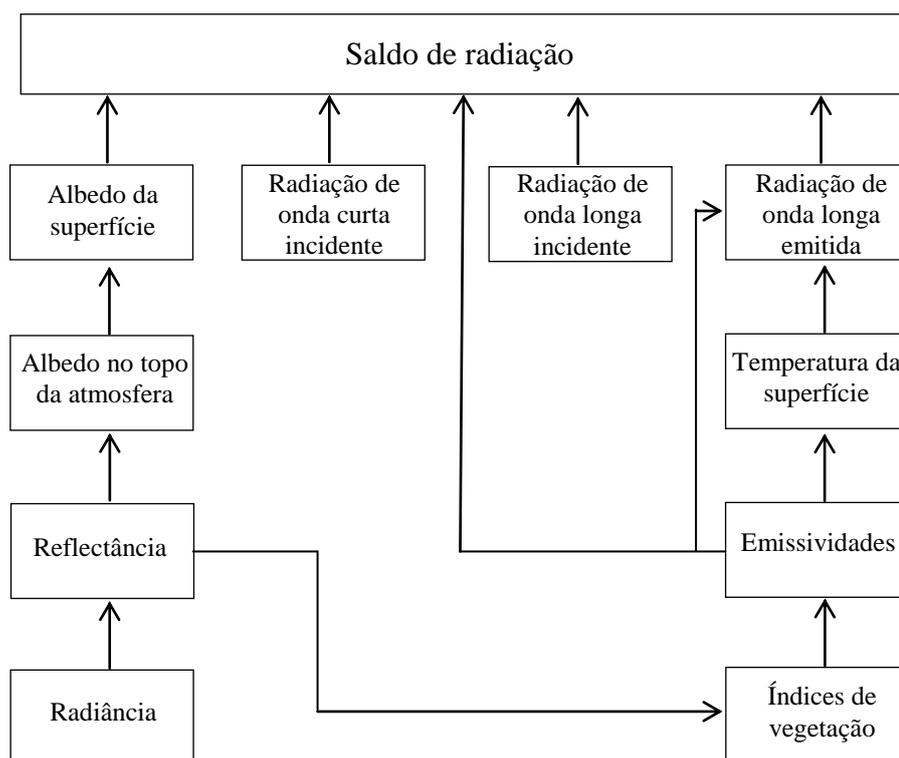
Fonte: Silva (2009)

A partir dos dados de radiação global e radiação refletida foi obtido o albedo da superfície utilizados na validação do algoritmo SEBAL, assim como o dado de saldo de radiação.

2.3 Algoritmo SEBAL

Para a estimativa dos valores de Saldo de Radiação foi utilizado o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) desenvolvido por Bastiaanssen (1998) cujas etapas estão mostradas na Figura 1.

Figura 1 - Fluxograma das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície.



Radiância Espectral

A calibração radiométrica é processo de conversão do Número digital - ND de cada pixel da imagem, em Radiância espectral monocromática, L_{λ_i} , segundo relação proposta por Markham & Baker (1987):

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND \quad (1)$$

em que; L_{λ_i} é a radiância espectral de cada banda ($W m^{-2} st^{-1} \mu m^{-1}$); a_i o coeficiente de calibração (radiância mínima) de cada banda ($W m^{-2} st^{-1} \mu m^{-1}$); b_i o coeficiente de calibração (radiância máxima) de cada banda ($W m^{-2} st^{-1} \mu m^{-1}$); i são as bandas (1, 2, 3, 4, 5 e 7) do Landsat 5 e ND é o número digital de cada pixel na imagem.

Reflectância

A reflectância monocromática de cada banda (ρ_{λ_i}) é definida como sendo a razão entre o fluxo da radiação solar refletido e o fluxo da radiação solar incidente, que é obtida segundo equação:

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cdot \cos\theta \cdot d_r} \quad (2)$$

em que; L_{λ_i} é a radiância espectral de cada banda, k_{λ_i} é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($W m^{-2} \mu m^{-1}$), θ é o ângulo zenital solar (que pode ser obtido no próprio catálogo de imagens do INPE) e d_r é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol e a distância Terra-Sol em dado dia do ano (DSA), que de acordo com Iqbal (1983), é dado por:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos(DSA \cdot 2\pi / 365) \quad (3)$$

em que; DSA representa o dia sequencial do ano e o argumento da função \cos está em radianos. O valor médio anual de d_r é igual a 1,00 e o mesmo varia entre 0,97 e 1,03, aproximadamente. Quando a área de estudo tem pequena, ou mesmo, declividade nula, o cosseno do ângulo de incidência da radiação solar é simplesmente obtido a partir do ângulo de elevação do Sol - E, que se encontra no cabeçalho da imagem, ou seja:

$$\cos\theta = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) = \sin(E) \quad (4)$$

em que; o argumento do \cos está em radiano.

Albedo planetário

O cômputo do albedo planetário (α_{toa}), isto é, o albedo não ajustado a transmissividade atmosférica, que é obtida pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas, calculado conforme Bastiaanssen (1995), equação 5.

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (5)$$

em que; $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$ e ρ_7 são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, respectivamente.

Albedo da superfície

Considerando-se que a atmosfera terrestre produz interferência na radiação solar e na radiação refletida, o albedo calculado no topo da atmosfera carece de correções devidas aos processos de absorção e espalhamento. Essas correções podem ser obtidas pela equação 6.

$$\alpha_{sup} = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}} \quad (6)$$

em que; α_{toa} é o albedo planetário, α_p é a refletância da própria atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, porém para o modelo SEBAL tem sido recomendado o valor de 0,03, com base em Bastiaanssen (2000) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica, onde foram testados os seguintes modelos, conforme descritos abaixo:

Modelos de transmissividade

Transmissividade atmosférica (Majumdar et al., 1972; Boes, 1981)

A Transmissividade atmosférica segundo Majumdar et al. (1972) e Boes (1981) obtida em Allen (1996) para condições de céu claro, equação (7):

$$\tau = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146P}{K_t \cos \theta} - 0,075 \times \left(\frac{W}{\cos \theta} \right)^{0,4} \right] \quad (7)$$

em que; θ_{hor} é o ângulo zenital solar, obtido; P é 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 (ALLEN, 1996); W é a água precipitável em mm, calculada de acordo com a equação (8).

$$W = 0,14 \cdot e_a \cdot P + 2,1 \quad (8)$$

A pressão atmosférica pode ser obtida conforme (ASCE-EWRI, 2005):

$$P = 101,3 \times \left(\frac{T_a - 0,0065 \times z}{T_a} \right)^{5,26} \quad (9)$$

em que; T_a é a temperatura do ar, em Kelvin e z é a altitude em metros.

Transmissividade atmosférica (Modelo Reg.S3)

O modelo Reg.S3 emprega o ângulo zenital como dado de entrada e é utilizado para condições de céu claro ou parcialmente nublado, conforme a equação (10).

$$\tau = 0,453021 + 0,28243 \times \cos \theta \quad (10)$$

em que; θ é o ângulo zenital solar (radianos).

Transmissividade atmosférica (Modelo Reg.M2)

O modelo Reg.M2 utiliza dados de ângulo zenital e turbidez atmosférica, conforme equação 11, obtidos para dias de céu claro ou parcialmente nublado.

$$\tau = 0,510067 + 0,405415 \times \cos \theta - 0,032072 \times TL \quad (11)$$

em que; θ é o ângulo zenital solar (radianos) e TL é a turbidez atmosférica (adimensional).

Transmissividade atmosférica (Modelo Reg.M1)

O modelo Reg.M1 consta com as seguintes variáveis de entrada: θ é o ângulo zenital (radianos), P é a pressão atmosférica (milibar), W é a água precipitável (milímetros) e TL turbidez atmosférica (adimensional), conforme equação 12, para condições de céu claro ou parcialmente nublado.

$$\tau = 3,631724 + 0,430556 \times \cos \theta - 0,003270 \times P + 0,003925 \times W - 0,043758 \times TL \quad (12)$$

Transmissividade atmosférica (Real)

A transmissividade atmosférica real foi calculada conforme a equação (13), onde se utilizou dados de radiação global (R_g) obtidas na torre micrometeorológica.

$$\tau_{\text{real}} = \frac{R_g}{S_o \times \cos \theta \times d_r} \quad (13)$$

em que; S_o é a constante solar (1367 W m^{-2}), θ é o ângulo zenital solar calculado de acordo com a equação (4), d_r é o inverso do quadrado da distância relativa terra-sol, obtida de acordo com a equação (3).

Índices de vegetação

O cálculo dos índices de vegetação é necessário para obtenção das emissividades. O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index - NDVI) é obtido através da razão entre a diferença das refletividades do IV-próximo (ρ_{IV}) e do vermelho (ρ_V), pela soma das mesmas:

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (15)$$

em que; ρ_{IV} e ρ_V correspondem, respectivamente, as bandas 4 e 3 do Landsat 5 – TM.

Para o cálculo do IAF foi necessário obter o índice de vegetação ajustado por solo (Soil Adjusted Vegetation Index – SAVI) que é um índice que busca amenizar os efeitos do “background” do solo, é utilizado a expressão (HUETE, 1988).

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (16)$$

em que; ρ_{IV} e ρ_V correspondem, respectivamente, às bandas do infravermelho próximo e do vermelho e L é uma constante que depende do tipo de solo e o valor mais utilizado é 0,5 (ACCIOLY et al., 2002; BOEGH et al., 2002; SILVA et al., 2005a).

O Índice de Área Foliar (IAF) é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. O IAF é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem e o mesmo foi computado pela seguinte equação empírica obtida por Allen et al. (2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (17)$$

Emissividades

Emissividade de um corpo é definida como a razão entre a energia emitida pelo mesmo e a energia emitida por um corpo negro, ambos a uma mesma temperatura. Segundo Allen et al. (2002), no SEBAL as emissividades na faixa espectral da banda termal do Landsat 5 - TM - ϵ_{NB} e em todo domínio da radiação termal - ϵ_0 podem ser obtidas segundo expressões:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \times IAF \quad (18)$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF \quad (19)$$

em que; IAF é o índice de área foliar.

As equações acima são válidas para $NDVI > 0$ e $IAF < 3$. Para valores de $IAF \geq 3$, $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$. Para $NDVI < 0$, $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_0 = 0,985$ (ALLEN et al., 2002).

Temperatura da Superfície

Para a obtenção da temperatura da superfície (T_s) são utilizados a radiância espectral da banda termal $L_{\lambda,6}$ e a emissividade ϵ_{NB} obtida na etapa anterior. Dessa forma, obtém-se a temperatura da superfície (K) pela seguinte expressão:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (20)$$

Segundo Chander & Markhan (2003), $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1260,56 \text{ K}$ são constantes de calibração da banda termal do Landsat 5 - TM.

Radiação de onda longa emitida

A radiação de onda longa emitida foi obtida através da equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{ol,emit} = \epsilon_0 \times \sigma \times T_{sup}^4 \quad (21)$$

em que; ϵ_0 é a emissividade em cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) e T_{sup} é a temperatura da superfície (K).

Radiação de onda curta incidente

A radiação de onda curta incidente para condições de céu claro é dada pela seguinte expressão (ALLEN et al., 2002):

$$R_{sol,inc} = S_o \times \cos\theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (22)$$

em que; S_o é a constante solar (1367 W m^{-2}), θ é o ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (Equação 3) e τ_{sw} corresponde a transmissividade atmosférica, (foi utilizada a transmissividade atmosférica obtida pelos diferentes modelos citados acima).

Radiação de onda longa incidente

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície - $R_{ol,atm}$ (W m^{-2}) também é calculada pela equação de Stefan-Boltzmann, em função da

emissividade do ar - ϵ_a (ALLEN et al., 2002) e da temperatura do ar - T_{ar} obtida junto a estação meteorológica, na área de estudo, dada por:

$$R_{ol,atm} = \epsilon_a \times \sigma \times T_{ar}^4 \quad (23)$$

em que;

$$\epsilon_a = 0,85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (24)$$

em que; τ_{sw} é a transmissividade atmosférica obtida por cada modelo testado no presente estudo.

Saldo de radiação

O saldo de radiação à superfície R_n ($W m^{-2}$) é computado utilizando-se a seguinte equação do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_{sol,inc} (1 - \alpha_{sup}) - R_{ol,emit} + R_{ol,atm} - (1 - \epsilon_0) R_{ol,atm} \quad (25)$$

em que; $R_{sol,inc}$ é a radiação de onda curta incidente, α_{sup} é o albedo corrigido em cada pixel, $R_{ol,atm}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{ol,emit}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ϵ_0 é a emissividade de cada pixel.

O saldo de radiação diário - Rn_{24h} ($MJ m^{-2}$), obtido mediante modelo calibrado para condições verificadas no semiárido brasileiro por Teixeira et al. (2009):

$$Rn_{24h} = Rs(1 - \alpha) - 143\tau_{24h} \quad (26)$$

em que; Rs ($MJ m^{-2}$) é a radiação solar diária medida em estação meteorológica interior à área de estudo e τ_{24h} é a transmitância atmosférica média diária.

