



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**ALTERAÇÕES NO BALANÇO RADIATIVO E IMPACTOS CLIMÁTICOS
DECORRENTES DO USO DA TERRA NO ESTADO DE SÃO PAULO**

FRANCINEIDE AMORIM COSTA SANTOS

Orientador: Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA

Campina Grande – PB

Março – 2011

FRANCINEIDE AMORIM COSTA SANTOS

**ALTERAÇÕES NO BALANÇO RADIATIVO E IMPACTOS CLIMÁTICOS
DECORRENTES DO USO DA TERRA NO ESTADO DE SÃO PAULO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: **Agrometeorologia e Micrometeorologia**

Subárea: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Campina Grande – PB

Março – 2011

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

S237a Santos, Francineide Amorim Costa.
Alterações no balanço radiativo e impactos climáticos decorrentes do uso da terra no Estado de São Paulo / Francineide Amorim Costa Santos. — Campina Grande, 2011.
84 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia)- Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.
Referências.
Orientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva.

1. Albedo. 2. Índice de Vegetação. 3. Mudança Climática. 4. Imagens MOIDS. I. Título.

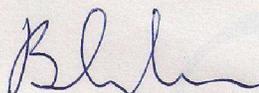
CDU – 551.521.13 (043)

FRANCINEIDE AMORIM COSTA SANTOS

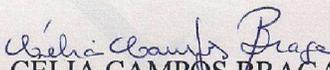
ALTERAÇÕES NO BALANÇO RADIATIVO E IMPACTOS CLIMÁTICOS
DECORRENTES DO USO DA TERRA NO ESTADO DE SÃO PAULO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 14/3/2011

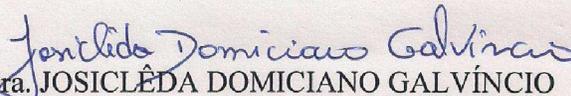
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. JOSICLÊDA DOMICIANO GALVÊNCIO
Departamento de Ciências Geográficas
Universidade Federal de Pernambuco

Aos meus pais Jonas e Francisca.
Aos meus avós Terezinha, Zizo, Abel e Severina (em memória).
Ao meu esposo Francinaldo e ao nosso filho Felipe.

AGRADECIMENTOS

À Deus, antes de tudo, por ser a fonte de inspiração e força para perseverar nesse trabalho.

Aos meus pais Jonas e Francisca, pelo apoio em todos os momentos, dedicação, carinho e aconchego em seu lar durante todo o período destinado a esse estudo.

Aos meus sogros Lourdes e Francisco por todo o apoio e acolhida.

Ao meu esposo Francinaldo por todo amor, companheirismo, cuidado e compreensão em todos os momentos, especialmente naqueles onde precisei estar ausente.

Ao meu filho Felipe pelas constantes demonstrações de amor e compreensão mesmo quando não pude dar-lhe a atenção necessária durante as fases mais difíceis de execução do presente trabalho. Suas atitudes me deram força para continuar.

Aos meus avós Terezinha, Zizo, Abel e Severina (em memória) por todo apoio, carinho e incentivo. Grandes exemplos de vida a serem seguidos.

Aos meus tios Natan e Tarcizo cujo apoio aos meus estudos vem desde a infância.

Aos meus irmãos Joelson e Jonaelson por todo carinho e ajuda nos momentos difíceis.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG e a todos os professores, em especial ao prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva por todo empenho e atenção durante a realização do presente trabalho.

À CAPES, pela bolsa de Mestrado concedida.

Aos funcionários do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, em especial a Divanete C. Rocha pela atenção, apoio e amizade.

Ao prof. Dr. Humberto Rocha do IAG-USP, pelos dados de duas torres micrometeorológicas (Cerradão e cana-de-açúcar) relativos ao ano de 2005.

Aos colegas e amigos do Programa de Pós-Graduação, em especial a Argemiro, Madson e John Elton por todos os ensinamentos e dicas na utilização dos programas necessários a execução do trabalho. Às amigas: Ana Cláudia, Ana Nery, Ana Paula e Sonaly,

pela força, encorajamento e amizade. Aos amigos: Edicarlos, Jonathan e Francisco, pela boa convivência, especialmente nos grupos de estudo. Aos colegas meteorologistas: Nilzelle, Rony, Richelle, Maytê, Samira, Pollyanna e Madson pelas dicas referentes à área da Meteorologia nos momentos de troca de conhecimento.

E a todos que direta ou indiretamente contribuíram com a realização do presente trabalho, minha sincera gratidão.

*“Das muitas coisas
Do meu tempo de criança
Guardo vivo na lembrança
O aconchego do meu lar
No fim da tarde
Quando tudo se aquietava
A família se ajuntava
Lá no alpendre a conversar”...*

*“Há tantos filhos
Que bem mais do que um palácio
Gostariam de um abraço
E do carinho entre seus pais
Se os pais amassem
O divórcio não viria
Chame a isso de utopia
Eu a isso chamo paz”
(Padre Zezinho)*

Sumário

LISTA DE FIGURAS	X
LISTA DE TABELAS	XII
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	XV
LISTA DE SÍMBOLOS	XVI
RESUMO	XVIII
ABSTRACT	XIX
1 – INTRODUÇÃO	20
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.1 - Balanço de radiação	23
2.1.1 - As componentes do balanço de radiação	25
2.1.2 - Estimativa do saldo de radiação diário	26
2.2 - Satélite Terra	28
2.3 - Influência da vegetação sobre o clima	31
3 - MATERIAL E MÉTODOS	33
3.1 - Área de estudo e coleta de dados	33
3.2 - Produtos MODIS-Terra	34
3.3 - Albedo da superfície	35
3.4 - Saldo de radiação à superfície	36
3.4.1 - Saldo SEBAL	36
3.4.2 - Saldo METRIC	38
3.4.3 - Saldo Bisht	38
3.5 - Estimativa do saldo de radiação diário	40
3.5.1- Modelo Senoidal	40
3.5.2 - Modelo Clássico	42
3.6- Análises estatísticas	42
4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
4.1- Componentes do saldo de radiação	44
4.1.1- Albedo da superfície	45
4.1.2- Radiação de onda curta incidente	49
4.1.3 - Radiação de onda longa	54
4.1.4 - Saldo de radiação instantâneo	56

4.2 - Saldo de radiação diário.....	63
4.2.1- Modelo clássico.....	63
4.2.2 - Modelo Senoidal.....	66
5 – CONCLUSÕES	75
6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Temperatura do ar (°C) em função do dia de ordem do ano para os biomas Cerrado - PDG e Cana-de-açúcar – USR	32
Figura 2: Temperatura da superfície (°C) para os biomas cerrado - PDG e USR - cana-de-açúcar	32
Figura 3 - Localização do município de Santa Rita do Passa Quatro no Estado de São Paulo. Em destaque foto aérea onde se observa a Gleba Cerrado Pé-de-Gigante (modificado de Ruggiero et al., 2006).....	34
Figura 4 - Visualização do tile selecionado	34
Figura 5 - Modelo senoidal proposto (adaptado de BISHT et al., 2005).....	40
Figura 6: Albedo da superfície nas áreas PDG e USR para os dias de estudo.....	47
Figura 7 -Albedo da superfície segundo o Método Liang obtido por imagens MODIS, para o município de Santa Rita do Passa Quatro, referente aos dias sequencias do ano: 46 (A), 52 (B), 70 (C), 89 (D), 100 (E), 102 (F), 212 (G), 228 (H), 338 (I), 360 (J).....	49
Figura 8: Radiação de Onda Curta medida e estimada pelas metodologias Sebal, Metric e Bisht para os dias de estudo.....	51
Figura 9 - Correlação dos valores de radiação de onda curta incidente estimada através dos três métodos com os medidos nas torres micrometeorológicas do Cerrado (PDG) e Usina Santa Rita (USR)	53
Figura 10: Saldo de radiação medido e estimado através das metodologias Sebal, Metric e Bisht	58
Figura 11 - Correlação entre os valores do Rn medidos nas torres micrometeorológicas do Cerrado (PDG) e da Usina Santa Rita (USR) e os estimados através das metodologias descritas.....	60
Figura 12 - Saldo de radiação ($W m^{-2}$) obtido por meio de imagens do sensor MODIS, utilizando a metodologia METRIC, para o município de Santa Rita do Passa Quatro, referentes aos dias: 46 (A), 52 (B), 70 (C), 89 (D), 100 (E), 102 (F), 212 (G), 228 (H), 338 (I), 360 (J)	62
Figura 13 - Correlação entre os valores diários do Rn observado e estimado através da Equação 25	63
Figura 14 - Correlação entre os valores diários do saldo de radiação de onda longa ($W m^{-2}$) medido e da transmissividade atmosférica.....	64
Figura 15 - Correlação entre os valores diários do Rn observado e estimado através da Equação 31	64
Figura 16 - Correlação entre os valores diários do saldo de radiação de onda longa ($W m^{-2}$) medido e da transmissividade atmosférica, sem forçar a passagem da reta pela origem	65

Figura 17 - Correlação entre os valores diários do Rn observado e estimado através da Equação 32	65
Figura 18 - Modelo para estimativa do ciclo diurno do saldo de radiação ($W m^{-2}$), para a área PDG, aplicado aos dias: 46 (A), 52 (B), 70 (C), 89 (D), 100 (E), 102 (F), 212 (G), 228 (H), 338 (I), 360 (J).....	68
Figura 19 - Modelo para estimativa do ciclo diurno do saldo de radiação ($W m^{-2}$), para a área USR, aplicado aos dias: 46 (A), 52 (B), 70 (C), 89 (D), 100 (E), 102 (F), 212 (G), 228 (H), 338 (I), 360 (J).....	70
Figura 20 - Dispersão entre os valores do saldo de radiação estimados (para intervalos de meia hora) com: valores medidos (Dispersão saldo medido x saldo estimado) e valores corrigidos (Dispersão saldo corrigido x saldo estimado), para a área PDG	73
Figura 21 - Dispersão entre os valores do saldo de radiação instantâneo estimados (para intervalos de meia hora) com: valores medidos (Dispersão saldo medido x saldo estimado) e valores corrigidos (Dispersão saldo corrigido x saldo estimado), para a área USR.....	73

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Coeficientes de ponderação (w_b) da Equação (2), para uso em imagens MODIS (Tasumi et al., 2008).....	36
Tabela 2 - Variáveis empregadas no cômputo das diferentes componentes do balanço de radiação na área de estudo obtidas de produtos MODIS: hora local, dia sequencial do ano (DSA), ângulo zenital do Sol (Z), declinação do Sol (δ), temperatura do ar (T_a), pressão atmosférica (P) e umidade relativa (UR) por ocasião da passagem do Terra	44
Tabela 3 - Valores do albedo Liang (α_L) e albedo Tasumi (α_T) para os biomas Cerrado (PDG) e Cana-de-açúcar (USR), com os respectivos erros relativos percentuais (%) – ERP e erro relativo médio (%) - ERM.....	46
Tabela 4 - Radiação de onda curta incidente medida – $RS \downarrow$ ($W m^{-2}$), Radiação de onda curta SEBAL – $RS \downarrow S$ ($W m^{-2}$), Radiação de onda curta METRIC – $RS \downarrow M$ ($W m^{-2}$), Radiação de onda curta Bisht – $RS \downarrow B$ ($W m^{-2}$), erro relativo percentual (%) - ERP e erro relativo médio (%) – ERM para o bioma Cerrado em cada dia sequencial do ano	50
Tabela 5 - Erro absoluto ($W m^{-2}$) para a radiação de onda curta incidente e erro absoluto médio - EAM.....	50
Tabela 6 - Radiação de onda longa incidente medida - $RL \downarrow_{med}$ ($W m^{-2}$), Radiação de onda longa emitida medida - $RL \uparrow_{med}$ - ($W m^{-2}$), Radiação de onda longa emitida estimada ($RL \uparrow_{estim}$), radiação de onda longa incidente obtida pelo método SEBAL ($RL \downarrow S$), radiação de onda longa incidente obtida pelo método METRIC - $RL \downarrow M$ ($W m^{-2}$), radiação de onda longa incidente obtida pelo método Bisht - $RL \downarrow B$ ($W m^{-2}$), Erro Relativo Percentual - ERP(%)	55
Tabela 7 - Emissividade atmosférica (Emiss) medida e estimada pelos métodos SEBAL (S), METRIC (M), Bisht (B) e Erro Relativo Percentual (%)	55
Tabela 8 - Saldo de radiação instantâneo (R_n), em $W m^{-2}$, com os respectivos erros relativos (%), para as metodologias: Saldo de radiação instantâneo SEBAL ($R_n S$), Saldo de radiação instantâneo METRIC ($R_n M$) e saldo de radiação instantâneo Bisht ($R_n B$)	57
Tabela 9 - Erro absoluto do saldo de radiação instantâneo estimado ($W m^{-2}$).....	57
Tabela 10: Correlação (r), Índice de Willmott (d), Coeficiente de desempenho de Camargo e Sentelhas (c) e Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) para as estimativas do R_n através das metodologias Sebal (R_n_S), Metric (R_n_M) e Bisht (R_n_B).....	59
Tabela 11 - Saldo de radiação diário ($W m^{-2}$) com e sem consideração do saldo de radiação no período noturno. Saldo de radiação medido (Obs), saldo de radiação estimado com o modelo, a partir dos dados medidos, impondo zero ao saldo de radiação no período noturno (Zero_not), saldo de radiação estimado com o modelo, a partir dos dados medidos, utilizando a Equação 16 para o período diurno e 35 para o período noturno (Not), erro relativo percentual (ERP) em % e erro relativo médio (ERM).....	71

Tabela 12 - Saldo de radiação diário observado no experimento (Obs) - $W m^{-2}$, saldo diário a partir da calibração da equação clássica forçando a passagem pela origem (Rn_calib_o) - $W m^{-2}$, saldo diário a partir da calibração da equação clássica sem forçar a passagem pela origem (Rn_calib) - $W m^{-2}$, saldo diário a partir da equação clássica (Rn_clas) - $W m^{-2}$, saldo diário a partir do modelo senoidal utilizando Saldo Bisht no instante da passagem do satélite a partir da Equação 33 para o período diurno e 35 para o noturno (Rn_Bisht) - $W m^{-2}$, erro relativo percentual (ERP) em % erro relativo médio (ERM)..... 72

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Especificações das Bandas do Sensor MODIS.....	30
Quadro 2 - Descrição dos produtos MODIS utilizados.....	35
Quadro 3: Valores dos coeficientes de desempenho - c segundo Camargo e Sentelhas (1997)...	43

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- ASTER – Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
- BR – Balanço de Radiação
- CERES – Clouds and the Earth's Radiant Energy System Network
- DAS – Dia Sequencial do Ano
- DEM – Digital Elevation Model
- EMA – Erro médio absoluto
- EMP – Erro médio percentual
- EOS – Earth Observing System
- ESE – Earth Science Enterprise
- ET – Evapotranspiração
- HDF – Hierarchical Data Format
- METRIC – Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration
- MISR – Multi-angle Imaging Spectroradiometer
- MME – Ministério de Minas e Energia
- MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
- MOPITT – Measurements of Pollution in the Troposphere
- MRT – MODIS Reprojection Tool
- NASA – National Aeronautics and Space Administration
- PDG – Cerrado Pé-de-Gigante
- RNI – Saldo de Radiação Instantâneo
- REQM – Raiz do erro quadrático médio
- SEBAL – Surface Energy Balance Algorithm for Land
- SMA – Secretaria de Estado do Meio Ambiente
- TM – Thematic Mapper
- USR – Usina Santa Rita

LISTA DE SÍMBOLOS

- CO₂ – Dióxido de carbono
- R_n – Saldo de radiação instantâneo
- R_{L↓} – Radiação de onda longa incidente
- R_{L↑} – Radiação de onda longa emitida
- R_{S↓} – Radiação solar incidente
- α – Albedo da superfície
- ϵ_a – Emissividade da atmosfera
- ϵ_0 – Emissividade da superfície
- T_a – Temperatura do ar
- T_s – Temperatura da superfície
- T_d – Temperatura do ponto do orvalho
- h – Hora
- hPa – Hectopascal
- K – Kelvin
- S₀ – Constante solar
- d – Espessura óptica da camada
- θ – Ângulo zenital solar
- d² – Quadrado da distância relativa Terra-Sol
- τ_{sw} – Transmissividade atmosférica
- z – Elevação do pixel
- P – Pressão atmosférica
- W – Água precipitável
- K_t – Coeficiente de turbidez
- e₀ – Pressão de vapor próximo à superfície
- L_v – Calor latente de vaporização da água

R_v – Constante de vapor de água

ρ – Reflectância à superfície

W_b – Coeficiente de ponderação na Equação 2

σ – Constante de Stefan-Boltzmann

τ_{sw24h} – Transmissividade média diária da atmosfera

Rn_{24h} – Saldo de radiação diário

α_{24h} – Albedo médio diário

$R_{s\downarrow 24h}$ – Radiação solar média diária

$R_{s\downarrow TOA}$ – Radiação solar incidente no topo da atmosfera

Rn_{MAX} – Valor máximo do saldo de radiação instantâneo observado durante o dia

t_{nas} – Horário do nascer do Sol

t_{por} – Horário do ocaso do Sol

t_{PASS} – Instante da passagem do satélite

N – Fotoperíodo

δ – Declinação do Sol

F – Fração angular correspondente ao DSA

Δt – Correção de tempo

$\Delta \lambda$ – Correção de longitude

X – Valor observado

X' – Valor estimado

R^2 – Coeficiente de determinação

r – Coeficiente de correlação

d – Índice de Willmott

c – Índice de desempenho

RESUMO

Quando há interesse na determinação do saldo de radiação para áreas heterogêneas é interessante recorrer ao sensoriamento remoto, visto que o mesmo não é usualmente medido em estações meteorológicas, pois depende da natureza da superfície e, portanto, sofre grande influência do albedo e da temperatura da superfície. O presente trabalho tem por objetivo avaliar se alterações promovidas pela substituição da vegetação primária por cana-de-açúcar, afetam o balanço de radiação e se podem ser detectadas por imagens geradas pelo sensor MODIS a bordo do satélite Terra. Foram utilizadas dez imagens referentes aos dias sequenciais do ano 46, 52, 70, 89, 100, 102, 212, 228, 338 e 360, do ano de 2005, cobrindo a área do município de Santa Rita do Passa Quatro - SP. Para tanto, foram utilizadas três diferentes metodologias - Bisht, METRIC e SEBAL - para o cômputo do saldo de radiação instantâneo e de suas componentes, visando à precisão das estimativas através da validação dos resultados a partir dos dados obtidos de duas torres experimentais, situadas na área do cerrado e da cana-de-açúcar. Os valores do saldo de radiação no cerrado foram maiores que na cana-de-açúcar. Para o albedo da superfície foi encontrado erro médio percentual da ordem de 15%, para a radiação de onda curta da ordem de 4%, em torno de 5,5% para a radiação de onda longa da atmosfera e 5% para o saldo de radiação instantâneo. Para o saldo de radiação diário foi encontrado erro médio percentual em torno e 10% para o método clássico, de 14% para o modelo clássico calibrado e de 13% para o modelo senoidal modificado. As técnicas empregadas proporcionam destacar padrões que diferenciam os biomas em estudo e concluir que a substituição da vegetação nativa por cana-de-açúcar aumenta o albedo e a temperatura da superfície, além de diminuição no saldo de radiação; porém, impactando claramente o clima das áreas motivo de tal substituição.

Palavras chave: albedo, índice de vegetação, mudança climática, imagens MODIS

ABSTRACT

When there is interest in determining the net radiation - R_n for heterogeneous areas the use of remote sensing techniques is very important. R_n is not usually measured in meteorological stations since it depends on the nature of the surface and thus is greatly influenced by albedo and land surface temperature. This study aims to evaluate whether changes introduced by land change use, particularly replacing the savanna (Cerrado) by sugar cane crop areas, can be detected through the use of MODIS sensor images onboard Terra satellite. Ten images referring to the sequential day of year 46, 52, 70, 89, 100, 102, 212, 228, 338 and 360 of 2005, covering the area of Santa Rita do Passa Quatro – SP municipality, were used. Therefore, three different methodologies - Bisht, METRIC and SEBAL - for calculating the instantaneous net radiation and its components were applied in order to determine the results. Data obtained from two micrometeorological towers located in Cerrado and sugar cane crop areas were used for validation and calibration of the models. The net radiation values in the savanna area were bigger than in the sugar cane crop area. The sugar cane area presented albedo and land surface temperature values bigger than those obtained in savanna areas. For the surface albedo was found an average percentage error of approximately 15%, for short-wave radiation of about 4%, about 5,5% for the atmosphere longwave radiation and 5% for the instantaneous net radiation. For the balance of radiation daily average error percentage was found around 10% and for the classical method, 14% for the classical model calibrated and 13% for the modified sinusoidal model. The techniques employed provide highlight patterns that distinguish the studied biomes and to conclude that replacement of Cerrado areas by sugar cane crop raise albedo and land surface temperature, and then impact locally the climate.