2.4 Dados para validação do algoritmo SEBAL

Os dados foram avaliados através do cálculo da Diferença Média Absoluta (DMA), a Diferença Média Relativa (DMR %), entre as estimativas do albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica obtido pelos diferentes modelos e do saldo de radiação ambos estimados por imagens de satélite, com os dados coletados em superfície.

$$DMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X'_i - X_i| \quad (27)$$

$$DMR = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X'_i - X_i}{X_i} \right| \quad (28)$$

em que; X_i corresponde ao valor da variável medido; X_i' corresponde ao valor da variável estimada pelo modelo e N corresponde ao número de pares de dados das variáveis estudadas.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Tabela 3 encontram-se os valores da transmissividade atmosférica obtida por cada modelo testado na correção do albedo da superfície, referente a hora da passagem do satélite para os dias 27/11/2009 e 10/06/2011. A transmissividade atmosférica obtida a partir do modelo de Reg.S3 apresentou-se sempre inferior em relação a transmissividade atmosférica obtidas pelos demais modelos nos anos estudados (Tabela 3). O valor da transmissividade atmosférica correspondentes aos modelos obtido em Allen (1996), modelo Reg.M1 e o modelo Real foram bastante semelhantes para o dia 27/11/2009, já para o dia 10/06/2011 o modelo obtido em Allen (1996) foi o que mais se diferenciou dos demais modelo.

Tabela 3 - Valores da transmissividade atmosférica calculadas com os diferentes modelos para os dias 27/11/2009 e 10/06/2011

Datas	Allen (1996)	Modelo Reg.S3	Modelo Reg.M2	Modelo Reg.M1	Real
27/11/2009	0,748	0,701	0,725	0,743	0,744
10/06/2011	0,720	0,648	0,673	0,694	0,680

A Figura 2 corresponde às cartas temáticas do albedo corrigido por meio da transmissividade atmosférica calculadas pelos modelos testados nesse estudo para o dia 27/11/2009. É possível observar uma diferença nos valores de albedo a partir dos modelos de transmissividade utilizados na sua correção. A carta temática do albedo corrigido com a transmissividade atmosférica obtida com o modelo Reg.M2 apresentou maiores diferenças entre as demais cartas, com obtenção dos maiores valores de albedo em alguns alvos.

Os maiores valores de albedo correspondem a áreas impermeabilizadas que variam de 31% a 50%, referentes às cidades de Petrolina-PE e Juazeiro-BA, e os menores valores correspondem aos corpos hídricos (Figura 2).

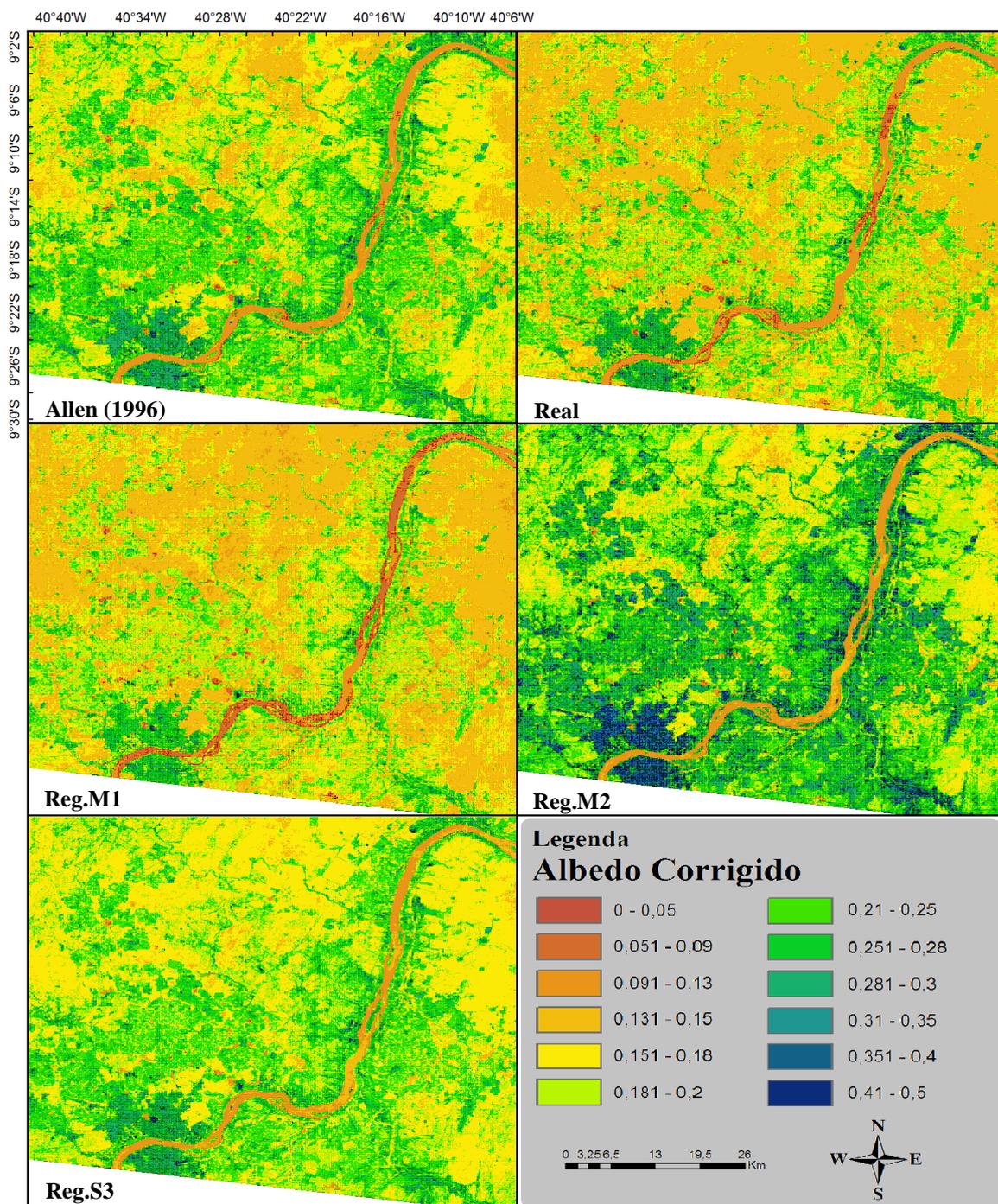


Figura 2 - Carta temática do albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica obtida pelos diferentes modelos: Allen (1996), modelo Reg.M1, modelo Reg.M2, modelo Reg.S3 e modelo Real para 27/11/2009.

Na Tabela 4 estão descritos os valores instantâneos do albedo corrigido pelos diferentes modelos de transmissividade atmosférica e do albedo medido em campo, que corresponde à área com o cultivo de cana-de-açúcar. O valor de albedo correspondente ao modelo obtido em Allen (1996) foi igual ao modelo Real de 18%, se aproximando do valor obtido pelo modelo Reg.M2 de 19%. O menor valor do albedo foi observado com o

modelo Reg.M1 de 16%, no qual obteve-se a menor diferença média relativa em relação ao valor medido, na ordem de 33%, a maior diferença média relativa observou-se utilizando a transmissividade calculada pelo modelo Reg.S3 na correção do albedo, na ordem de 66,66% (Tabela 4).

O valor do albedo medido em campo foi menor em relação aos valores de albedo calculado pelos demais modelos, sendo que o valor medido representa uma área de pequena dimensão, e por ser uma área bastante úmida apresenta solos escuros, diminuindo o valor do albedo medido pelo instrumento, diferente do valor obtido por imagens de satélite, que no caso desse estudo, cada pixel da imagem do satélite Landsat 5 – TM corresponde a uma área de 900 m², podendo ocorrer uma maior variação em função da heterogeneidade nessa área, alterando os valores de albedo.

Tabela 4 - Valores de albedo estimados pelo SEBAL corrigido a partir dos modelos aplicados de transmissividade atmosférica e do albedo medido, com suas respectivas diferença média absoluta (DMA), diferença média relativa (DMR%) para o dia 27/11/2009

	Albedo medido	0,12	DMA	DMR (%)
Modelos	Allen (1996)	0,18	0,06	50,00
	Reg.S3	0,20	0,08	66,66
	Reg.M2	0,19	0,07	58,33
	Reg.M1	0,16	0,04	33,33
	Real	0,18	0,06	50,00
	Média		0,072	60,17

A Figura 3 corresponde às cartas temáticas do saldo de radiação, onde utilizou-se o valor do albedo corrigido através da transmissividade atmosférica obtidas pelos modelos testados nesse estudo para o dia 27/11/2009. Observa-se que a carta temática do saldo de radiação instantâneo obtida com o uso do albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica calculada com o modelo Reg.M2 foi a que mais se diferenciou dos demais modelos, verifica-se que existe uma maior quantidade de pixel correspondente ao intervalo de 451W m² a 545W m² representados na imagem na tonalidade azul, os valores correspondente aos copos hídricos foram superiores ao encontrado pelos demais modelos. As cartas temáticas correspondentes aos demais modelos apresentam maior semelhança.

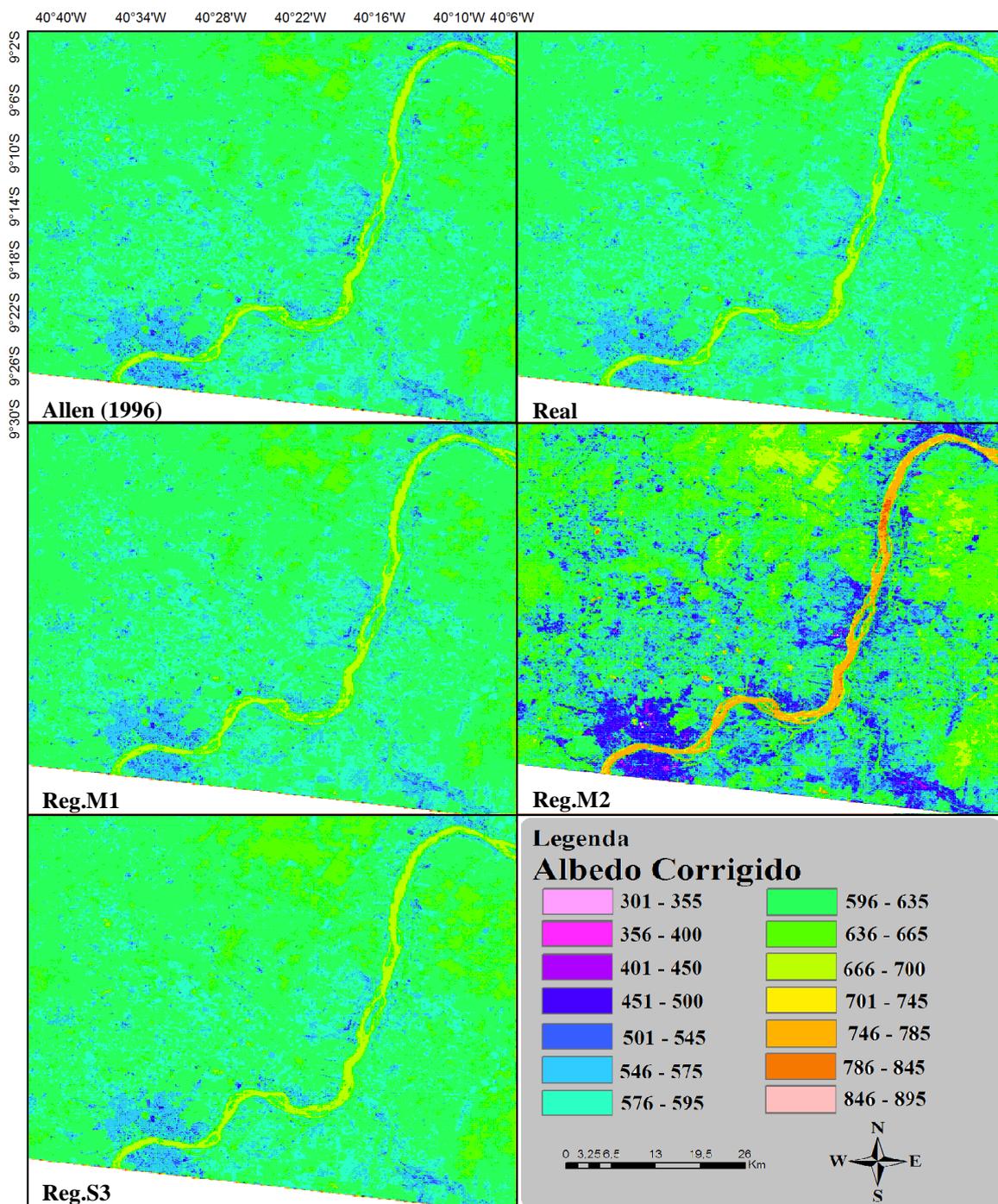


Figura 3 - Carta temática do saldo de radiação instantâneo a partir do albedo corrigido com a transmissividade atmosférica obtida pelos diferentes modelos: Allen (1996), modelo Real, modelo Reg.M1, modelo Reg.M2, modelo Reg.S3 e modelo Real para 27/11/2009.

Na Tabela 5 estão descritos os valores do saldo de radiação instantâneo utilizando o albedo corrigido pelos diferentes modelos de transmissividade atmosférica e do saldo de radiação medido em campo correspondente à hora da passagem do satélite, com suas respectivas diferença média absoluta (DMA) e diferença média relativa (DMR %).