Key words: albedo, vegetation indexes, climate change, MODIS images

1 – INTRODUÇÃO

O clima terrestre é regulado por diversos elementos e processos que envolvem o fluxo de radiação solar, a atmosfera e a superfície da terra. Desse modo, a energia solar incidente produz uma dinâmica permanente entre a atmosfera e a superfície, que é traduzida por meio do clima. Qualquer fator que altere a radiação solar incidente ou enviada de volta para o espaço, ou que altere a redistribuição de energia dentro da atmosfera e entre a atmosfera e a superfície, pode afetar o clima. Portanto, monitorar as diferentes componentes do balanço radiativo possibilita identificar alterações que venham ocorrer à superfície, com impactos em vários setores, em particular, no clima em diferentes escalas.

Nas últimas décadas muito tem se discutido sobre alterações climáticas globais, na tentativa de esclarecer questões acerca das reais consequências dos processos antrópicos (emissão de gases do efeito estufa, mudanças de uso da terra, queimadas, dentre outros) no clima global. Para Nobre (1991), a visão de que a presença ou ausência da vegetação não poderia influenciar o clima regional mudou em consequência de resultados experimentais, alguns dos quais realizados na região Amazônica. Seus resultados mostraram que o clima e a vegetação local coexistem em equilíbrio dinâmico que pode ser alterado por grandes perturbações em qualquer um dos dois componentes.

Muitos trabalhos têm mostrado que a substituição de floresta por áreas de pastagem na Amazônia, ocasiona sérios impactos climáticos, como aumento da temperatura do ar, diminuição da precipitação (NOBRE et al., 1991; SAMPAIO et al., 2007;), alteração na evapotranspiração (NOBRE et al., 1991; RANDOW et al., 2004; SAMPAIO et al., 2007), aumento do albedo da superfície e da absorção diária de CO₂ (RANDOW et al., 2004).

O saldo de radiação (Rn) na superfície da Terra tem grande importância nos processos de evaporação, fotossíntese e aquecimentos do solo e do ar, e pode ser quantificado mediante a contabilidade entre os fluxos radiativos ascendentes e descendentes, incluindo ondas longas e curtas. A sua quantificação é fundamental para estudar as interações terra-atmosfera (BISHT et al., 2010). Dessa forma, é de grande importância investigar alterações

que possam ser estabelecidas nas componentes do Balanço de Radiação (BR) à superfície, especialmente no que diz respeito ao aumento de temperatura da superfície e albedo, 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, necessária uma gestão mais sustentável dos recursos hídricos.

Em face da grande expansão demográfica, conjugada com a ausência de políticas públicas eficazes e pertinentes ao ordenamento do território e às questões ambientais, as áreas de vegetação nativa no Brasil vêm sendo substituídas ao longo de décadas por cultivos agrícolas. No estado de São Paulo, em particular, à época do descobrimento, a Mata Atlântica recobria aproximadamente 81% de sua área, sendo o restante ocupado principalmente pelo Cerrado e campos naturais. Atualmente, existe uma área remanescente de cobertura vegetal equivalente a 13,94% do território, dos quais cerca de 13% correspondem ao domínio Mata Atlântica e apenas 1% ao Cerrado. Fato que chama a atenção é a expansão da cana-de-açúcar, cuja área ocupada dobrou entre os anos agrícolas 1995/1996 e 2007/2008. Na safra 2008/2009 ultrapassou os 4,5 milhões de hectares, totalizando quase dois terços do total das áreas de lavoura do Estado (SMA, 2010).

Estudos recentes que tratam da substituição do cerrado por cana-de-açúcar (GOMES, 2009; NEGRÓN-JUAREZ, 2004; TATSCH, 2006) têm mostrado que ocorre redução no saldo de radiação e na evapotranspiração média anual, e aumento na temperatura do ar sobre o dossel da plantação, em comparação ao cerrado. Segundo experimentos numéricos reportados por Negrón-Juarez (2004), a substituição da vegetação primitiva no Sudeste brasileiro pela cana-de-açúcar pode produzir mudanças no padrão da distribuição espacial de chuvas e temperatura (redução da precipitação anual em 5%, aproximadamente, e aumento de até 0,6°C na temperatura do ar à superfície).

Existem muitas vantagens ao se fazer uso do sensoriamento remoto com o propósito de identificar alterações no uso da terra e as alterações climáticas advindas de tais mudanças. Destaque-se a grande cobertura espacial, a facilidade de obtenção das imagens e a possibilidade de estimar alguns parâmetros que só seriam obtidos com instrumentos normalmente utilizados em estudos experimentais. No caso específico daqueles estudos que envolvem trocas de energia e massa entre a superfície e a atmosfera, os equipamentos são caros e solicitam a presença frequente de pessoal técnico especializado para mantê-los funcionando adequadamente, além de exigir o manuseio de uma grande massa de dados. Ademais, os resultados obtidos são representativos de áreas com características idênticas, no

aspecto do porte, estado hídrico e condições atmosféricas. As técnicas baseadas em imagens de satélite, ao contrário, cobrem grandes extensões terrestres, são relativamente simples de empregar e as imagens são facilmente adquiridas na internet e, na maioria dos casos, são disponibilizadas gratuitamente.

Uma questão de grande relevância consiste em se avaliar se o balanço radiativo de áreas heterogêneas pode ser obtido com imagens MODIS com qualidade capaz de identificar as diferenças existentes entre campos agrícolas e vegetação nativa. Nesse sentido, o presente trabalho tem o propósito geral de avaliar a precisão com que os dados oriundos do MODIS – Terra possibilita determinar as diferentes componentes do saldo de radiação à superfície sobre áreas agrícolas e de vegetação primária no Estado de São Paulo, e se seria capaz de detectar alterações climáticas resultantes da substituição dessas áreas de vegetação primária por cultivos de cana-de-açúcar, já detectadas com dados coletados com o emprego de outras técnicas bem mais onerosas. Os objetivos específicos da pesquisa são:

- estimar o saldo de radiação instantâneo a partir de imagens MODIS – Terra, para condições de céu claro;
- converter os valores instantâneos de R_n em valores diários, a partir de um modelo senoidal criado por Lagouarde e Brunet (1983), que utiliza apenas valores advindos de imagens, e também com o emprego de modelo clássico proposto por De Bruin (1987);
- calibrar e validar o balanço de radiação com o MODIS, e dados de duas torres micrometeorológicas instaladas nos dois biomas (cerrado e cana-de-açúcar);
- identificar os impactos climáticos que a substituição do cerrado por cana-de-açúcar causam na temperatura da superfície, albedo e outras componentes do balanço de radiação;
- comparar as metodologias empregadas.

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - Balanço de radiação

A atmosfera interfere de forma significativa na transmissão da radiação solar para a superfície terrestre. Ela absorve ou espalha a radiação de forma diferenciada em função dos comprimentos de onda e de características físicas das partículas que são atingidas pela radiação eletromagnética. Ao atingir a superfície terrestre a radiação solar interage com as diversas feições da superfície, podendo ocorrer: reflexão, absorção e transmissão.

O balanço de radiação é de extrema importância por possibilitar a quantificação do saldo de radiação, que é a principal fonte de energia a diversos processos naturais que ocorrem à superfície do nosso planeta. Em agrometeorologia o mesmo representa a principal fonte de energia responsável pela perda de água por superfícies vegetadas, tornando-se de grande relevância na gestão dos recursos hídricos destinados a agricultura.

O saldo de radiação (R_n) resulta da contabilização dos fluxos de radiação incidentes (ondas curta e longa) emitidos e/ou refletidos por uma determinada superfície e representa a principal fonte de energia para o processo evapotranspirativo (ALLEN et al., 2007), podendo ser computado por: $R_n = (R_s - \alpha R_s) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow}$, em que R_s ($W\ m^{-2}$) é a radiação de onda curta incidente, α (adimensional) é o albedo da superfície; $R_{L\downarrow}$ ($W\ m^{-2}$) é a radiação de onda longa incidente, proveniente da atmosfera; $R_{L\uparrow}$ ($W\ m^{-2}$) é a radiação de onda longa emitida por cada pixel; e $(1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow}$ ($W\ m^{-2}$) representa a radiação de onda longa refletida pela superfície e ε_0 é a emissividade da superfície. O termo αR_s ($W\ m^{-2}$) representa o fluxo de radiação de onda curta refletido pela superfície.

A energia radiante do Sol é a principal fonte energética para a superfície da Terra. A diferença entre a energia que entra e que sai da superfície, saldo de radiação, é usada para evaporar água, aquecer o solo e o ar e realizar fotossíntese, mas dificilmente é medida com acurácia. Medidas precisas de saldo de radiação são essenciais em estudos de mudanças climáticas globais, onde a energia disponível na superfície da terra desempenha o principal papel no estado termal da superfície e balanço energético, tendo controle direto na circulação atmosférica e oceânica, e ultimamente, no clima da Terra (BLONQUIST Jr. et al., 2009).

Segundo Silva et al. (2010), 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.

Para Al-Riahi et al. (2003), em muitas partes do mundo há um grande número de estações para medir radiação global, mas ainda se constata que poucas medidas de saldo de radiação são encontradas. Por causa dessa carência de medidas, o saldo de radiação tem sido calculado por fórmulas empíricas baseadas em considerações físicas, e necessitam de alguns dados meteorológicos e da superfície. Para Leivas et al. (2007), os dados disponíveis de radiação solar são ainda muito limitados no Brasil. A maioria refere-se à médias climatológicas, onde é fornecido o número de horas de brilho solar, ou insolação, e não a energia incidente. Para preencher essa lacuna, o sensoriamento remoto é uma ferramenta que tem possibilitado a estimativa não só das componentes do balanço de radiação, como também a determinação desses parâmetros para áreas heterogêneas e em escala regional, ao contrário de outras metodologias que só se aplicam para áreas com relativa homogeneidade.

Diferentes sensores a bordo de vários satélites têm sido utilizados para estimativa do balanço de radiação em todo o mundo. Em muitos casos a estimativa é feita com dados de sensoriamento remoto e poucos dados de superfície; em outros, apenas utilizando dados de sensoriamento remoto. Em alguns estudos foram comparados mapas do saldo de radiação e evapotranspiração de uma mesma área, obtidos com os sensores MODIS e TM, com o emprego do algoritmo SEBAL (COMPAORÉ et al., 2007; ANDRADE, 2008). De acordo com os estudos de Compaoré et al. (2007), os mapas obtidos a partir de imagens TM - Landsat têm alta resolução espacial, mas a baixa resolução temporal (16 dias) e a contaminação de nuvens comprometem substancialmente a sua utilização em escala operacional. Portanto, embora com resolução espacial inferior ao TM - Landsat, é muito atrativo o uso de imagens MODIS devido a sua resolução temporal (um a dois dias), pois aumenta consideravelmente a probabilidade de obter uma imagem de alta qualidade sobre condições de céu claro. Os mencionados autores citam ainda que os resultados obtidos mostraram boa concordância entre os mapas gerados pelos dois sensores, estando em conformidade com outros estudos, como os de Hong et al. (2005). Já os resultados obtidos por Andrade (2008) mostraram um melhor desempenho para as imagens TM - Landsat. Segundo o autor, os resultados obtidos com o MODIS foram atenuados por conta da presença de

cobertura vegetal e solo exposto no mesmo pixel da imagem (limitação da resolução espacial).

O algoritmo SEBAL foi desenvolvido por Bastiaanssen (1995) e já foi validado em diversas campanhas experimentais por todo o mundo (BASTIAANSSEN, 1998; BASTIAANSSEN, 2000; TASUMI et al., 2005; SILVA et al., 2005; ANDRADE, 2008). Segundo Bastiaanssen et al. (1998) a vantagem do SEBAL em relação a outros algoritmos é a sua aplicação para áreas heterogêneas e bacias hidrográficas para inferir o balanço de energia à superfície, que é também o grande objeto de aplicação do METRIC, que tem por base os princípios e técnicas utilizados pelo SEBAL, mas com uma inovação: uma auto calibração que elimina a necessidade de correção da temperatura da superfície e albedo, medidos usando modelo de transferência radiativa (ALLEN et al., 2007). Vários estudos têm aplicado o SEBAL/METRIC em diferentes áreas do globo, inclusive no Brasil, como Gomes (2009) no município de Santa Rita do Passa Quatro (SP) e Araújo (2010) no município de Quixeré (CE). Embora tenha como principal vantagem a determinação do fluxo de calor latente e, como decorrência, a evapotranspiração real diária, o SEBAL e o METRIC oferecem apoio metodológico detalhado para o cômputo das diferentes componentes do balanço radiativo (Silva et al., 2005; Di Pace et al., 2008).

Segundo Allen et al. (2007) o uso do METRIC com imagens MODIS é uma boa alternativa às imagens TM - Landsat, haja vista os problemas com o Landsat 7 em 2003 e recentemente com o Landsat 5, revelando a vulnerabilidade desses dois satélites com alta resolução nas bandas termais. O sensor MODIS, porém, a bordo dos satélites Terra e Aqua, apesar de apresentar ótima resolução temporal, gerando imagens ao menos uma vez ao dia, pode ter sua resolução espacial prejudicada pelo largo ângulo de visada do sensor em alguns dias, que pode causar indefinição. Para Hong et al. (2005), a potencial precisão do METRIC aplicado a imagens MODIS é aproximadamente tão boa quanto com imagens Landsat quando a evapotranspiração é integrada sobre áreas menores que 10 x 10 km, ou seja, escala utilizada para balanço hídrico e estudos hidrológicos.

2.1.1 - As componentes do balanço de radiação

Bastiaanssen et al. (1998) citam que a equação do balanço de radiação é descrita em termos do balanço de ondas curtas e do balanço de onda longas. O saldo de radiação de onda curta resulta do balanço entre a radiação solar incidente e a refletida, expresso em termos da radiação solar global e albedo da superfície. Já o saldo de radiação de onda longa é função da temperatura do ar e da temperatura da superfície.

Várias parametrizações têm sido desenvolvidas para estimar as componentes do balanço de radiação à superfície. Prata (1996) e Zillman (1972) desenvolveram, respectivamente, esquemas de parametrização para estimar radiação de onda curta (utilizando ângulo zenital do Sol e pressão de vapor) e de onda longa (utilizando pressão de vapor e temperatura do ar, para o cálculo da emissividade atmosférica) resultando em valores com boa precisão. O esquema de Zillman (1972), por exemplo, forneceu valor de R^2 igual a 0,97. Em outros estudos o saldo de radiação de onda longa e o saldo de radiação de onda curta têm sido estimados através de dados do sensor MODIS, utilizando-se respectivamente, a radiância e a refletância no topo da atmosfera, envolvendo o desenvolvimento de uma regressão estatística que incorpora dependência no ângulo zenital solar e / ou ângulo de visada do sensor (TANG et al., 2006; TANG e LI, 2008; WANG e LIANG, 2009).

O albedo da superfície, definido como sendo o coeficiente de reflexão da mesma, é obtido a partir da razão entre a radiação de onda curta refletida e a incidente, sendo, portanto, uma grandeza adimensional. Muitos trabalhos têm efetuado a sua estimativa a partir de dados do sensor MODIS. Alguns deles utilizam o produto MOD43, que é uma composição do albedo de 16 dias (ATAÍDE et al., 2006; BISHT et al., 2005; BISHT et al., 2010; MENDONÇA, 2007;) outros o estimam em função da refletância da superfície, através do produto MOD09 (ANDRADE, 2008; LIANG, 2003; MENDONÇA, 2007; TASUMI et al., 2008). Tasumi et al. (2008) desenvolveram um método para estimativa do albedo da superfície utilizando modelo de transferência radiativa (SMARTS2), que pode ser aplicado a imagens MODIS. Os autores citam que o albedo do produto MODIS tem apresentado problemas como manchas, que fazem com o que o tamanho do pixel aumente de 1 Km o tamanho real para aproximadamente 2 ou 3 km. Isso se deve ao fato de o produto de albedo integrado em 16 dias ter a resolução de 1 km, enquanto a resolução da imagem de onda curta original tem 500 m. O efeito da mancha gerada é profundo quando a área de estudo está associada a campos de agricultura individuais e pequenas áreas de uso da terra.

2.1.2 - Estimativa do saldo de radiação diário

Muitas aplicações agrícolas e modelos de estimativa de ET são alimentadas com o saldo de radiação médio diário (BISHT et al., 2005). Dessa forma, as estimativas do saldo de radiação instantâneo, importantes em alguns estudos, não têm tanta aplicabilidade prática quanto o saldo diário. Em virtude da ausência de medições sistemáticas do R_n em estações meteorológicas e/ou agrometeorológicas, sua determinação com o emprego de imagens de satélite ganha, a cada dia, mais importância. Nesse sentido, imagens de satélites de diferentes

resoluções espacial e temporal têm sido empregadas. Pinker et al. (1985) obtiveram o saldo de radiação diário no topo da atmosfera, para dias de céu claro, a partir de observações do satélite meteorológico GOES, conseguindo alta correlação com o saldo de radiação na superfície. Também utilizando o satélite GOES, Jacobs et al. (2000) obtiveram ciclos diurnos de Rn usando observações de 30 em 30 minutos.

Já Bisht et al. (2005), com o emprego de imagens MODIS estimaram o ciclo diurno e a média diária do saldo de radiação, para dias de céu claro, com um modelo senoidal semelhante ao formulado por Lagouarde e Brunet (1983) na determinação do ciclo diário da temperatura da superfície. Destaque-se que nessa pesquisa o saldo de radiação instantâneo e o diário foram obtidos apenas com a utilização de produtos derivados do MODIS. Embora tenha representado um passo importante no mapeamento do Rn, o modelo proposto apresenta duas limitações que restringem sua utilização em várias aplicações. A primeira é que a técnica se aplica apenas a dias com ausência total de nuvens, o que na realidade raramente ocorre. A segunda é que o modelo desconsidera que o saldo de radiação é em geral negativo em todo o período noturno e em parte do período diurno, o que resulta em sobre-estimava do Rn diário.

Uma extensão dessa metodologia, aplicando-se para todas as condições de céu, é encontrada em Bisht et al. (2010). A presença de nuvens pode alterar a intensidade dos pixels devido à sombra que estas projetam no solo e a difusão que provocam na radiação solar, cuja intensidade vai depender do tipo nuvem, alterando, assim, a transmissividade atmosférica, o que irá interferir no resultado final do saldo. Para Long et al. (2010), o ponto forte desse modelo é a simulação direta do saldo de radiação diário (Rn_{24h}) a partir do saldo de radiação instantâneo para dias de céu claro, sem a necessidade de esquemas de parametrização para cada componente do Rn_{24h} . Araújo (2010) propôs uma correção para o modelo utilizado por Bisht et al. (2005), acrescentando um fator de correção à equação de estimativa do Rn diário, para a radiação de onda longa e curta da atmosfera e uma correção para o saldo de radiação noturno, que é desconsiderado no modelo original. Segundo o autor, os resultados obtidos evidenciaram que a correção proposta mostrou-se bastante aplicável, apresentando erros considerados desprezíveis.

O saldo de radiação diário também pode ser obtido, segundo Bastiaanssen (2000), a partir do albedo da superfície, da radiação de onda curta 24 horas e da transmitância média diária da atmosfera, seguindo a proposta de De Bruin (1987). Necessita-se, portanto, de medidas de radiação de onda curta para alimentar o modelo e de radiação de onda longa para calibrá-lo na região de estudo. De acordo com Silva et al. (2010), o Rn diário que conjuga

imagens orbitais com dados de superfície apresenta resultados bem mais confiáveis e de grande cunho prático, vez que a presença de nuvens em diversos instantes do dia estaria contemplada na radiação global diária. Segundo Hong et al. (2010) medidas limitadas de campo e de estações meteorológicas, que podem prover estimativas do Rn_{24h} ou de suas componentes, podem inibir a aplicação prática de sensoriamento remoto, baseada em modelos de fluxo de superfície, para grandes áreas heterogêneas. Aqui será analisado o desempenho dos dois métodos citados, bem como as vantagens em termos operacionais que cada um proporciona.