Tabela 5 - Valores do saldo de radiação medido ($W m^{-2}$) e do saldo de radiação instantâneo estimados pelo SEBAL ($W m^{-2}$) obtido com o albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica calculada pelos diferentes modelos, com suas respectivas diferença média absoluta (DMA) e diferença média relativa (DMR %) para o dia 27/11/2009

	Rn_ medido	655,4	DMA	DMR (%)
Modelos	Allen (1996)	609,8	45,6	6,96
	Reg.S3	546,3	109,1	16,65
	Reg.M2	578,8	76,6	11,69
	Reg.M1	602,9	52,5	8,01
	Real	604,8	50,7	7,74
	Média		66,9	10,20

As maiores diferenças média relativa para o saldo de radiação instantâneo foram obtidas quando se utilizou o albedo corrigido a partir do modelo de transmissividade Reg.M2 e Reg.S3, já as menores diferenças média relativa foram observadas quando se utilizou o albedo corrigido com o modelo de transmissividade atmosférica obtido em Allen (1996) de 6,96%, Reg.M1 de 8,01% e Real de 7,74%, no cálculo do saldo de radiação instantâneo. Todos os modelos subestimaram os valores do saldo de radiação instantâneo (Tabela 5). Daughtry et al. (1990), obtiveram diferença médio entre medições e estimativas de Rn com sensoriamento remoto inferiores a 7%.

Silva et al. (2005a), trabalhando com imagens Landsat 5- TM, referente os municípios de Petrolina-PE e Juazeiro-BA, encontraram valore de saldo de radiação de $615,0 W m^{-2}$ e $583,9 W m^{-2}$ referentes as datas: 04/12/2000 e 04/10/2001, utilizando o modelo obtido em Allen et al. (2002), para o calculo da transmissividade atmosférica, considerando a altitude de Petrolina 376 metros, no qual esse valores encontram-se dentro do intervalo dos valores obtidos pelos modelos no presente estudo.

A Tabela 6 apresenta o valor medido e os valores estimados do saldo de radiação 24 horas a partir dos diferentes modelos de transmissividade atmosférica, no qual foram utilizados no cálculo da transmissividade atmosférica média diária e utilizados na correção do albedo, além das respectivas diferenças média absoluta e diferenças média relativa, determinados para o pixel de validação da torre micrometeorológica. A menor diferença média relativa 0,97% foi obtida com o modelo Reg.M1 no cálculo da transmissividade atmosférica média diária e na correção do albedo onde ambos foram utilizados no cálculo do saldo de radiação 24 horas e a maior diferença média relativa de 5,37% observou-se com o modelo obtido em Allen (1996). Os modelos Reg.S3; Reg.M2 e Real apresentaram diferenças semelhantes, na ordem de 3,36%, 3,28% e 3,94%, respectivamente, entre esses

modelos o mais indicado seria utilizar o modelo Reg.S3 para o cálculo da transmissividade atmosférica, pois o mesmo dispõe apenas do ângulo zenital como dado de entrada que pode ser obtido no catálogo da imagem e é facilmente calculado, já que o modelo Reg.M2 consta em seus dados de entrada a variável turbidez atmosférica, sendo essa não facilmente calculada pela necessidade de dados de radiação solar direta, dificilmente disponibilizada em redes de estações meteorológicas.

Tabela 6 - Valores do saldo de radiação 24 horas medido (MJ m^{-2}) e do saldo de radiação estimados pelo SEBAL obtido com o albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica dos diferentes modelos, com suas respectivas diferença média absoluta (DMA), diferença média relativa (DMR %) para o dia 27/11/2009

	Rn_{24hs}_ medido	15,45	DMA	DMR (%)
Modelos	Allen (1996)	14,62	0,83	5,37
	Reg.S3	14,93	0,52	3,36
	Reg.M2	14,94	0,51	3,28
	Reg.M1	15,60	0,15	0,97
	Real	16,06	0,61	3,94
	Média		0,52	3,38

Bezerra (2013) utilizando a mesma equação utilizada por Silva et al. (2005a), obteve uma grande variação da diferença média relativa para os dados de saldo de radiação instantâneos, variando entre 25,98 % a 0,92%, o mesmo comportamento foi observado para o saldo de radiação diário, com uma variação entre 20,44% a 2,51%, comportamento diferente foi observado no presente estudo, que mesmo aplicando equações diferentes no cálculo da transmissividade atmosférica não ocorreu uma grande variação e nem a obtenção de altos valores da diferença média relativa para o saldo de radiação instantâneo e 24 horas.

Souza (2007), avaliando dois modelos de transmissividade atmosférica, concluiu que os métodos de obtenção da transmissividade atmosférica provocam alterações significativas no albedo e saldo de radiação, e que devem receber atenção especial ao se usar o SEBAL, corroborando com os resultados obtidos no presente estudo.

Análise Temporal

Nas Figuras 4 e 5 estão dispostos os gráficos das variações sazonais médias diárias da radiação solar global (W m^{-2}), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e umidade relativa do ar (%), referentes ao período de agosto a novembro de 2009 e de março a junho de 2011. O valor médio diário referente aos três meses até a data de passagem do satélite para o dia

27/11/2009 foi de $476,09 \text{ W m}^{-2}$ e para o dia 10/06/2011 foi de $414,5 \text{ W m}^{-2}$, observa-se que não houve uma grande diferença quando se avalia os valores médio desse período, sendo que, observando apenas um mês antes da passagem do satélite é possível verificar que a radiação global para a cena referente ao ano de 2009 é bem maior do que para a cena referente ao ano de 2011, apresentando os seguintes valores $527,68 \text{ W m}^{-2}$ e $354,06 \text{ W m}^{-2}$, isso se deve ao fato da ocorrência de precipitação no ano de 2011 (Figura 6), um mês antes da passagem do satélite.

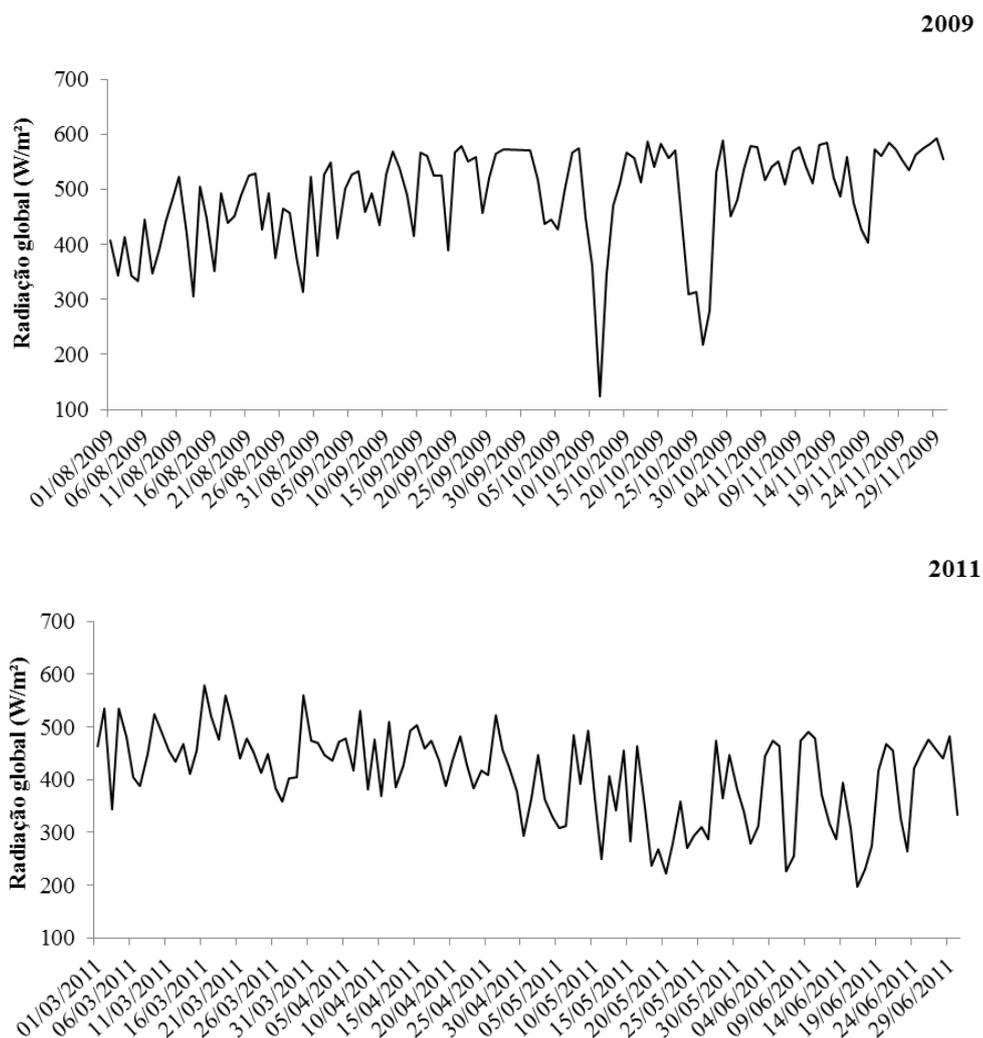


Figura 4 – Gráfico da radiação global média diária (W m^{-2}) referente ao período de agosto a novembro de 2009 e de março a junho de 2011.

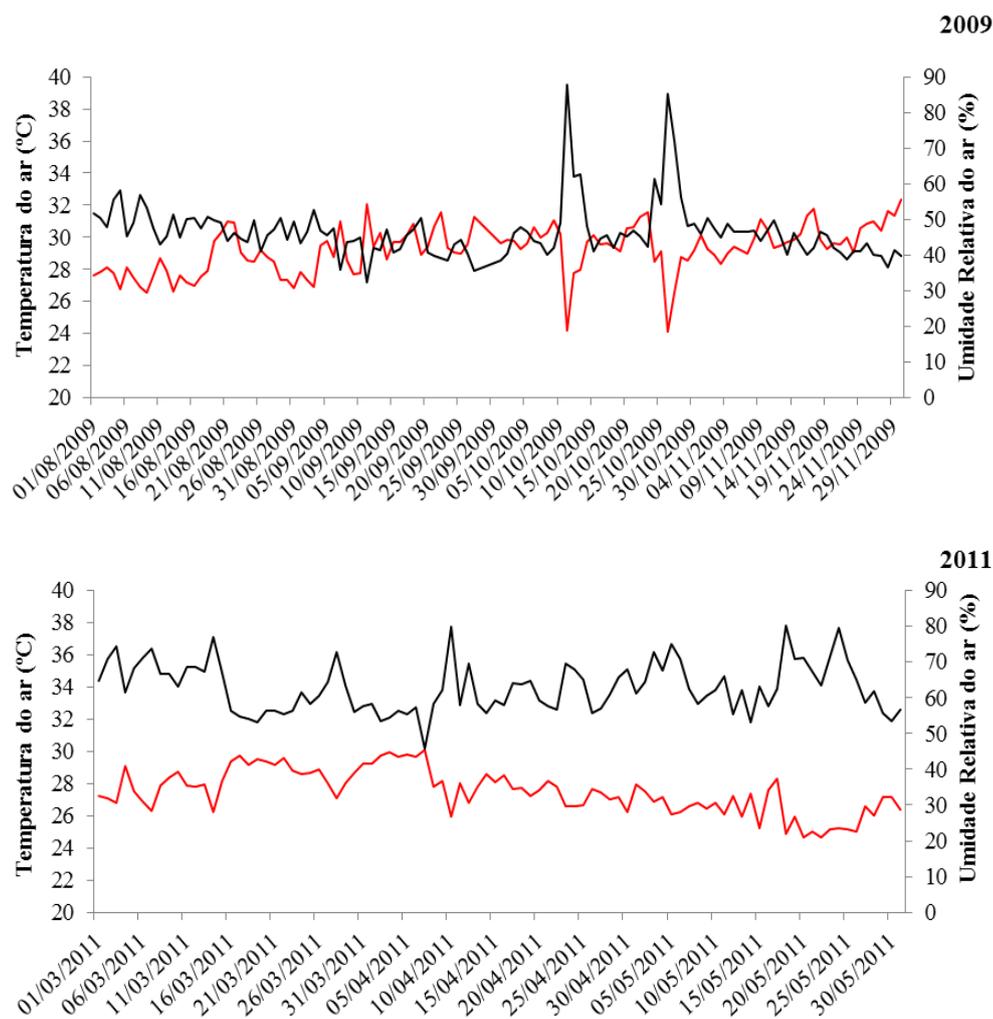


Figura 5 – Gráfico da Temperatura do ar (° C) e Umidade Relativa do ar (%), referente ao período de agosto a novembro de 2009 e de março a junho de 2011.

A precipitação pluviométrica ocorrida referente ao período de agosto a novembro de 2009 foi de 130,51mm e 324,87 mm referente ao período de março a junho de 2011 (Figura 6).