2.2 - Satélite Terra

O satélite Terra, lançado em 18 de dezembro de 1999 como parte do programa Earth Observing System (EOS), financiado pelo programa ESE (Earth Science Enterprises) da NASA, leva a bordo cinco sensores: MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer), ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System Network), MISR (Multi-angle Imaging Spectroradiometer) e MOPITT (Measurements of Pollution in the Troposphere).

O sensor MODIS, projetado para adquirir dados relativos à interação terra, oceano e atmosfera, possui 36 bandas com cobertura espectral de 0,4 – 14,4 μm e espacial de 250 m (bandas 1 e 2), 500 m (bandas 3 a 7) e 1000 m (bandas 8 a 36), oferecendo cobertura global com tempo de revisita de 1 a dois dias. Uma imagem representa no solo uma área de largura igual a 2330 Km. Suas características orbitais são: órbita polar heliossíncrona com altitude de 705 km, velocidade de 6,7 km/s, cruzamento equatorial por volta das 10,5 horas. Esse sensor mede a porcentagem da superfície do planeta que está coberta por nuvens quase todos os dias. Esta ampla cobertura espacial permite ao MODIS, em conjunto com MISR e CERES, determinar o impacto das nuvens e dos aerossóis sobre o balanço energético da Terra. Quase todos os dias por todo o globo terrestre, o sensor monitora mudanças na superfície terrestre, construindo assim uma base e alargamento do patrimônio iniciada pelo Landsat (fonte: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>).

As 36 bandas espectrais do sensor MODIS estão localizadas em função de um comprimento de onda, cuidadosamente escolhido para a observação de feições das propriedades das nuvens, dinâmica e das propriedades da vegetação na cobertura terrestre, e da temperatura da superfície continental e dos oceanos no mundo todo (Salomonson e Toll,

1990). Pode-se observar, do Quadro 1, que as primeiras 19 bandas estão posicionadas na região do espectro eletromagnético situado entre 405 nm e 2155 nm, de forma que as bandas 1 a 7 estão direcionadas para as aplicações terrestres; as bandas 8 a 16 para as observações oceânicas e as bandas 17 a 19 para as medições atmosféricas. As bandas 20 a 36, com exceção da banda 26 (1360-1390 nm), cobrem a porção termal do espectro.

Uma importante característica desse sensor é o fato de seus dados serem disponibilizados georreferenciados e corrigidos para efeitos atmosféricos. Atualmente existem 44 produtos de dados que estão compreendidos em calibração, atmosfera, terra, criosfera e oceano. O conjunto de dados de geolocalização MODIS, chamado MOD03, é composto de latitude, longitude e altitude do solo, ângulo zenital do sol, ângulo zenital do satélite e ângulo azimutal para cada pixel com 1 km de resolução (Bisht et al., 2005). Mais informações sobre os produtos MODIS podem ser encontradas em Justice et al. (2002), Anderson et al. (2003) e Bisht et al. (2005).

Uma questão de grande importância que a presente pesquisa se propõe investigar é se o emprego de imagens MODIS, obtidas duas vezes no período diurno por meio dos satélites Terra (passagens por volta das 10 h, tempo local) e Aqua (passagens por volta das 13 h, tempo local), mas com resolução espacial que varia de 250 m (bandas 1 e 2), 500 m (bandas 3 a 7) e 1000 m (bandas 8 a 36), possibilita identificar diferenciações em componentes do balanço de radiação existentes entre os diferentes biomas no estado de São Paulo, tendo como referência a bacia do Mogi-Guaçu e os impactos climáticos decorrentes das alterações do uso do solo.

Quadro 1 - Especificações das Bandas do Sensor MODIS

Uso Primário	Bandas	Largura da banda (nm)	Radiância Espectral (W/m ² .µm.sr)	Resolução Espacial (m)
Superfície terrestre, nuvens e aerossóis	1	620 - 670	21,8	250
	2	841 - 876	24,7	
Propriedades da superfície terrestre, nuvens e aerossóis	3	459 - 479	35,3	500
	4	545 - 565	29,0	
	5	1230 - 1250	5,4	
	6	1628 - 1652	7,3	
	7	2105 - 2155	1,0	
Cor dos Oceanos/Fitoplâncton/ Bioquímica	8	405 - 420	44,9	1000
	9	438 - 448	41,9	
	10	483 - 493	32,1	
	11	526 - 536	27,9	
	12	546 - 556	21,0	
	13	662 - 672	9,5	
	14	673 - 683	8,7	
	15	743 - 753	10,2	
	16	862 - 877	6,2	
Vapor d'água Atmosférico	17	890 - 920	10,0	1000
	18	931 - 941	3,6	
	19	915 - 965	15,0	
Temperatura nuvens/superfície	20	3.660 - 3.840	0,45(300K)	1000
	21	3.929 - 3.989	2,38(335K)	
	22	3.929 - 3.989	0,67(300K)	
	23	4.020 - 4.080	0,79(300K)	
Temperatura atmosférica	24	4.433 - 4.498	0,17(250K)	1000
	25	4.482 - 4.549	0,59(275K)	
Nuvens Cirrus Vapor D'água	26	1.360 - 1.390	6,00	1000
	27	6.535 - 6.895	1,16(240K)	
	28	7.175 - 7.475	2,18(250K)	
Propriedades das nuvens	29	8.400 - 8.700	9,58(300K)	1000
Ozônio	30	9.580 - 9.880	3,69(250K)	1000
Temperatura nuvens/superfície	31	10.780 - 11.280	9,55(300K)	1000
	32	11.770 - 12.270	8,94(300K)	1000
Altitude Topo da nuvem	33	13.185 - 13.485	4,52(260K)	1000
	34	13.485 - 13.785	3,76(250K)	1000
	35	13.785 - 14.085	3,11(240K)	1000
	36	14.085 - 14.385	2,08(220K)	1000

Fonte: <http://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>

2.3 - Influência da vegetação sobre o clima

Estudos destinados a avaliar impactos climáticos decorrentes de mudanças no uso da terra no Brasil tiveram maior visibilidade com os trabalhos de Nobre et al. (1999), com foco na região Amazônica. Como resultado de suas investigações muitas campanhas têm sido conduzidas naquela região e nos dias atuais há várias torres micrometeorológicas realizando medições com alta frequência de elementos do tempo e clima, destinados a estudos envolvendo trocas de energia e massa entre a floresta, áreas de pastagens e a atmosfera. Uma questão que ainda preocupa cientistas em várias partes do mundo diz respeito ao que poderia ocorrer com o clima mundial se a floresta amazônica viesse a ser totalmente desmatada e substituída por áreas de pastagens e áreas agrícolas.

Na mesma direção, qual seja, na de investigar impactos decorrentes de mudanças climáticas promovidas por alterações no uso da terra, têm sido instaladas torres micrometeorológicas no estado de São Paulo em diferentes biomas, notadamente em florestas de crescimento rápido, caso do eucalipto, vegetação primária (Cerradão) e plantio de cana-de-açúcar. Os primeiros resultados indicam que as áreas com cana-de-açúcar apresentam sistematicamente albedo superior ao Cerradão e às áreas com eucalipto. Por sua vez, a temperatura do ar sobre a cana-de-açúcar é quase 2 °C superior ao observado sobre o Cerradão e eucalipto (NEGRÓN-JUAREZ, 2004; TATSCH, 2006). O emprego de modelagem numérica também tem corroborado com as medições micrometeorológicas realizadas na bacia do Mogi-Guaçu, onde estão localizadas as torres mencionadas anteriormente. Mais recentemente, estudos de Gomes (2009) e Silva et al. (2010) confirmaram, por meio de técnicas de sensoriamento remoto, que os padrões de albedo, temperatura do ar e outras componentes dos balanços de radiação e energia claramente indicam que a substituição do Cerradão por cana-de-açúcar naquela bacia hidrográfica, promove alterações climáticas capazes de aumentar a temperatura do ar substancialmente. Estes últimos estudos, no entanto, foram baseados em imagens TM – Landsat 5 com grande resolução espacial mas com pouca disponibilidade de imagens dada a revisita do satélite ser de 16 dias e de proporcionar apenas cerca de 8 imagens ao ano.

Para os dias de estudo selecionados no presente trabalho, os valores coletados a partir das torres micrometeorológicas apresentaram uma diferença de temperatura sempre de 2 a 3°C entre os dois biomas. A Figura 1 mostra esses dados a partir de um gráfico que relaciona os valores de temperatura do ar para cada dia de ordem, nos biomas cerrado – PDG e cana-de-açúcar - USR. A Figura 2 mostra dados oriundos do sensor MODIS com relação à

temperatura da superfície nos dois biomas. Nesse caso, observa-se variações entre 1 e 4°C, sendo os valores na área USR sempre superiores, com exceção do dia de ordem 100.

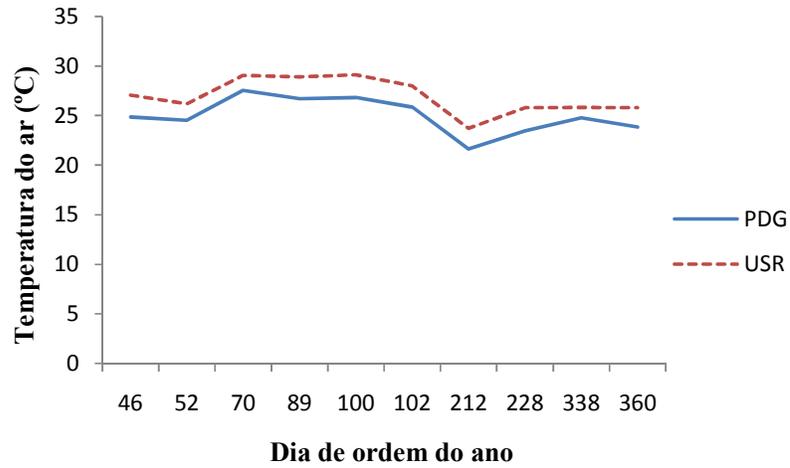


Figura 1: Temperatura do ar (°C) em função do dia de ordem do ano para os biomas Cerrado - PDG e cana-de-açúcar – USR

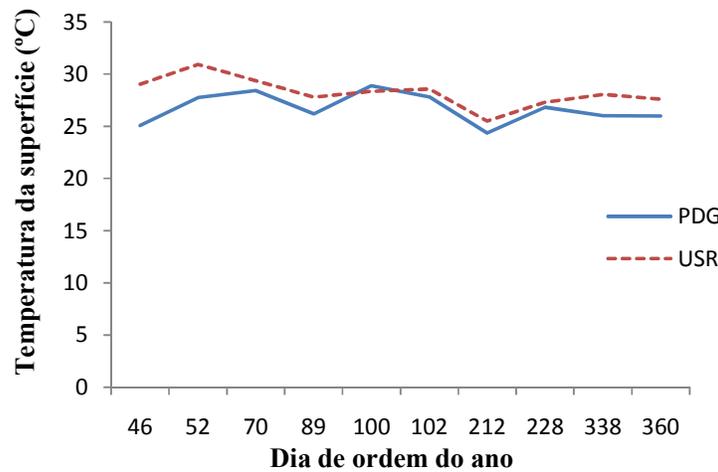


Figura 2: Temperatura da superfície (°C) para os biomas cerrado - PDG e cana-de-açúcar – USR

3 - MATERIAL E MÉTODOS

3.1 - Área de estudo e coleta de dados

A área estudada localiza-se no estado de São Paulo e abrange o município de Santa Rita do Passa Quatro (21°42'37" sul; 47°28'41" oeste; 748 m). Sua população estimada em 2009 era de 27.557 habitantes e a área municipal era de 754,91 km², situando-se a 77 km de Ribeirão Preto. O município pertence à Bacia Hidrográfica do Rio Mogi-Guaçu, que integra a Unidade de Gerenciamento das Bacias Hidrográficas dos Rios Mogi-Guaçu e Pardo e formam, no contexto regional, um dos mais importantes polos socioeconômicos do interior do estado (BRASIL – MME, 2000).

O clima da região é normalmente ameno e seco no inverno e quente e úmido no verão (ROCHA et al., 2002), com temperatura média anual inferior a 22°C, pluviosidade anual acima de 1.300 mm e, durante o verão, temperatura média mensal superior a 22°C (PIVELLO et al., 1998).

Os dados de superfície que foram empregados na calibração e validação do saldo de radiação, calculado com base nas imagens geradas pelo sensor MODIS, foram obtidos de duas torres micrometeorológicas instaladas em duas áreas do município de Santa Rita do Passa Quatro - SP. Uma delas está localizada na Gleba Cerrado Pé-de-Gigante (21° 37' 9,26" S; 47° 37' 56,38" W; 710 m) de aproximadamente 1060 hectares que é uma área de relevante interesse ecológico, uma das seis glebas disjuntas que constituem o Parque Estadual de Vassununga, administrado pelo Instituto Florestal da Secretaria de Estado do Meio Ambiente (SMA) do estado de São Paulo. A fisionomia predominante na área é de cerrado *stricto sensu*, com altura do dossel de aproximadamente 10 m, circundado por plantações de eucalipto, citrus e cana-de-açúcar (ROCHA et al., 2002). A outra torre foi instalada em um talhão de cana-de-açúcar de aproximadamente 351 hectares, na Fazenda São José do Pulador, Usina Santa Rita (21°38'13" S; 47°47'25" W; 552 m), no município de Luiz Antônio, SP. O talhão foi cultivado com soca de cana-de-açúcar, variedade SP83-2847, com espaçamento entre linhas de 1,5 m e com altura média de 3,5 m por ocasião das colheitas, realizadas em 14 de abril de 2005 e 10 de maio de 2006 (segundo e terceiro cortes, respectivamente) (GOMES, 2009).

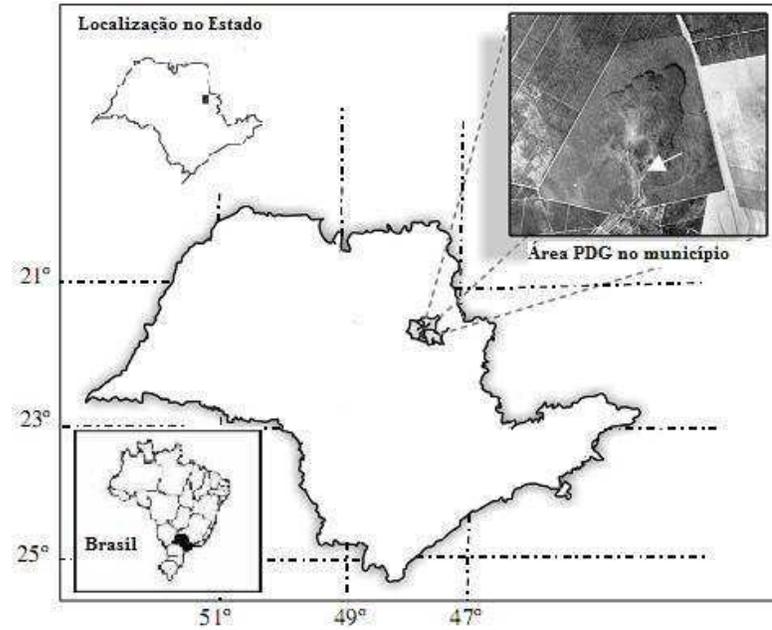


Figura 3 - Localização do município de Santa Rita do Passa Quatro no Estado de São Paulo. Em destaque foto aérea onde se observa a Gleba Cerrado Pé-de-Gigante (modificado de Ruggiero et al., 2006)

3.2 - Produtos MODIS-Terra

As imagens MODIS são adquiridas no formato HDF (Hierarchical Data Format) e pode-se utilizar o software MRT (MODIS Reprojection Tool) para convertê-las no formato GeoTIFF, para posterior processamento com o programa Erdas 9.2. A área de estudo está inserida no tile v11_h13, em destaque na Figura 4.



Figura 4 - Visualização do tile selecionado

As imagens MODIS – Terra, selecionadas para a pesquisa, são referentes aos dias sequenciais do ano – DSA 46, 52, 70, 89, 100, 102, 212, 228, 338 e 360, do ano de 2005, adquiridas no endereço: <https://wist.echo.nasa.gov/api/>. Todas estas imagens foram reprojctadas para 1000 m.

O quadro a seguir descreve os produtos MODIS utilizados no presente estudo, com os fatores de correção (multiplicativo e ou adicional) que são empregados para converter os valores originais em dados de temperatura (K), emissividade (adimensional), reflectância (adimensional), dentre outros.

Quadro 2 - Descrição dos produtos MODIS utilizados

Produto	Descrição	Fator Multiplicativo	Fator adicional	Resolução (espacial e temporal)	Unidades
MOD11A1	Temperatura da superfície	0,02	-	1000 m diária	Kelvin
	Emissividade das bandas 31 e 32	0,002	0,490		Adimensional
	Hora da passagem do satélite	0,1			Hora
MOD09GA	Refletância da superfície	0,0001	-	500 m diária	Adimensional
	Ângulo zenital solar	0,01	-	1000 m diária	Grau
MOD07_L2	Temperatura do ar	0,01	$1,5 \times 10^4$	5 km diária	Kelvin
	Temperatura do ponto do orvalho	0,01	$1,5 \times 10^4$		Kelvin

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

3.3 - Albedo da superfície

O albedo é definido pela razão entre a radiação solar global refletida por cada pixel e a radiação solar incidente no mesmo, em todo o domínio da radiação de onda curta (0,3 a 3,0 μm). Para a sua determinação foram utilizados dois métodos: um proposto por Liang (2000) e outro por Tasumi et al. (2008). O albedo segundo o método Liang (2000) - α_L fundamenta-se na equação:

$$\alpha_L = 0,160.\rho_1 + 0,291.\rho_2 + 0,243.\rho_3 + 0,116.\rho_4 + 0,112.\rho_5 + 0,081\rho_7 - 0,0015 \quad (1)$$

onde $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_7$, representam as refletâncias monocromáticas relativas a cada uma das sete bandas espectrais do MODIS, distribuídas por meio do produto MOD09GA.

Para o cômputo do albedo conforme a metodologia descrita em Tasumi et al. (2008) - α_T , utilizou-se a equação:

$$\alpha_T = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} w_b] \quad (2)$$

onde os pesos w_b são os coeficientes de ponderação que representam a fração da radiação solar que ocorre no intervalo espectral da banda específica, constantes na Tabela 1; n é o número de bandas correspondente e $\rho_{s,b}$ é a refletância espectral à superfície, obtida do produto MOD09GA.

Tabela 1 - Coeficientes de ponderação (w_b) da Equação (2), para uso em imagens MODIS (Tasumi et al., 2008)

Coeficiente	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
w_b	0,215	0,215	0,242	0,129	0,101	0,062	0,036

3.4 - Saldo de radiação à superfície

O saldo de radiação foi estimado com base na Equação (3), de três diferentes formas, que diferem quanto ao método de cômputo do albedo da superfície, da radiação de onda curta incidente e da radiação de onda longa incidente. Convencionou-se denominá-los de saldo SEBAL (RnS), saldo METRIC (RnM) e saldo Bisht (RnB), cuja forma geral é dada por:

$$Rn = Rs(1 - \alpha) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o)R_{L\downarrow} \quad (3)$$

em que todos os termos já foram previamente definidos. A seguir são apresentadas as metodologias empregadas em cada um dos métodos de cômputo de Rn.

3.4.1 - Saldo SEBAL

A radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$) corresponde ao fluxo de radiação solar (direta e difusa) que atinge a superfície terrestre e que para condição de céu claro pode ser obtida, segundo Allen et al. (2007), por:

$$R_{S\downarrow} = \frac{S_0 \cdot \cos\theta_z \cdot \tau_{sw}}{d^2} \quad (4)$$

onde S_0 é a constante solar (1367 W m^{-2}); θ_z é ângulo zenital solar, em graus, obtido do produto MOD09GA; d^2 = quadrado da distância relativa Terra-Sol, obtido segundo Duffie e Beckman (1991) segundo:

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cos(DSA2\pi/365)} \quad (5)$$

onde DSA é o dia sequencial do ano. Já a transmissividade atmosférica (τ_{sw}) foi estimada de acordo com Allen et al. (1998):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5}z \quad (6)$$

onde z representa a altitude de cada pixel da imagem, que foi obtido do modelo de elevação digital – DEM gerado pelo SRTM, junto ao site <http://srtm.csi.cgiar.org>.