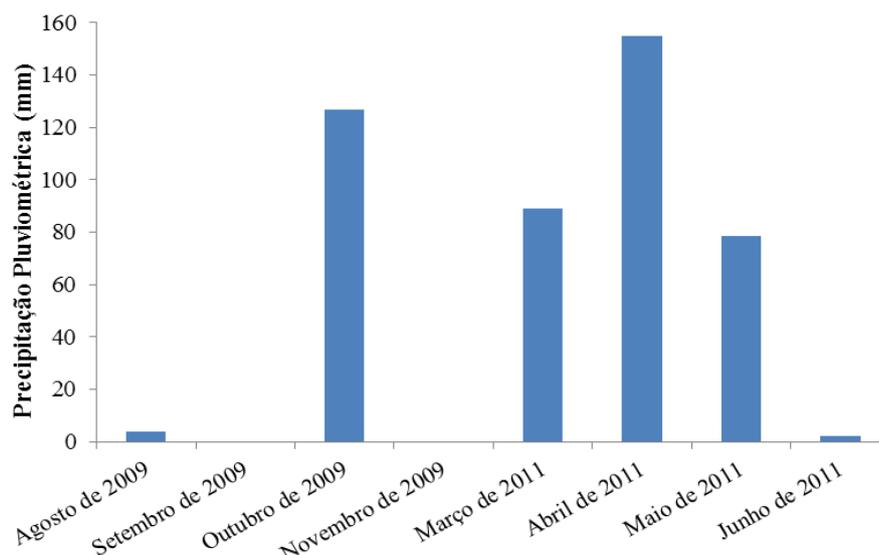


Figura 6 – Gráfico da precipitação pluviométrica, referente ao período de agosto a novembro de 2009 e de março a junho de 2011.

Análise Temporal do Albedo da superfície

Na Figura 7 estão dispostas às cartas temáticas do albedo corrigido através da transmissividade atmosférica correspondente aos modelos: Allen (1996), Reg.M1 e Real para os dias 27/11/2009 e 10/06/2011. Foi possível observar que houve grande variação dos valores de albedo entre o período estudado, tanto dentro da imagem quanto considerado a variação temporal. A variação temporal é explicada em função da diferença da precipitação pluviométrica ocorrida no período analisado antes da passagem do satélite referente aos dias 27/11/2009 e 10/06/2011, apresentando-se bem maior no período analisado em 2011. Segundo Gomes (2009), o albedo da superfície exerce um controle na quantidade de energia que é absorvida pela superfície terrestre, atuando no balanço final de radiação e energia.

Foram realizados três recortes dentro da cena a fim de avaliar melhor as mudanças ocorridas nas áreas referentes à cana-de-açúcar; centro urbano e corpos hídricos.

Na Tabela 7 apresentam os valores mínimo, máximo e médio do albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica obtidas pelos modelos: Allen (1996); Real e Reg.M1 para as área de cana-de-açúcar, centro urbano e copos hídricos referente as seguintes datas: 27/11/2009 e 10/06/2011, com sua respectiva diferença média absoluta. Observa-se que houve um aumento dos valores de albedo correspondente as áreas de cana-de-açúcar e corpos hídricos do ano de 2009 para o ano de 2011 e uma diminuição para área do centro urbano.

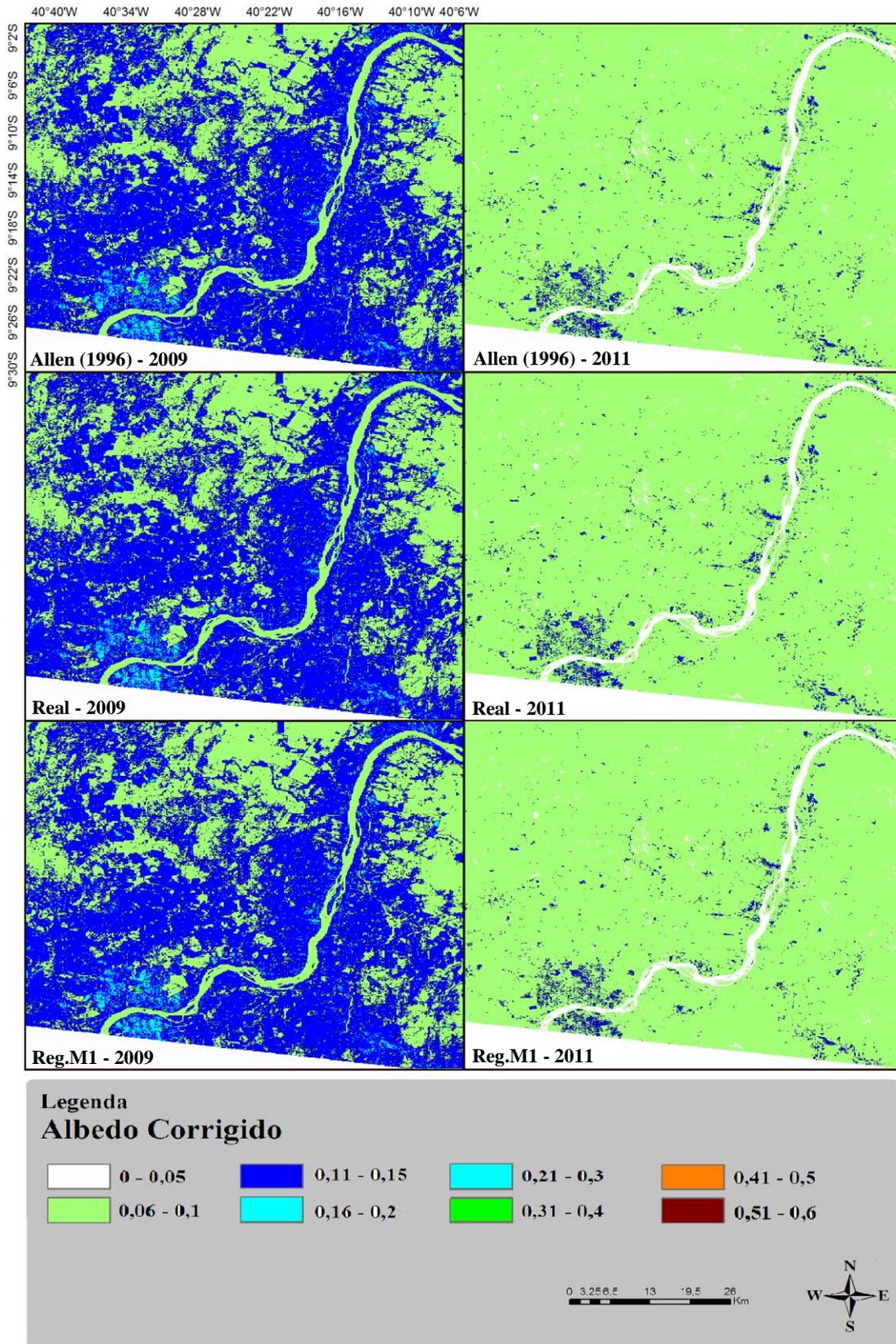


Figura 7 - Carta temática do albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica obtida pelos diferentes modelos: Allen (1996), modelo Real e modelo Reg.M1 para os dias 27/11/2009 e 10/06/2011.

Tabela 7 – Valores mínimo, máximo e médio do albedo corrigido a partir da transmissividade atmosférica obtidas pelos modelos: Allen (1996); Real e Reg.M1 e da diferença média absoluta (DMA), para as área de cana-de-açúcar, centro urbano e corpos hídricos referente as seguintes datas: 27/11/2009 e 10/06/2011

Cana-de-açúcar							
	27/11/2009			10/06/2011			
Modelos	Min	Max	Med	Min	Max	Med	DMA
Allen (1996)	0,143	0,187	0,159	0,122	0,216	0,181	0,022
Reg.M1	0,145	0,190	0,161	0,131	0,232	0,194	0,033
Real	0,144	0,189	0,161	0,137	0,242	0,203	0,042
Média	0,144	0,189	0,160	0,130	0,230	0,193	0,032
Centro Urbano							
Allen (1996)	0,071	0,57	0,284	0,042	0,57	0,238	0,046
Reg.M1	0,072	0,58	0,288	0,045	0,61	0,255	0,033
Real	0,071	0,58	0,287	0,047	0,64	0,266	0,021
Média	0,0713	0,0576	0,287	0,044	0,60	0,253	0,033
Corpos Hídricos							
Allen (1996)	0,062	0,087	0,076	0,077	0,093	0,088	0,012
Reg.M1	0,063	0,088	0,076	0,086	0,104	0,098	0,022
Real	0,063	0,088	0,077	0,083	0,100	0,094	0,017
Média	0,0626	0,0876	0,0763	0,082	0,099	0,093	0,017

Silva et al. (2011) observou os menores valores de albedo registrado no espelho d'água do Açude de São Gonçalo, na ordem de 5%, mostrando-se inferior aos observados nesse estudo nos anos de 2009 e 2011. Meireles (2007), em estudo na bacia do Acaraú - CE, encontrou valores entre 3 e 10% para corpos de água. Gomes (2009) obteve valores de albedo de áreas com presença de água, leito de riachos e do rio Mogi-Guaçu, além de outros reservatórios de água inferior a 9% e para áreas com cana-de-açúcar obteve albedo na faixa entre 16 a 22%. Mendonça (2007) obteve valores de albedo para cana-de-açúcar, na faixa entre 14% a 22% na região Norte Fluminense do Rio de Janeiro, semelhantes aos obtidos por Gomes (2009), corroborando com os valores observados no presente estudo.

Oliveira et al. (2012), obteve valores de albedo na faixa de 23% a 28% para áreas urbanas que interagem com os limites da Bacia do Rio Tapacurá – PE, para imagem referente a 29 de agosto de 2007, corroborando com os valores médio do albedo obtido para imagem do dia 27 de novembro de 2009.

Análise Temporal do Saldo de Radiação instantâneo

Na Figura 8 estão dispostas às cartas temáticas do saldo de radiação instantâneo ($W m^{-2}$) obtidos com o albedo corrigido através da transmissividade atmosférica correspondente aos modelos: Allen (1996), Reg.M1 e Real para os dias 27/11/2009 e 10/06/2011, apresentando grande variabilidade espacial entre os anos estudados.

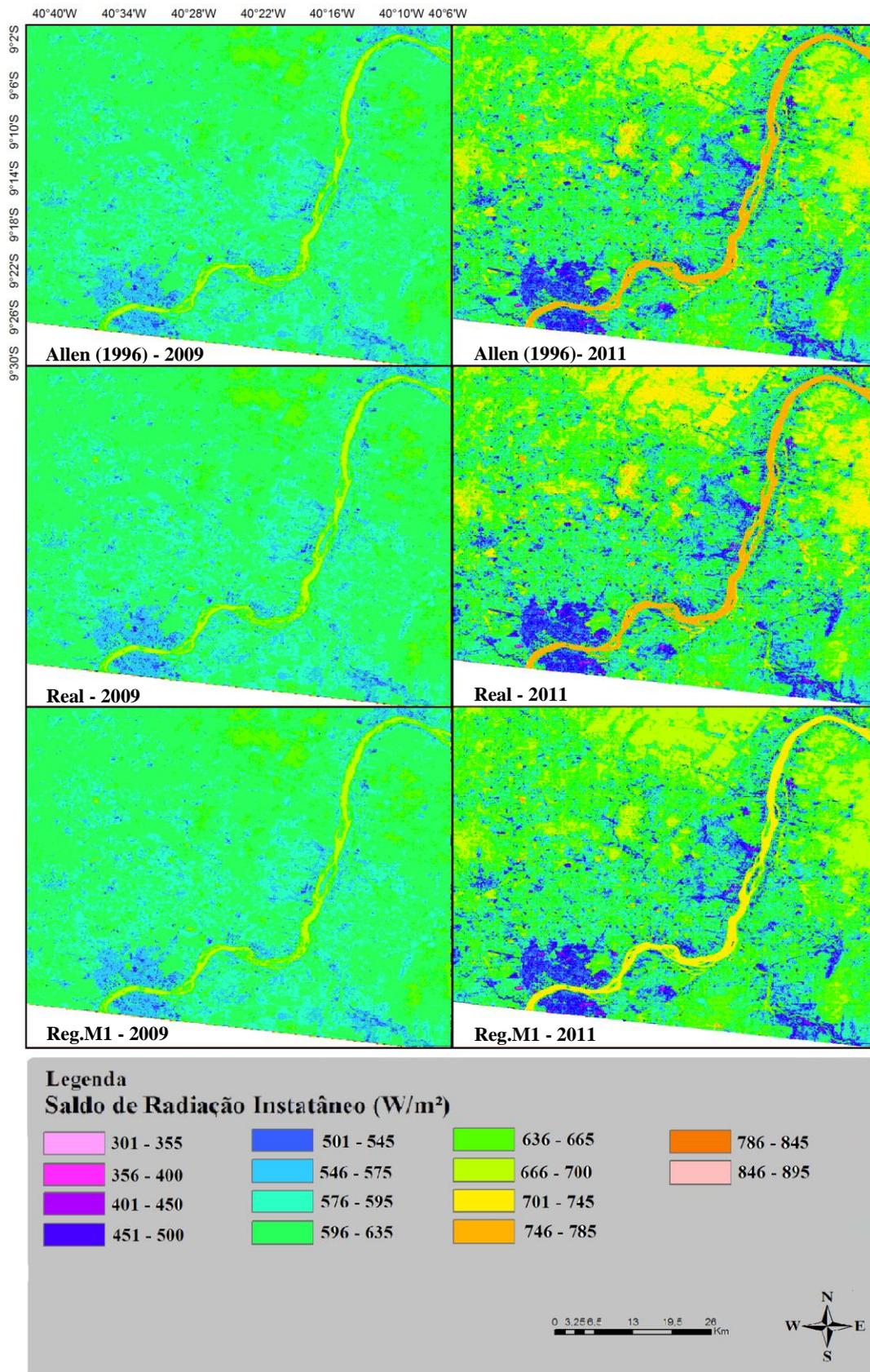


Figura 8 - Carta temática do saldo de radiação instantâneo a partir do albedo corrigido com a transmissividade atmosférica obtida pelos diferentes modelos: Allen (1996), modelo Real e modelo Reg.M1 para os dias 27/11/2009 e 10/06/2011.