A radiação de onda longa incidente, emitida pela atmosfera na direção da superfície - $R_{L\downarrow}$ ($W m^{-2}$), foi obtida através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (7)$$

em que T_a é a temperatura do ar próximo à superfície, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$) e ε_a é a emissividade atmosférica, calculada segundo modelo proposto por Bastiaanssen et al. (1998), qual seja:

$$\varepsilon_a = a(-\ln \tau_{sw})^b \quad (8)$$

onde a e b são coeficientes de calibração cujos valores, de acordo com Bastiaanssen et al. (1998), são respectivamente iguais a 1,08 e 0,265.

A radiação de onda longa emitida por cada pixel - $R_{L\uparrow}$ ($W m^{-2}$) foi calculada também segundo a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (9)$$

onde ε_0 é a emissividade de cada pixel e T_s (K) é a temperatura da superfície, obtidos do produto MOD11A1. A emissividade da superfície foi considerada igual à média aritmética das emissividades das bandas 31 e 32, conforme proposto por Bisht et al. (2005).

O albedo utilizado para computar o RnS foi o albedo Liang. Andrade (2008) também utilizou a Equação 1 para o cômputo do albedo que posteriormente foi utilizado para estimativa do Rn segundo o método SEBAL.

3.4.2 - Saldo METRIC

A radiação de onda curta foi calculada através da Equação 4, sendo a transmissividade estimada conforme Allen et al. (2007) por:

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146P}{K_t \cos \theta_z} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos \theta_z} \right)^{0,4} \right] \quad (10)$$

em que θ_z é o ângulo zenital solar, obtido do produto MOD09GA; 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 (mm), calculada de acordo com equação proposta por Garrison e Adler (1990):

$$W = 0,14 e_a P_{air} + 2.1 \quad (11)$$

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

$$P = 101,3 \left(\frac{T_a - 0,0065z}{T_a} \right)^{5,26} \quad (12)$$

onde T_a (K) é a temperatura do ar e z (m) é a altitude, representada pelo DEM.

A radiação de onda longa emitida por cada pixel foi calculada pela Equação 9, enquanto que a radiação de onda longa incidente foi estimada com a Equação 7, sendo os coeficientes a e b da Equação 8 utilizados conforme Allen et al. (2002), que são respectivamente 0,85 e 0,09. O albedo utilizado nesta metodologia foi o α_T .

3.4.3 - Saldo Bisht

A metodologia proposta por Bisht et al. (2005) possibilita a determinação do saldo de radiação sobre áreas heterogêneas para condições de céu claro de forma “autônoma”, eliminando a necessidade de dados de superfície no modelo de entrada, reconhecendo, ao mesmo tempo, a necessidade de parâmetros de entrada espacialmente variados, porém todos obtidos a partir de sensoriamento remoto. As estimativas do saldo de radiação instantâneo (RNI) são obtidas do MODIS - Terra utilizando vários produtos (temperatura da superfície terrestre, emissividade da superfície terrestre e albedo da superfície terrestre) e os produtos dos dados atmosféricos (temperatura do ar, temperatura de orvalho).

No cômputo da radiação de onda curta foi utilizado esquema de parametrização desenvolvido por Zillman (1972), que usa a pressão exercida pelo vapor d'água e_0 (hPa), mostrado na Equação 14. Segundo Bisht et al. (2005), Niemelä et al. (2001b) mostraram que

o regime de parametrização de Iqbal (1983) tem melhor desempenho do que o de Zillman (1972), mas nele são exigidas informações sobre transmissão de espalhamento de Rayleigh, mistura de gases, vapor d'água, aerossóis e ozônio, informações que dificilmente estão disponíveis; portanto, optou-se pelo esquema de Zillman (1972), qual seja:

$$R_{S\downarrow B} = \frac{S_0 \cos^2 \theta_z}{1,085 \cos \theta_z + e_0 (2,7 + \cos \theta_z) \times 10^{-3} + \beta} \quad (13)$$

onde θ_z ângulo zenital solar, obtido a partir de produto MOD09GA; S_0 é a constante solar (1367 W m^{-2}); e_0 é a pressão parcial de vapor (hPa), obtida pela equação de Clausius-Clapeyron:

$$e_0 = 6,11 \exp \left[\frac{L_V}{R_V} \left(\frac{1}{273,15} - \frac{1}{T_d} \right) \right] \quad (14)$$

em que L_V é o calor latente de vaporização da água ($2,5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), R_V é a constante de vapor de água, $461,50 \text{ K g}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (VIANELLO e ALVES, 1987); T_d é a temperatura do ponto do orvalho obtida do produto MOD07_L2 (extraída da camada101, que corresponde ao nível de 920 hPa); β é 0,1, é um coeficiente que pode ser utilizado para ajustar os resultados. Bisht et al. (2010), Niemelä et al. (2001a) e Bisht et al. (2005) mostraram que o valor de β adotado por Zillman (1972) tende a superestimar a radiação de ondas curtas incidente, propondo a adoção de $\beta = 0,2$, que foi o empregado nesta pesquisa.

No presente estudo, a temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho no nível da pressão vertical de 920 hPa, são tomadas como substitutos para as temperaturas do ar no nível de 2 m, sendo as mesmas assumidas como homogêneas ao longo da grade de $5 \times 5 \text{ km}$. O produto MOD07_L2 fornece a inferência de perfil atmosférico em vinte níveis de pressão, de 5 a 1000 hPa, e para maiores detalhes recomenda-se o artigo de Seemann et al. (2006).

A radiação de onda longa incidente e a radiação de onda longa emitida foram computadas através das Equações 7 e 9, respectivamente, sendo a temperatura do ar (T_a) na Equação 7, em Kelvin, obtida do produto MOD07_L2 (extraída da camada 81) e a emissividade atmosférica estimada de acordo com a seguinte Equação 15, proposta por Prata (1996):

$$\varepsilon_a = \left[1 - (1 + \xi) \exp \left\{ -(1,2 + 3\xi)^{1/2} \right\} \right] \quad (15)$$

onde $\xi = 46,5e_0/T_a$

3.5 - Estimativa do saldo de radiação diário

3.5.1- Modelo Senoidal

O saldo de radiação diário, para dias de céu claro, foi estimado a partir de uma modificação do modelo senoidal desenvolvido por Lagouarde e Brunet (1983) e modificado por em Bisht et al. (2005), qual seja:

$$R_N(t) = R_{N\ MAX} \cdot \sin \left[\left(\frac{t_{pass} - t_{nas}}{t_{por} - t_{nas}} \right) \pi \right] \quad (16)$$

onde $R_{N\ MAX}$ representa o saldo de radiação máximo observado durante o dia; t_{pass} representa o instante da passagem do satélite; t_{nas} e t_{por} correspondem a hora legal em que o saldo de radiação passa a ser positivo e negativo, respectivamente, e estão relacionados com a hora local do nascer e por do Sol.

O saldo de radiação máximo é dado por:

$$R_{N\ MAX} = \frac{R_{ni}}{\sin \left[\left(\frac{t_{PASS} - t_{nas}}{t_{por} - t_{nas}} \right) \pi \right]} \quad (17)$$

onde R_{ni} é o saldo de radiação no instante da passagem do satélite.

A extrapolação do valor de R_n instantâneo em valores diários pode ser observada na figura a seguir:

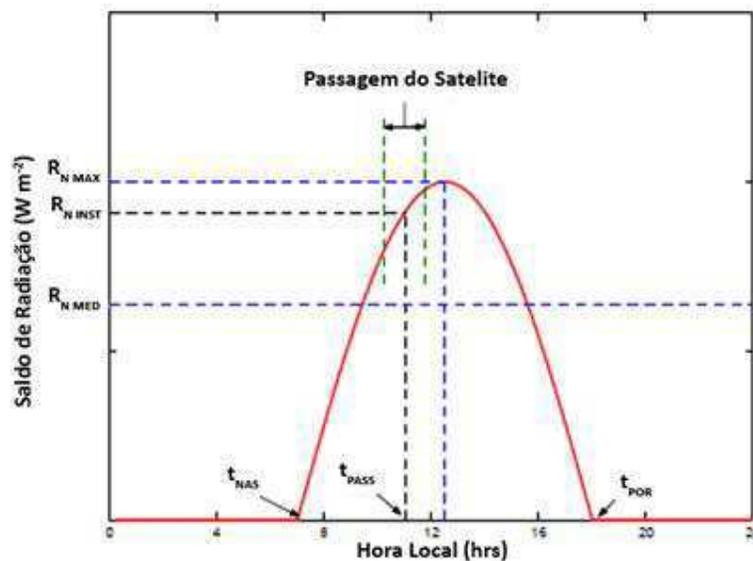


Figura 5 - Modelo senoidal proposto (adaptado de BISHT et al., 2005)

Foram computados, através das equações descritas a seguir, os horários legais do nascer e do por do Sol e comparados, respectivamente, com os instantes medidos em que o saldo de radiação passa a ser positivo e negativo. Visou-se, assim, propor uma possível adaptação das Equações 16 e 17 às características da área de estudo.

Os horários do nascer e ocaso do Sol (tempo solar verdadeiro) podem ser determinados pelas equações:

$$t_{nas} = 12 - \frac{N}{2} \quad (18)$$

$$t_{por} = 12 + \frac{N}{2} \quad (19)$$

onde N é o fotoperíodo que, levando em consideração os efeitos da refração atmosférica (List, 1971), é dado por:

$$N = \left[\frac{2}{15} \right] [0,83^\circ + \arccos(-tg\phi \cdot tg\delta)] \quad (20)$$

o termo $\arccos(-tg\phi \cdot tg\delta)$ representa o ângulo horário (H) que, por definição, é o ângulo varrido pelo Sol entre o nascer e a sua culminação local; ϕ é a latitude do local considerado e δ é a declinação do Sol, obtida segundo Won (1977), através da expressão:

$$\begin{aligned} \delta = & 0,3964 + 3,631 \times \text{sen}(F) - 22,97 \times \text{cos}(F) + 0,03838 \times \text{sen}(2F) \\ & - 0,3885 \times \text{cos}(2F) + 0,07659 \times \text{sen}(3F) - 0,1587 \times \text{cos}(3F) - 0,01021 \\ & \times \text{cos}(4F) \end{aligned} \quad (21)$$

onde F é a fração angular correspondente ao dia de ordem do ano (DSA):

$$F = \frac{360^\circ \times DSA}{365} \quad (22)$$

Para determinação de t_{rise} e t_{set} em hora local, fez-se uso da equação:

$$t_{verdadeiro} = t_{local} + \Delta t + \Delta \lambda \quad (23)$$

em que $\Delta \lambda$ é a correção de longitude e ΔT é correção de tempo dada pela equação mencionada por Won (1977):

$$\Delta t = 0,002733 - 7,343\text{sen}(F) + 0,5519 \cos(F) - 9,47\text{sen}(2F) - 3,03 \cos(2F) - 0,3289\text{sen}(3F) - 0,07581 \cos(3F) - 0,1935\text{sen}(4F) - 0,1245\cos(4F) \quad (24)$$

3.5.2 - Modelo Clássico

O saldo de radiação diário, de acordo com De Bruin (1987), pode ser calculado através da equação:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha)R_{S\downarrow 24h} - a\tau_{sw24h} \quad (25)$$

onde α é o albedo, $R_{S\downarrow 24h}$ é a radiação solar incidente média diária ($W m^{-2}$) e a é um coeficiente de regressão entre o saldo de radiação de onda longa diário e a transmissividade atmosférica diária. O valor de a foi obtido por meio de calibração do modelo acima com base nos dados observados na área em estudo. A transmissividade atmosférica média diária foi obtida através de:

$$t_{sw24h} = \frac{R_{S\downarrow 24h}}{R_{S\downarrow TOA24h}} \quad (26)$$

onde $R_{S\downarrow 24h}$ é a radiação solar diária incidente a superfície, que pode ser obtida de estação meteorológica ($W m^{-2}$), $R_{S\downarrow TOA}$ é a radiação solar diária incidente no topo da atmosfera ($W m^{-2}$), calculada segundo procedimentos descritos em Iqbal (1984).