Na Tabela 8 estão representados os valores do saldo de radiação instantâneo para os três alvos estudados. Observa-se que houve uma diminuição do saldo de radiação referente à área com cana-de-açúcar, centro urbano e corpos hídricos do dia 27/11/2009 para o dia 10/06/2011, resultantes da sazonalidade da radiação solar global (Figura 4) e do regime de precipitação entre as cenas estudadas.

Tabela 8 – Valores mínimo, máximo e médio do saldo de radiação ($W m^{-2}$) calculados a partir do albedo corrigido com a transmissividade atmosférica obtidas pelos modelos: Allen (1996); Real e Reg.M1 e da diferença média absoluta (DMA) para as áreas de cana-de-açúcar, centro urbano e corpos hídricos referentes as seguintes datas: 27/11/2009 e 10/06/2011

Cana-de-açúcar							
	27/11/2009			10/06/2011			
Modelos	Min	Max	Med	Min	Max	Med	DMA
Allen (1996)	641,78	694,38	677,50	466,40	554,62	503,78	173,72
Reg.M1	634,83	687,65	670,72	437,68	528,13	475,70	195,02
Real	636,70	689,46	672,54	466,40	554,62	503,78	168,76
Média	637,77	690,49	673,59	456,83	545,79	494,42	179,17
Centro Urbano							
Allen (1996)	251,46	750,43	514,61	227,72	606,34	447,34	67,27
Reg.M1	241,97	744,21	506,99	189,12	582,03	417,72	89,27
Real	244,52	745,88	509,04	166,78	568,22	400,74	108,30
Média	245,98	746,84	510,21	194,54	585,53	421,93	88,28
Corpos Hídricos							
Allen (1996)	741,67	800,03	786,22	598,87	618,82	612,02	174,20
Reg.M1	735,35	793,92	780,10	573,48	593,51	586,60	193,50
Real	737,05	795,56	781,68	559,02	579,1	572,12	209,56
Média	738,02	796,50	782,67	577,12	597,14	590,25	192,42

Os maiores valores do saldo de radiação ocorreram no dia 27/11/2009 devido à menor quantidade de vapor d'água e ao período de aquisição da imagem, o que permite maior incidência radiativa, expressa pela maior radiação de ondas curtas incidentes.

Os valores mais elevados do saldo de radiação (R_n) foram observados sobre áreas com baixo albedo, correspondente aos corpos hídricos, apresentando uma diferença média absoluta de $192,42 W m^{-2}$. O alvo centro urbano obteve a menor diferença média absoluta de $88,28 W m^{-2}$, apresentando a menor variação entre as cenas estudadas (Tabela 8).

Silva et al. (2011) observou o saldo de radiação no espelho d'água do açude de São Gonçalo, chegou a superar os $750 W m^{-2}$, aproximando-se dos valores observados nesse estudo para o ano de 2009 e em culturas irrigadas encontrou valores do saldo (entre $700 - 750 W m^{-2}$) no Perímetro Irrigado São Gonçalo, valor superior aos obtidos nesse estudo em área de cana-de-açúcar irrigada.

Gomes (2009) obteve valores do saldo de radiação para região da Bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu localizada no Estado de São Paulo utilizando o algoritmo SEBAL em área com cana-de-açúcar de $667,2 \text{ W m}^{-2}$ para o dia 21/11/2005, bem próximo do valor médio obtido nesse estudo para área com cana-de-açúcar para o dia 27/11/2009.

4.CONCLUSÕES

Concluiu-se que:

- 1) O albedo da superfície apresentou alta variação em função da transmissividade atmosférica, ocorrendo uma modificação do mesmo ao se utilizar diferentes modelos, impactando assim no saldo de radiação instantâneo;
- 2) Tanto na obtenção do albedo da superfície, como na obtenção do saldo de radiação 24 horas, o modelo Reg.M1 apresentou os menores erros médio percentual, no entanto o modelo Reg.M1 apresentou-se satisfatório na obtenção da transmissividade atmosférica para correção do albedo e para obtenção do saldo de radiação 24 horas;
- 3) Para os dados de saldo de radiação instantâneo o menor erro médio percentual foi observado com o modelo obtido em Allen (1996);
- 4) Houve grande variação dos valores de albedo e do saldo de radiação instantâneo entre o período de 27/11/2009 a 10/06/2011, tanto dentro da imagem quanto considerado a variação temporal, em função da sazonalidade da radiação solar global e do regime de precipitação entre as cenas estudadas.

5.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACCIOLY, L. J.; PACHECO, A.; COSTA, T. C. C.; LOPES, O. F.; OLIVEIRA, M. A. J. Relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor TM/Landsat. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 6, p. 492 - 498, 2002.
- ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 122, p. 97 – 106, 1996.
- ALLEN, R. A.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop requirements**. Roma: FAO, 1998. 328p. (Irrigation and drainage paper, 56).
- ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSEN, W. Surface energy balance algorithms for land. Idaho Department of Water Resources, 2002. 97p.
- ASCE-EWRI. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE, 2005.
- BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212 - 213, p. 198 - 212, 1998.
- BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hidrology**, Amsterdam, v. 229, n. 1-2, p. 87 - 100, 2000.
- BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environment**, v. 79, p. 329 - 343, 2002.
- BOES, E. C. (1981). "Fundamentals of solar radiation." Solar Energy Handbook, J. F. Kreider, and F. Kreith, eds., McGraw-Hill, New York, N.Y., 2-1-2-78.
- CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Post calibration Dynamic Ranges. **IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing**. v. 41. n. 11. p. 2674 - 2677, 2003.
- DAUGHTRY, C. S. T.; KUSTAS, W. P.; MORAN, M. S.; PINTER, P. J. Jr.; JACKSON, R. D.; BROW, P. W.; NICHOLS, W. D.; GAY, L. W. Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. *Remote Sensing of Environment*, v.32, p.111-124, 1990.
- GOMES, H. E. **Balances de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. 2009. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, UFCG, 2009.
- IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. London: Academic Press., 1983, 390p.
- HUETE, A. R. Adjusting vegetation indices for soil influences. **International Agrophysics**, v. 4, p. 367 - 376, 1988.

MAJUMDAR, N. C.; MATHUR, B. L.; KAUSHIK, S. B. Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity. **Solar Energy**, v. 13, p. 383 - 394, 1972.

MARKHAM, B. L., BARKER, J. L. Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. **International Journal of Remote Sensing**, v. 8, n. 3, p. 517 - 523, 1987.

MEIRELES, M. **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 - TM na bacia do Acaraú – CE**. 2007. Dissertação de Mestrado, UFCE, Fortaleza, CE, Brasil, 2007.

MENDONÇA, J. C. **Estimativa da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região do Norte Fluminense**. 145f. 2007. Tese (Doutorado em Produção Vegetal), Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Rio de Janeiro, 2007.

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

SILVA, T. J. A. **Análise de crescimento, interação biosfera-atmosfera e eficiência do uso de água da cana-de-açúcar irrigada no Submédio do Vale do São Francisco**. 194f. 2009. Tese Doutorado, Viçosa: UFV, 2009.

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

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

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, 2005b.

SOUZA, M. C. G. **Avaliação da influência atmosférica em componentes do balanço de radiação na Chapada do Apodi com imagens TM - Landsat 5**. 43f. 2007. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Meteorologia) Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, 2007.

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, n. 2, p. 51 - 63, 2008.

TEIXEIRA, H. de C., BASTIAANSEN, W. G. M., AHMAD, M. D., BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. **Agricultural and forest meteorology**, v. 149, p. 477 - 490, 2009.

CAPÍTULO IV

CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DE IMAGENS LANDSAT 5 - TM UTILIZANDO CÓDIGO 6S

CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DE IMAGENS LANDSAT 5-TM UTILIZANDO CÓDIGO 6S

Autora: Rochele Sheila Vasconcelos

Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

RESUMO

Quando se adquire um dado por meio de um sensor remoto, o sinal coletado interage com a atmosfera até atingir o sensor, assim torna-se importante conhecer os efeitos atmosféricos causados no sinal medido por um sensor. O objetivo do estudo foi realizar a correção atmosférica em imagem Landsat 5-TM utilizando o código 6S e avaliar o impacto em diferentes alvos da superfície terrestre. O código 6S adaptado foi obtido através da internet na página do Departamento de Engenharia da UFRRJ, sendo tanto o código fonte (em Fortran) como o executável disponível para download. O código original 6S pode ser obtido no site oficial: <http://6s.ltdri.org/>. Foi utilizada uma imagem do Landsat 5-TM com resolução espacial de 30 m, obtidas no catálogo de imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). A imagem corresponde a órbita 217 e ponto 66 referente ao dia 27/11/2009, com coordenadas geográficas (Latitude: 9,58194° S e longitude: 40,87230° W), com passagem do satélite às 12h 28min 27s. O recorte utilizado abrange a cidade de Petrolina-PE e Juazeiro-BA. A mesma foi georreferenciada com o software SPRING. A maior influência da correção atmosférica nas bandas do satélite Landsat-5 depende do alvo a ser analisado, sendo que na maioria dos alvos as bandas que correspondem as faixas do vermelho e infravermelho médio foram as mais afetadas pela atmosfera, apresentando as maiores diferenças médias relativas. Os valores de albedo da superfície aumentaram após realização da correção atmosférica com o modelo 6S para os alvos, apresentando as seguintes diferenças médias percentuais: Centro urbano (37,3%), Cana-de-açúcar (13,2%) e Caatinga (15%), com exceção dos alvos correspondentes aos corpos hídricos que teve efeito contrário, apresentando uma diminuição de 8,2%. Os valores de albedo após a correção atmosférica com o modelo 6S aproximaram-se dos valores obtidos na literatura, comparado com os valores de albedo obtidos na imagem sem correção atmosférica. A correção atmosférica utilizando o modelo 6S correspondeu às expectativas esperadas e mostrou a necessidade de utilização deste quando se objetiva avaliar dados obtidos no cálculo do albedo da superfície.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto, albedo, SPRING

ATMOSPHERIC CORRECTION OF LANDSAT-5 TM IMAGES USING 6S MODEL

Autora: Rochele Sheila Vasconcelos

Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

ABSTRACT

When it acquires a given through a remote sensor, the signal collected interacts with the atmosphere until it reaches the sensor, so it becomes important to know the atmospheric effects caused the signal measured by a sensor. The objective of this study was to perform the atmospheric correction in Landsat-5 TM using the 6S code and assess the impact on different targets of the Earth's surface. The code 6S adapted was obtained through the internet page of the Department of engineering at UFRRJ, being both the source code (in Fortran) as the executable available for download. The original code 6S can be obtained on the official website: <http://6s.ltdri.org/>. It was used an image of Landsat-5 TM with spatial resolution of 30 m, obtained in the image catalog of the National Institute for space research (INPE). The image corresponds to orbit 217 and 66 point for the 11/27/2009 day, with geographical coordinates (Latitude: 9.58194° S and longitude: the 40.87230°), with passage of the satellite 12:28:27 Clipping used covers the city of Petrolina-PE and Juazeiro-BA. The same was georeferenced with SPRING software. The greatest influence of the atmospheric correction in the bands of the Landsat-5 satellite depends on the target to be parsed, and on most targets the bands that match the tracks of red and medium infrared were most affected by the atmosphere, showing the highest average differences. The increased surface albedo values after performing the atmospheric correction with the model 6S for the targets, presenting the following differences percentage averages: Urban Center (37.3 %), sugarcane (13.2%) and Caatinga (15%), with the exception of the target corresponds to water bodies that had opposite effect, showing a decrease of 8.2%. Albedo values after atmospheric correction with the model 6S approached the values obtained in the literature, compared with albedo values obtained in the image without atmospheric correction. The atmospheric correction using the model 6S expectations expected and showed the need to use this when it aims to evaluate data obtained in the calculation of the surface albedo.

Keywords: Remote sensing, albedo, SPRING

1. INTRODUÇÃO

O sensoriamento remoto pode ser definido, de uma maneira ampla, como sendo a forma de obter informações de um objeto, sem que haja contato físico como o mesmo. As informações são obtidas utilizando-se a radiação eletromagnética gerada por fontes naturais como o Sol e a Terra, ou por fontes artificiais como, por exemplo, o Radar (ROSA, 2007). Quando se adquire um dado por meio de um sensor remoto, o sinal coletado interage com a atmosfera até atingir o sensor, assim torna-se importante conhecer os efeitos atmosféricos causados pela atmosfera no sinal medido por um sensor.

Os principais efeitos observados nas imagens de satélite, devido a presença real da atmosfera entre o satélite e a superfície terrestre, são a diminuição da faixa de valores digitais possíveis registrados pelo sensor, diminuição do contraste entre superfícies adjacentes e alteração do brilho de cada ponto da imagem. Os gases (principalmente vapor d'água, oxigênio, ozônio e dióxido de carbono) e os aerossóis (pequenas partículas em suspensão) refletem, refratam, absorvem e espalham a radiação desde quando ela atinge a atmosfera até quando a deixa, depois de refletida pelo solo. A mudança de caminho da radiação permite que raios de luz fora do cone de visão do satélite entrem neste cone e altere a imagem real. Por outro lado, raios de luz, que originariamente estariam dentro deste cone, podem abandoná-lo, alterando também a imagem. Outra possibilidade é que um raio de luz penetre no cone de visão do satélite sem mesmo ter atingido o solo (ZULLO JÚNIOR, 1994).

A refletância obtida pelo sensor do satélite é a mistura do sinal da atmosfera e da superfície, denominada refletância planetária. Isto ocorre devido o sensor detectar não apenas a radiação solar refletida pela superfície, mas também a radiação espalhada ou refletida pela atmosfera (Tasumi et al., 2005), fato que caracteriza a necessidade da utilização de códigos de transferência radiativa, tais como MODTRAN, LOWTRAN e 6S, além de dados de radiossondagem da área de interesse no instante e data da imagem utilizada para se fazer correções atmosféricas.

Os modelos de transferência radiativa para a atmosfera permitem a realização de correções com a utilização de parâmetros da atmosfera local e por consequência permitem um melhor embasamento físico nas correções. A principal vantagem da aplicação dos modelos de transferência radiativa é que eles consideram também o fenômeno de absorção da radiação eletromagnética, o que implica em resultados mais confiáveis quando o interesse é correlacionar os valores de Fator de Refletância Bidirecional (FRB) presentes

nas imagens com parâmetros geofísicos ou biofísicos de objetos existentes na superfície terrestre (PONZONI et al., 2012).

O modelo 6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) foi desenvolvido para a simulação do sinal de sensores remotos entre 0,25 μm a 4,00 μm (VERMOTE et al., 1997). Ele é um dos mais robustos modelos utilizados para correção tanto do espalhamento quanto da absorção da radiação na camada atmosférica, porém deve-se ater para a escolha dos parâmetros de entrada. O modelo empírico mais utilizado é o desenvolvido por Chavez (1988), que se baseia no pixel mais escuro da imagem, sendo que segundo Moran et al. (1992) os métodos que utilizam os modelos de transferência radiativa são os mais adequados para correção atmosférica.

O objetivo do estudo foi realizar a correção atmosférica em imagem Landsat 5-TM utilizando o modelo 6S e avaliar o impacto em diferentes alvos da superfície terrestre.

2. MATERIAL E MÉTODOS

Área de estudo

Foi utilizada uma imagem do satélite Landsat 5-TM com resolução espacial de 30 m, obtidas no catálogo de imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). A imagem corresponde a órbita 217 e ponto 66 referente ao dia 27/11/2009, com coordenadas geográficas (Latitude: 9,58194° Se Longitude: 40,87230° O), com passagem do satélite as 12h 28min 27s. O recorte utilizado abrange a cidade de Petrolina-PE e Juazeiro-BA. A mesma foi ortoretificada no software SPRING (Sistema de Processamento de Informações Georreferenciadas).

Modelo 6S

O modelo 6S adaptado foi obtido por meio da internet na página do Departamento de Engenharia da UFRRJ, sendo tanto o código fonte (em Fortran) como o executável disponível para download. O modelo original 6S pode ser obtido no site oficial: <http://6s.ltdri.org/>.

A faixa da função de filtro utilizada no modelo 6S é mais larga do que as faixas que compreendem as bandas do satélite Landsat 5-TM, porque se estende a toda faixa em que o sensor tem resposta (Tabela 1).

Tabela 1 - Faixas espectrais das bandas utilizadas

Banda	Faixa do espectro	Comprimentos de onda (μm)	Faixas da função de filtro (μm)
TM 1	Azul	0,450 – 0,530	0,430 – 0,560
TM 2	Verde	0,520 – 0,600	0,500 – 0,650
TM 3	Vermelho	0,630 – 0,690	0,580 – 0,740
TM 4	Infravermelho próximo	0,760 – 0,900	0,730 – 0,950
TM 5	Infravermelho médio	1,550 – 1,750	1,5025 – 1,890
TM 7	Infravermelho distante	2,0800 – 2,350	1,950 – 2,410

Fonte: Adaptado de Antunes et al. (2003).

O modelo 6S permite a escolha da configuração geométrica de satélites específicos, no caso foi utilizado o Landsat 5-TM. Os modelos de atmosfera e de aerossóis podem ser escolhidos de um grupo de modelos pré-estabelecidos ou o usuário pode estabelecer as características da atmosfera através de sondagens. Estes são encontrados na Tabela 2.

Tabela 2 - Modelos de atmosfera gasosa e de aerossóis utilizados no 6S com seus respectivos números correspondente a cada operação

Modelo de atmosfera	
0	Sem absorção gasosa
1	Tropical
2	Latitude média no verão
3	Latitude média no inverno
4	Subártico no verão
5	Subártico no inverno
6	Modelo padrão US 62
7	Modelo de usuário (de radiosonda)
Modelo de aerossóis	
0	Sem aerossóis
1	Continental
2	Marítimo
3	Urbano
4	Modelo do usuário
5	Modelo de deserto
6	Queima de biomassa
7	Estratosférico
8-12	Modelos do usuário

Dentre os parâmetros listados na Tabela 2, foi utilizado um modelo “Tropical” para a atmosfera gasosa (opção 1) e para os aerossóis foi utilizado o modelo “Continental” (opção 1). A escolha do parâmetro de visibilidade horizontal foi obtido de acordo com a

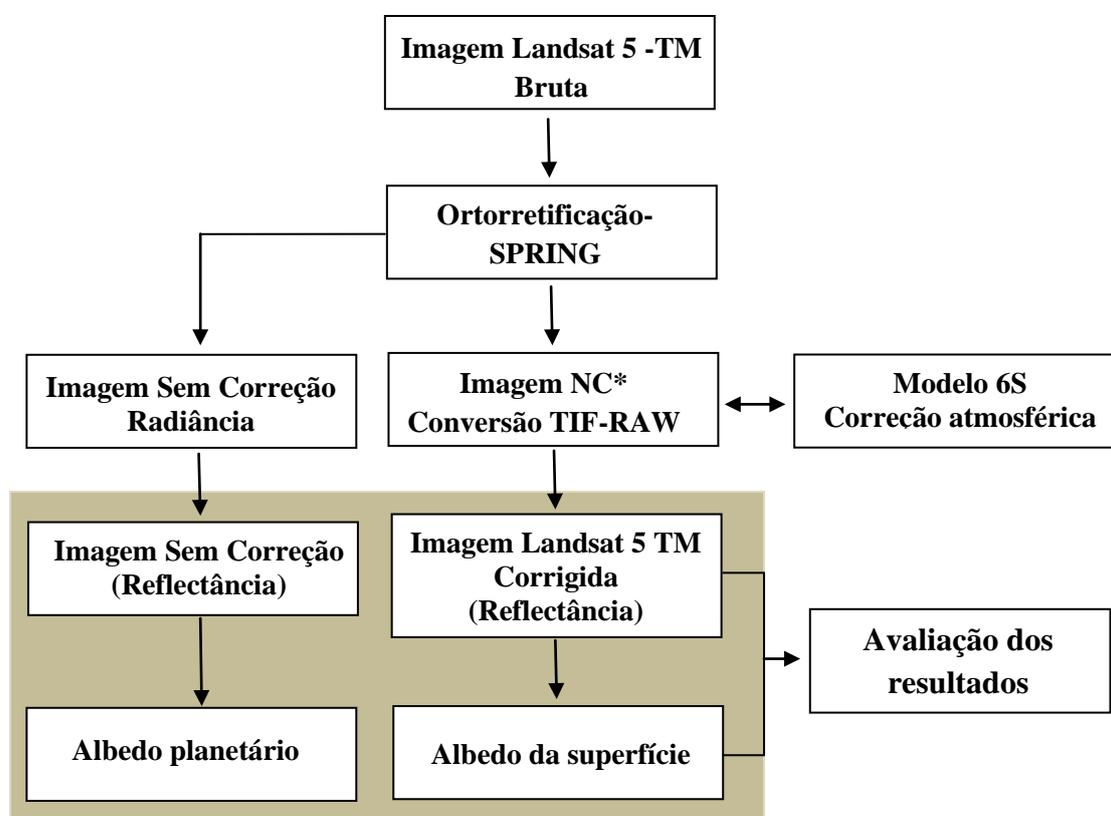
metodologia utilizada por DESCHAMPS et al., 1981; OLIVEIRA et al., 2009, conforme a equação 1:

$$\beta = 0,613.e^{VIS/15} \quad (1)$$

em que; β é o coeficiente de Ångström, que foi obtido de acordo com a metodologia proposta por Louche et al. (1987), com dados a cada minuto obtidos na estação SONDA de Petrolina-PE, sendo $\beta = 0,0755$. A visibilidade horizontal (VIS) estimada foi de 31 km.

No fluxograma abaixo estão descritas as etapas realizadas para obtenção do albedo da superfície a partir de imagens corrigidas utilizando o modelo 6S.

Figura 1 - Fluxograma das etapas do processamento da correção atmosférica



*NC= Nível de cinza

Radiância

A radiância representa a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite Landsat (705 km), para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 segundo a equação 2 (MARKHAM & BAKER, 1987):

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND \quad (2)$$

em que; L_{λ_i} é a radiância espectral de cada banda ($W m^{-2} st^{-1} \mu m^{-1}$); a_i o coeficiente de calibração (radiância mínima) de cada banda ($W m^{-2} st^{-1} \mu m^{-1}$); b_i o coeficiente de calibração (radiância máxima) de cada banda ($W m^{-2} st^{-1} \mu m^{-1}$); i são as bandas (1, 2, 3, 4, 5 e 7) do Landsat 5 e ND é o número digital de cada pixel na imagem.

Reflectância

Posteriormente, as imagens foram transformadas em reflectância planetária, definida como sendo a razão entre o fluxo da radiação solar refletido e o fluxo da radiação solar incidente, que é obtida segundo a equação 3.

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cdot \cos \theta \cdot d_r} \quad (3)$$

em que; L_{λ_i} é a radiância espectral de cada banda, k_{λ_i} é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($W m^{-2} \mu m^{-1}$), θ é o ângulo zenital solar (que pode ser obtido no próprio catálogo de imagens do INPE) e d_r é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol e a distância Terra-Sol, em dado dia do ano (DSA), que de acordo com Iqbal (1983), é dada pela equação 4.

$$d_r = 1 + 0,033 \cos(DSA \cdot 2\pi / 365) \quad (4)$$

em que; DSA representa o dia sequencial do ano e o argumento da função \cos está em radianos. O valor médio anual de d_r é igual a 1,00 e o mesmo varia entre 0,97 e 1,03, aproximadamente. Quando a área de estudo tem pequena, ou mesmo, declividade nula, o cosseno do ângulo de incidência da radiação solar é simplesmente obtido a partir do ângulo de elevação do Sol – E , que se encontra no cabeçalho da imagem, (Equação 5).

$$\cos \theta = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) = \sin(E) \quad (5)$$

em que; o argumento do \cos está em radiano.

Albedo

O cômputo do albedo planetário (α_{toa}), isto é, o albedo com o efeito da atmosfera, é obtido pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas, conforme Bastiaansen (1995), equação 6.

$$\alpha_{\text{toa}} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (6)$$

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

Uma vez executado o código 6S, foi gerada uma imagem de saída corrigida para os efeitos da atmosfera, com extensão raw. A imagem de saída corresponde a valores de reflectância corrigidos aos efeitos atmosféricos. No entanto, foi obtido o albedo da superfície conforme a equação 6.

Nas imagens referente às reflectância das bandas 1, 2, 3, 4, 5, e 7 e na imagem do albedo, foram escolhidos áreas de vegetação natural (Caatinga), cultura agrícola (cana-de-açúcar), centro urbano e corpos hídricos, para uma melhor avaliação das mudanças ocorridas na imagem corrigidas pelo modelo 6S e para as imagens sem correção.

Análise estatística

Os valores de reflectância foram avaliados por meio do cálculo da diferença média absoluta (DMA), e da diferença média relativa (DMR%), entre as reflectância sem correção e corrigidas com o modelo 6S para cada uma das bandas do satélite Landsat-5, bem como, entre os valores sem correção e corrigidos, comparados com os dados coletados em campo.

$$\text{DMA} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X'_i - X_i| \quad (7)$$

$$\text{DMR} = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X'_i - X_i}{X_i} \right| \quad (8)$$

em que; X_i corresponde ao valor da variável medida ou (corrigida); X'_i corresponde ao valor da variável estimada pelo modelo ou (sem correção) e N corresponde ao número de pares de dados das variáveis estudadas.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 2 pode-se verificar a imagem da reflectância na cor verdadeira ou natural com a seguinte composição B1G2R3: banda 1 (azul), banda 2 (verde) e banda 3 (vermelho), para a imagem sem correção atmosférica e para a imagem corrigida com o modelo 6S. Os alvos terrestres quando observados com sensores remotos apresentam aparência que depende da relação deles com a energia incidente, eles também recebem e

emitem energia, interagindo com outros corpos de maneiras complexas. É possível verificar uma maior nitidez na imagem após a correção atmosférica.

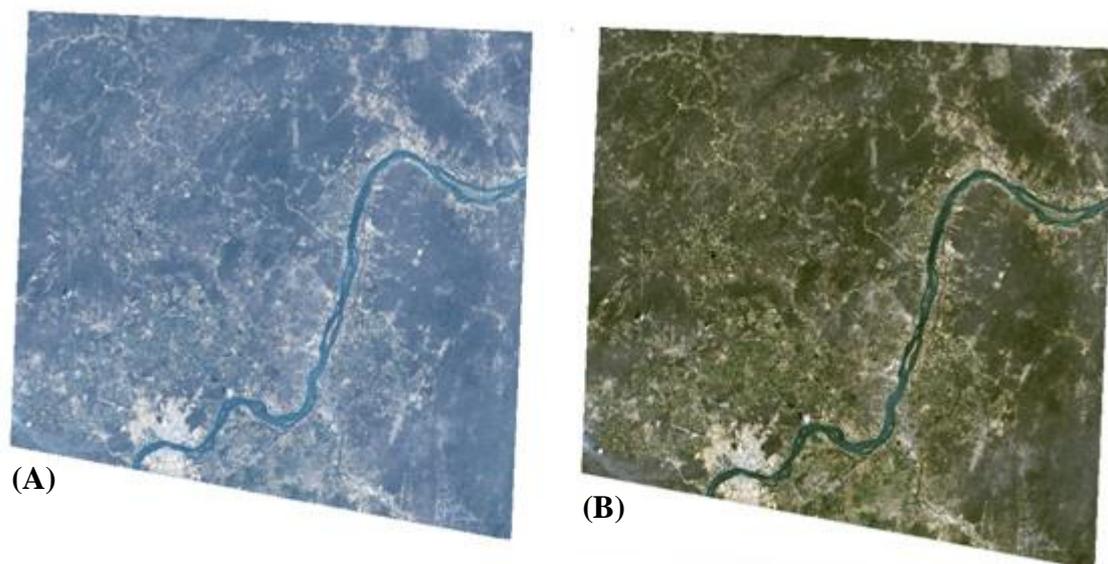


Figura 2 – Imagem referente à reflectância com a seguinte composição natural (B1G2R3): banda 1 (azul), banda 2 (verde) e banda 3 (vermelho), sem correção atmosférica (A) e com a correção atmosférica (B) para a data 27/11/2009.

Nas Figuras 3 a 6 são apresentadas as comparações entre os valores de reflectância sem correção e corrigidos com o modelo 6S, para os respectivos alvos: corpos hídricos, cana-de-açúcar, caatinga e centro urbano.

Ocorreu uma diminuição dos valores da reflectância dos corpos hídricos com a correção atmosférica para as bandas 1 e 2 e o inverso ocorreu nas bandas 3, 4, 5 e 7 (Figura 3). As bandas 5 e 7 foram as que apresentaram uma maior diferença média relativa de 90,43% e 34,37% respectivamente, as demais bandas obtiveram uma diferença média relativa pequeno da reflectância sem correção em relação aos valores corrigidos, onde a banda 1 apresentou uma diferença de 0,26%, banda 2 de 8,95%, banda 3 de 5,90% e banda 4 de 5,03%. Segundo Moreira (2001), as moléculas de gases presentes na atmosfera terrestre espalham mais eficientemente a energia eletromagnética de menores comprimentos de onda, no entanto, esperava-se obter uma maior redução da reflectância na banda 1, como apresentado por Antunes et al. (2003), utilizando o modelo 6S para correção atmosférica com uma visibilidade de 25 km e De Paula et al. (2012) aplicando o modelo MODTRAN (Moderate Resolution Atmospheric Radiance and Transmittance Model).

O comportamento espectral de água pura é caracterizado por uma absorção muito baixa no intervalo do azul e uma absorção crescente do vermelho para o infravermelho próximo. As bandas mais utilizadas do satélite Landsat 5 no estudo de corpos hídricos correspondem as bandas 1, 2 e 4, onde a banda 1 (azul) apresenta grande penetração em corpos hídricos, com elevada transparência, permitindo estudos batimétricos, apresentando também sensibilidade a plumas de fumaça oriundas de queimadas ou atividade industrial. A banda 2 (verde) apresenta grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de quantidade e qualidade, apresentando também boa penetração em corpos hídricos. Por outro lado, na banda 4 (infravermelho próximo) os corpos de água absorvem muita energia nessa banda e ficam escuros, permitindo o mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos hídricos (INPE, 2015). Isso mostra a importância da correção atmosférica no estudo de corpos hídricos, melhorando a interpretação dos dados no estudo do mesmo.

Antunes et al. (2012), utilizando a correção atmosférica com o modelo 6S em imagens ALOS/AVNIR-2 para o dia 14 de abril de 2007, referente a região de Anápolis – GO, obtiveram resultados diferentes para esse mesmo alvo, onde o valor da reflectância diminui em todas as bandas (azul, verde, vermelho e infravermelho próximo), sendo que o mesmo utilizou uma visibilidade de 19 km.

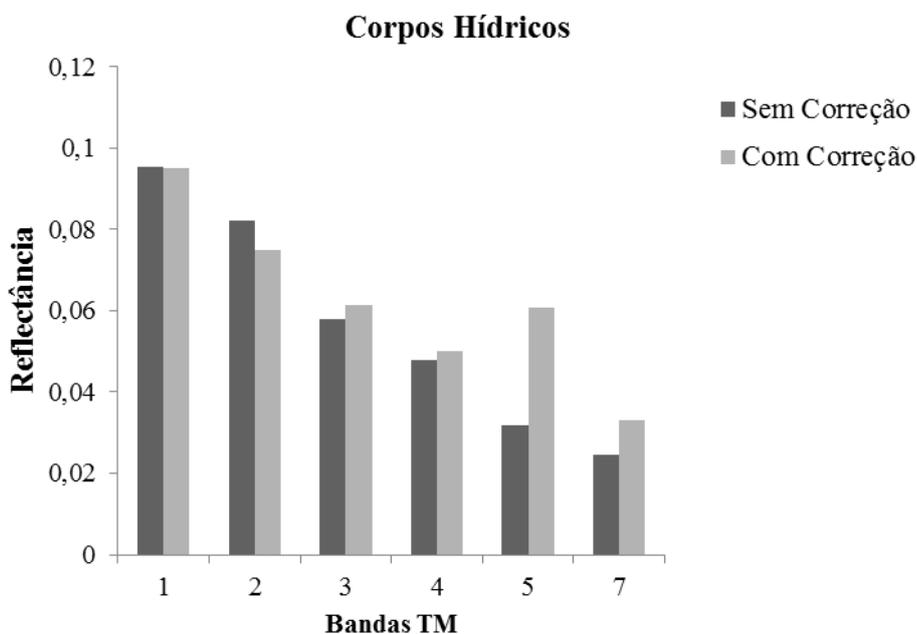


Figura 3 – Reflectância de corpos hídricos sem correção e com correção atmosférica realizada com o código 6S para as bandas do satélite Landsat 5 – TM, para o dia 27/11/2009. (Média de 20 pixels).

A reflectância do alvo cana-de-açúcar (Figura 4) referente as banda 1 e 2 diminuíram após a correção atmosférica, onde a banda 1 apresentou uma diferença média relativa de 31,58% e a banda 2 de 1,29%, já as bandas 3, 4, 5 e 7 os valores das reflectâncias aumentaram com a correção atmosférica, entre essas bandas a 5 (faixa do infravermelho médio) foi a que obteve uma maior diferença relativa de 102,89% aumentando significativamente o valor da reflectância após a correção. As bandas 3, 4 e 7 obtiveram diferenças de 21,38%, 34,60 e 37,34%, respectivamente. Esse comportamento é esperado em áreas agrícolas, onde os valores da reflectância são baixos no visível e alto na faixa do infravermelho, devido à presença do vapor d'água, onde o mesmo apresenta alto índice de absorção da radiação solar. Os resultados obtidos nesse estudo corroboram com os encontrados por Antunes et al. (2012) para uma área agrícola. As banda 3 e 4 são as mais utilizadas em estudo de vegetação, onde na banda 3 a vegetação verde, densa e uniforme, apresenta grande absorção, ficando escura, permitindo bom contraste entre áreas ocupadas com vegetação (ex: solo exposto, estradas e áreas urbanas), na banda 4 a vegetação verde, densa e uniforme refletem muita energia nessa banda, aparecendo bem claras nas imagens (INPE, 2015).

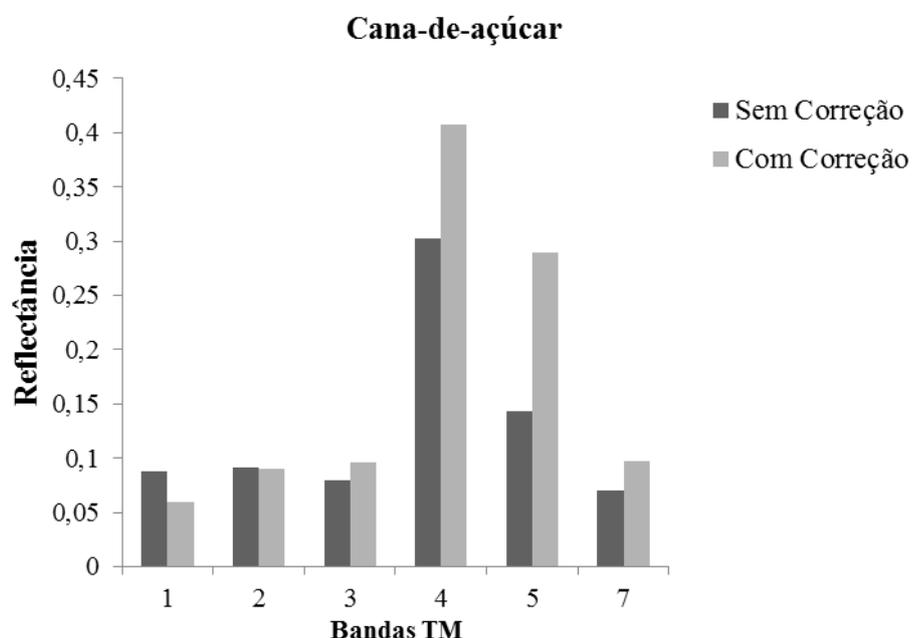


Figura 4 – Reflectância de uma área com cana-de-açúcar sem correção e com correção atmosférica realizada com o código 6S para as bandas do satélite Landsat 5 – TM, para o dia 27/11/2009. (Média de 20 pixels).

A reflectância da caatinga obteve um comportamento similar ao da cana de açúcar como pode ser observado na Figura 5, onde a banda 5 foi a que obteve uma maior diferença média relativa de 103,80%, onde a mesma apresenta sensibilidade ao teor de umidade nas plantas, servindo para observar estresse na vegetação, causado por desequilíbrio hídrico (INPE, 2015). As demais bandas 1, 2, 3, 4 e 7 apresentaram as seguintes diferenças médias relativas, 22,83%, 7,37%, 29,59%, 31,82% e 39,57% respectivamente. Como pode ser observado as bandas 3 e 4 utilizadas no cálculo do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) ocorre uma mudança nos valores da reflectância. Mesmo quando se utiliza transformações espectrais como os índices de vegetação, é essencial que se faça a correção atmosférica, pois os efeitos atmosféricos afetam diferentemente as bandas espectrais utilizadas nestes índices (MYNENI e ASRAR, 1994; ANTUNES et al., 2012).

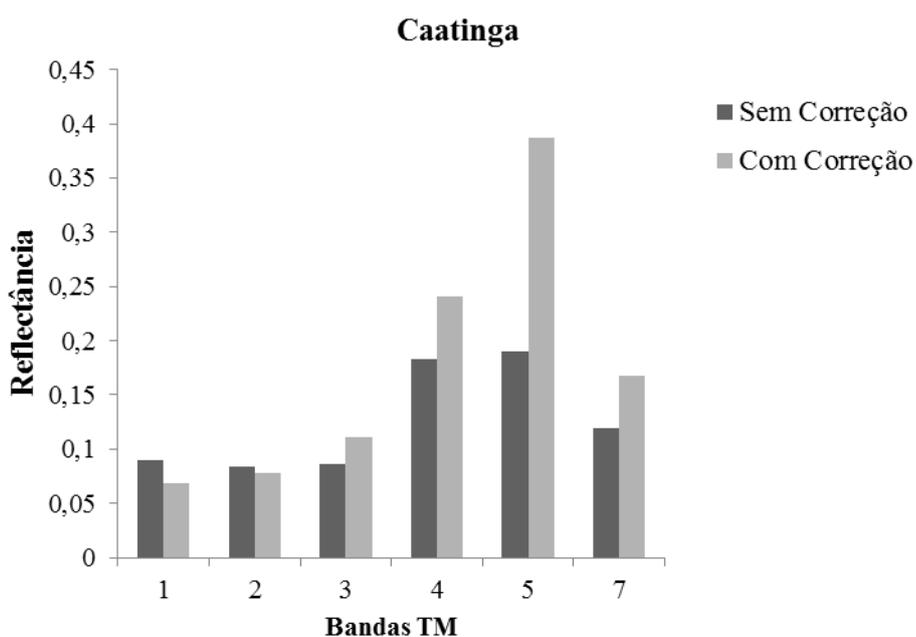


Figura 5 – Reflectância de uma área de caatinga sem correção e com correção atmosférica realizada com o código 6S para as bandas do satélite Landsat 5 – TM, para o dia 27/11/2009. (Média de 20 pixels).

De acordo com a Figura 6, ocorreu um aumento da reflectância em todas as bandas após a correção atmosférica com o modelo 6S para o alvo centro urbano. A reflectância de todas as bandas apresentaram altos valores da diferença média relativa, sendo que as bandas 3 e 5 obtiveram os mais altos valores de 108,12% e 104,29%, respectivamente. Na imagem onde se localiza o centro urbano sofre interferência de nuvens, onde há maior

quantidade de vapor d'água, absorvendo maior quantidade de radiação na região do infravermelho. A banda 5 é a mais utilizada para delimitar a mancha urbana (INPE, 2015), observa-se que essa foi uma das bandas onde se obteve uma das maiores diferenças entre os valores de reflectância sem correção e corrigidas aos efeitos atmosféricos. A visibilidade utilizada na correção atmosférica foi calculada com base no índice de turbidez de Angstrom, com dados de uma área rural onde fica instalada a estação meteorológica do projeto SONDA (Sistema de Observação Nacional de Dados Ambientais), sendo que a visibilidade em uma área urbana apresenta-se diferente, pois a mesma sofre uma maior interferência da poluição. Certamente a visibilidade em um centro urbano seria menor. Antunes et al. (2003) utilizaram uma visibilidade diferente de outras áreas para correção atmosférica referente a centros urbanos e o modelo atmosférico urbano.

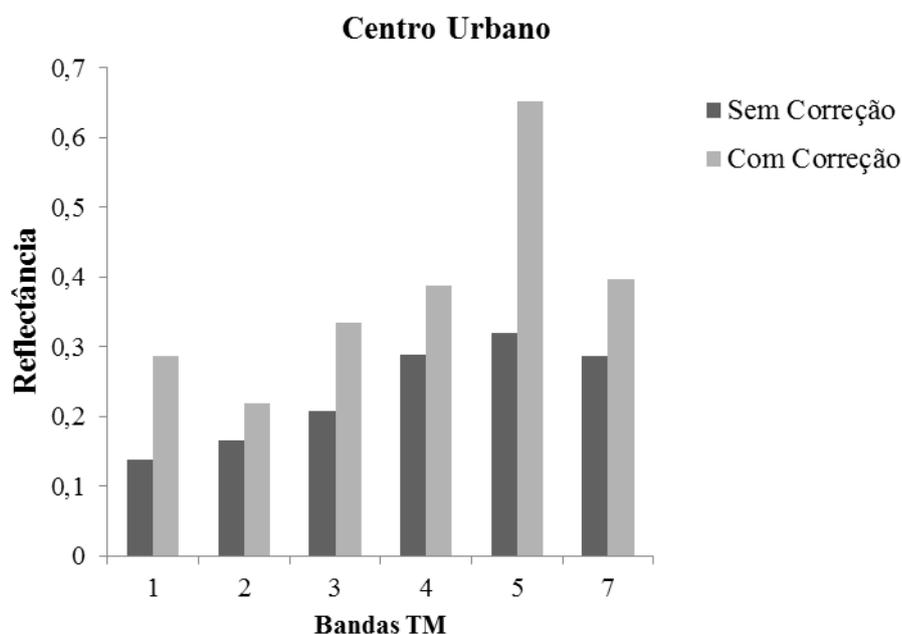


Figura 6 – Reflectância do centro urbano (área referente a cidade de Petrolina-PE e Juazeiro-BA) sem correção e com correção atmosférica realizada com o código 6S para as bandas do satélite Landsat 5 – TM, para o dia 27/11/2009. (Média de 20 pixels).

Na Tabela 3 apresenta os valores de albedo da superfície obtido a partir de imagens com correção dos efeitos atmosféricos realizado com o modelo 6S e de imagem sem correção dos efeitos atmosféricos para as quatro áreas estudadas. Os valores de albedo da superfície aumentaram após realização da correção atmosférica com o modelo 6S com exceção do alvo corresponde aos corpos hídricos que teve efeito contrário. Como pode ser

observado na Tabela 3, a maior diferença média relativa foi obtida no alvo centro urbano e o menor nos corpos hídricos de 37,3% e 8,2%, respectivamente.

Tabela 3 – Valores médios do albedo (%) sem correção atmosférica e com correção atmosférica para os alvos: Centro urbano, Corpos hídricos, Cana-de-açúcar e Caatinga, com suas respectivas diferenças média absoluta (DMA) e diferenças média relativa (DMR %), para o dia 27/11/2009

Alvos	Sem correção	Corrigido	DMA	DMR (%)
Centro urbano	18,8	30,0	0,112	37,3
Corpos hídricos	7	6,5	0,005	8,2
Cana-de-açúcar	12,1	14	0,018	13,2
Caatinga	10,9	12,8	0,019	15,0

Gomes (2009) obteve valores de albedo em áreas com cana-de-açúcar, medidos em torre micrometeorológica instalada num talhão de aproximadamente 351 hectares, na Fazenda São José do Pulador, Usina Santa Rita, no município de Luiz Antônio, SP, variando entre 18% a 20%, mesmos esses valores sendo superiores aos valores observados neste estudo, os mesmos aproximam-se mais dos valores de albedo após a correção atmosfera com o código 6S.

Esteves et al. (2012), obteve um valor médio do albedo para todo o ciclo da cultura foi de 26%, sendo o menor valor obtido de 20% e o maior de 28%, obtidos em uma estação micrometeorológica em cultivo comercial de cana-de-açúcar, não irrigado, em Campos dos Goytacazes, Norte fluminense, resultados superiores ao observado nesse estudo, assim como, André et al. (2010) avaliando o albedo em cana-de-açúcar em várias fases de desenvolvimento da cultura, com valor médio para o estágio de perfilhamento de 24%; para o estágio de desenvolvimento de colmos de 27% a 30% e para o estágio de maturação 31%.

De acordo com a Tabela 3, para cana-de-açúcar o valor do albedo corrigido com o modelo 6S se aproximou mais dos valores do albedo médio diário de acordo com Montheith (1973) obtido em Varejão-Silva (2006), correspondente a 15%. Os valores de albedo corrigido se aproximam mais dos valores obtidos na literatura. Giongo et al. (2010) encontraram valores médios estimados com o algoritmo SEBAL em uma área de cana-de-açúcar de 14,2% para o dia juliano 325, trabalhando com imagens Landsat-5, corroborando com os resultados obtido nesse estudo após a aplicação da correção atmosférica.

A diminuição do albedo em corpos hídricos indica a presença de águas com menos sedimentos em suspensão, no entanto é necessário o conhecimento da região em estudo. O albedo de um cultivo agrícola sofrem grandes variações, dependendo do seu estágio de desenvolvimento, condições hídricas, ataque de pragas entre outros fatores.

Ponzoni & Santos (2008) também obteve melhores resultados após a aplicação do modelo 6S, obtendo valores similares ao coletado em campo, tendo como referência uma área de pasto. Apesar disso, o mesmo conclui que seria recomendável que outros estudos fossem conduzidos com a inclusão de objetos com diferentes características espectrais entre si em uma mesma cena as quais deveriam ser determinadas em campo e comparadas com caracterizações realizadas a partir de imagens convertidas. Para outros sensores além do TM, como o MODIS, por exemplo, a correção atmosférica também é de grande relevância para a credibilidade dos produtos da reflectância de superfície (VERMOTE et al., 2002).

4. CONCLUSÕES

- a) A maior influencia da correção atmosférica nas bandas do satélite Landsat-5 dependeu do alvo que foi analisado, sendo que na maioria dos alvos analisados as bandas correspondentes ao vermelho e infravermelho médio foram as mais afetadas pelo efeito da atmosfera, apresentando os maiores erros médios percentuais. Esse fato deve ser levado em consideração quando do interesse em caracterizar espectralmente objetos, o que poderá comprometer os resultados dos estudos pretendidos;
- b) Os valores de albedo após a correção atmosférica com o modelo 6S apresentaram uma maior aproximação dos valores obtidos na literatura quando comparado com os valores de albedo obtidos na imagem sem correção atmosférica;
- c) A correção atmosférica utilizando o modelo 6S em imagens Landsat 5-TM correspondeu às expectativas esperadas, mostrando a necessidade de utilização deste quando se objetiva avaliar dados obtidos no cálculo do albedo da superfície.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRÉ, R. G. B.; MENDONÇA, J. C.; MARQUES, V. S.; PINHEIRO, F. M. A.; MARQUES, J. Aspectos energéticos do desenvolvimento da cana-de-açúcar. Parte 1: balanço de radiação e parâmetros derivados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 3, 375 - 382, 2010.

ANTUNES, M. A. H; DEBIASI, P; COSTA, A. R.; GLERIANI, J. M. Correção atmosférica de imagens ALOS/AVNIR-2 utilizando o modelo 6S. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 4, n. 64, p. 531 - 539, 2012.

ANTUNES, M. A. H.; FREIRE, R. M. B.; BOTELHO, A. S.; TONIOLLI, L. H. Correções Atmosféricas de Imagens de Satélites Utilizando o Modelo 6S. In: XXI Congresso Brasileiro de Cartografia, 2003, Belo Horizonte. **Anais...XXI Congresso Brasileiro de Cartografia**, 2003.

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. 273f. 1995. Ph. D. Thessis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, The Netherlands, 1995.

CHAVEZ, P. S. JR. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multi-spectral data. **Remote Sensing of Environment**, n. 24, p. 459 - 479, 1988.

DE PAULA, S. C.; VEDOVATO, L. B.; GOMES, D.; VICENTE, L. E. Avaliação de Procedimento para Correção de Efeitos da Atmosfera em Ambiente Tropical Utilizando dados Landsat TM 5. In: 6º Congresso Interinstitucional de Iniciação Científica – CIIC, 2012– Jaguariúna, SP. **Anais... 6º Congresso Interinstitucional de Iniciação Científica – CIIC**, 2012.

DESCHAMPS, P. Y.; HERMAN, M.; TANR'E, D. 1981. Influence de l'atmosphère en télédétection des ressources terrestres. Modélisation et possibilités de correction. In: Colloque International Signatures Spectrales d'objets en Télédétection, 1981, Avignon. Proceedings. Versailles: Institut National de la Recherche Agronomique, p. 543–558.

ESTEVES, B. S. dos; SOUSA, E. F. de; MENDONÇA, J. C.; LOUSADA, L. de L.; MUNIZ, R. A. de; SILVA, R. M. da. Variações do albedo, NDVI e SAVI durante um ciclo da cana-de-açúcar no Norte Fluminense. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v.7, n.4, p.663-670, 2012.

GIONGO, P. R.; MOURA, G. B. de A.; SILVA, B. B.; ROCHA, H. R. da; MEDEIROS, S. R. R.; de; NAZARENO, A. C. Albedo à superfície a partir de imagens Landsat 5 em áreas de cana-de-açúcar e cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 3, p.279 - 287, 2010.

GOMES, H. E.; SILVA, B. B. da; CAVALCANTI, E. P.; ROCHA, H. R. da. Balanço de radiação em diferentes biomas no Estado de São Paulo mediante imagens Landsat 5. **Geociências**, v. 28, n. 2, p. 153 - 164, 2009.

INPE- INSTITUTO DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Os satélites Landsat 5 e 7.** Disponível em: <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>, acesso em: 05/01/2015.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation.** London: Academic Press., 1983, 390p.

LOUCHE, A.; MAUREL, M.; SIMONNOT, G.; PERI, G.; IQBAL M. Determination of Angstrom's turbidity coefficient from direct total irradiance measurements. **Solar Energy**; v. 38, n. 2, p. 89 - 96, 1987.

MARKHAM, B. L.; BARKER, J. L. Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. **International Journal of Remote Sensing**, v. 8, n. 3, p. 517 - 523, 1987.

MYNENI, R. B., ASRAR G. Atmospheric effects and spectral vegetation indices. **Remote Sensing of Environment**, v. 47, p. 390 - 402, 1994.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; SLATER, P. N.; TEILLET, P. M. Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output. **Remote Sensing of Environment**, v. 41, p. 169 - 184, 1992.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação.** 1.ed., São José dos Campos – SP, 2001. 208p.

OLIVEIRA, L. G. L. DE; PONZONI, F. J.; MORAES, E. C. Conversão de Dados Radiométricos Orbitais por Diferentes Metodologias de Caracterização Atmosférica. **Revista Brasileira de Geofísica.** v. 27, n. 1 , p. 121 - 133, 2009.

PONZONI, F. J. ; SHIMABUKURO, Y. E. ; KUPLICH, T. M. **Sensoriamento Remoto da Vegetação.** 2.ed., São Paulo: ,Oficina de Textos, 2012. v. 1. 176p.

PONZONI, F. J.; SANTOS, S. B. Conversão de números digitais de imagens orbitais em valores de FRB de superfície. **Boletim de Ciências Geodésicas**, Curitiba, v. 14, n. 4, p. 541 - 556, 2008.

ROSA, R. **Introdução ao sensoriamento remoto.** 6.ed. Uberlândia: EDUFU, 2007. 248p.

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.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia.** Recife: Versão digital 2, 2006. 463p.

VERMOTE, E.F.; TANRÉ, D.; DEUZÉ, J.L.; HERMAN, M.; MORCRETTE, J.J. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An overview. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 35, n. 3, p. 675 - 686, 1997.

VERMOTE, E. F.; SALEOUS, N. Z. E.; JUSTICE, C. O. Atmospheric correction of MODIS data in the visible to middle infrared: first results. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 97 - 11, 2002.

ZULLO JÚNIOR, J. **Correção atmosférica de imagens de satélite e aplicações.** 1994. 189 f. Tese (Doutorado em Engenharia Elétrica) - Faculdade de Engenharia Elétrica, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1994.