3.6- Análises estatísticas

Para a análise dos resultados utilizou-se o Erro Médio Percentual - EMP, o Erro médio absoluto - EMA, o coeficiente de determinação - R^2 , o coeficiente de correlação - r , raiz do erro quadrático médio (REQM), o índice de Willmott - d (WILLMOTT et al., 1981) e o índice de desempenho - c (CAMARGO e SENTELHAS, 1997), representados pelas expressões:

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

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

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (X' - X)^2}{\sum_i^N (|X' - \bar{X}| + |X - \bar{X}|)^2} \quad (29)$$

$$c = r \cdot d \quad (30)$$

$$REQM = \left(\frac{\sum_i^N (X' - X)^2}{N} \right)^{1/2} \quad (31)$$

onde X corresponde ao valor observado, X' ao valor estimado, \bar{X} ao valor médio observado e N a quantidade de dados analisados.

Quadro 3: Valores dos coeficientes de desempenho - c segundo Camargo e Sentelhas (1997)

Valor de c	Desempenho
> 0,90	Ótimo
0,81 – 0,90	Muito Bom
0,71 – 0,80	Bom
0,51 – 0,70	Mediano
0,41 – 0,50	Sofrível
0,31 – 0,40	Ruim
≤ 0,30	Péssimo

4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1- Componentes do saldo de radiação

Pretendeu-se com o presente trabalho avaliar o desempenho de diferentes metodologias utilizadas na estimativa do saldo de radiação instantâneo, que é a principal fonte de energia a diversos processos naturais que ocorrem à superfície do nosso planeta. Ao mesmo tempo, investigou-se a capacidade de discriminação dos produtos MODIS, quanto à detecção das alterações climáticas provocadas por mudanças no uso da terra no Estado de São Paulo.

Na Tabela 2 são apresentadas algumas informações empregadas no cômputo das diferentes componentes do balanço de radiação. Pode-se observar que a passagem do satélite Terra na área de estudo situou-se entre 11,0 e 9,95 h (horário local) e que pode haver uma alteração considerável no ângulo zenital se for admitida a passagem às 10,0 h, como em geral aparece na literatura. O ângulo zenital do Sol - Z, como pode ser visto, variou de um mínimo de 17,65° (DSA 338) até 47,23°, registrado no DSA 212. Essas alterações são consequência dos movimentos aparentes da Terra ao longo do ano e contribuição promovida pelas alterações na hora de passagem do satélite na área estudada.

Tabela 2 - Variáveis empregadas no cômputo das diferentes componentes do balanço de radiação na área de estudo obtidas de produtos MODIS: hora local, dia sequencial do ano (DSA), ângulo zenital do Sol (Z), declinação do Sol (δ), temperatura do ar (T_a), pressão atmosférica (P) e umidade relativa (UR) por ocasião da passagem do Terra

DSA	Hora (h)	Z(graus)	δ (graus)	T_a (°C)	P(kPa)	UR(%)
46	11,00	20,15	-12,93	25,96	93,71	51,81
52	10,40	29,02	-10,82	25,37	94,13	57,55
70	10,20	28,52	-4,01	28,31	94,25	67,56
89	10,70	32,74	3,46	27,81	94,35	59,01
100	10,40	38,36	7,64	27,98	94,45	60,51
102	10,20	40,77	8,38	26,95	94,55	60,92
212	10,40	47,23	18,46	22,68	94,86	50,07
228	10,40	43,21	13,99	24,64	94,76	46,27
338	10,60	17,65	-22,13	25,30	94,05	63,39
360	9,95	28,51	-23,37	24,82	94,30	59,96

A temperatura do ar - T_a (°C) apresentou valor mínimo de 22,7 °C no DSA 212 e máximo de 28,3°C no DSA 70. Já pressão atmosférica variou bem menos, indo de 93,7 KPa nos DSA 46 e 212, respectivamente. A umidade relativa - UR (%) situou-se entre 46,3 a 67,6 % registradas nos DSA 228 e 70, respectivamente.

A seguir são analisados os resultados referentes à estimativa do saldo de radiação instantâneo e de suas componentes, utilizando as metodologias descritas na seção 3.

4.1.1- Albedo da superfície

Na Tabela 3 encontram-se os valores do albedo da superfície estimados e observados nos biomas Cerrado e Cana-de-açúcar, com os respectivos erros relativos. Se levar-se em conta o erro relativo médio, o método Liang apresentou resultados melhores que o método Tasumi; porém, a diferença entre os métodos foi muito pequena para o bioma Cerrado, havendo quatro dias em que o albedo Tasumi - α_T apresentou melhores resultados que o albedo Liang - α_L . Já para a cana-de-açúcar a diferença entre os erros médios foi maior, havendo apenas um dia em que o albedo Tasumi apresentou resultado melhor que o albedo Liang.

Mendonça (2007) encontrou valores para o albedo Tasumi ligeiramente melhores que o albedo do produto MODIS (MOD1143B1), porém as duas metodologias subestimaram os valores observados em superfície, o que também foi observado nesta pesquisa, exceto para um único dia, em que o valor medido foi maior que o estimado. Uma possível explicação para o fato de o albedo medido vir a ser maior que o obtido com imagens de satélite pode ser resultante da questão temporal: o medido resulta de medições sobre intervalos de tempo de 30 minutos, ou mais, enquanto que os baseados em imagens são estimativas instantâneas. Outra explicação pode ser atribuída aos efeitos de absorção e espalhamento atmosféricos não contemplados em sua totalidade ao se estimar a transmissividade atmosférica.

Para os dias de estudo, os valores do albedo observados na área de cana-de-açúcar, que tiveram um valor médio de 17,8%, foram maiores que na área de cerrado (média de 12,6%), exceto para o dia 338. Os valores do albedo estimados com as duas propostas, em todos os dias, foram maiores na cana-de-açúcar, com média de 15,4% para o método Liang (variação de 11,2 a 20,1%) e de 14,0% para o Tasumi (variando de 10,0 a 18%) e os menores valores foram registrados no cerrado, com média de 12,2% para o α_L (variação de 10,0 a 18%) e 10,9% para o α_T (variando de 9,0 a 16%) o que está coerente com o previsto na literatura. Varejão-Silva (2006) cita que para latitudes de 7° o albedo médio para a cana-de-açúcar é de 15% e para vegetação tropical é de 13%. Para o bioma PDG, Gomes (2009), a partir de oito imagens Landsat 5, encontrou valores médios de albedo iguais a 11,9% (com variação de 10,4

a 13,6%) e Giongo (2008), com 6 imagens Landsat 5, encontrou valores médios 11,2% (variando de 9,4 a 12,9%). Para a área USR, Gomes (2009) encontrou valores médios de albedo iguais 19,2% (variando de 17,0 a 21,7%) e Giongo (2008) encontrou valores médios 18,5% (variando de 13,9 a 21,5%). Na região Norte Fluminense Mendonça (2007), utilizando nove imagens MODIS, encontrou um valor médio de 16,2% (variação de 14 a 22%) para o albedo em área de cana-de-açúcar. A Equação 1, proposta por Liang et al. (2000), foi validada com dados de superfície fornecendo um coeficiente de determinação - $R^2 = 0,839$.

Andrade (2008) encontrou resultados do albedo segundo o método Liang para os pixels âncoras, com valores variando de 0,02 a 0,27 (pixel frio) e de 0,09 a 0,19 (pixel quente).

Tabela 3 - Valores do albedo Liang (α_L) e albedo Tasumi (α_T) para os biomas Cerrado (PDG) e Cana-de-açúcar (USR), com os respectivos erros relativos percentuais (%) – ERP e erro relativo médio (%) - ERM

PDG					
Dia	Medido	α_L	ERP(%)	α_T	ERP(%)
46	0,123	0,102	17,07	0,091	26,02
52	0,126	0,112	11,11	0,101	19,84
70	0,126	0,136	7,94	0,123	2,38
89	0,122	0,100	18,03	0,090	26,23
100	0,125	0,107	14,40	0,096	23,20
102	0,125	0,113	9,60	0,102	18,40
212	0,118	0,133	12,71	0,115	2,54
228	0,119	0,129	8,40	0,112	5,88
338	0,141	0,109	22,70	0,097	31,21
360	0,135	0,180	33,33	0,161	19,26
α Médio	0,126	0,120		0,108	
ERM			15,53		17,50
USR					
Dia	Medido	α_L	Erro (%)	α_T	Erro (%)
46	0,179	0,143	20,11	0,128	28,49
52	0,190	0,145	23,68	0,132	30,53
70	0,183	0,178	2,73	0,163	10,93
89	0,177	0,129	27,12	0,118	33,33
100	0,196	0,156	20,41	0,14	28,57
102	0,184	0,179	2,72	0,159	13,59
212	0,181	0,145	19,89	0,137	24,31
228	0,181	0,153	15,47	0,144	20,44
338	0,139	0,112	19,42	0,100	28,06
360	0,171	0,201	17,54	0,180	5,26
	0,178	0,154		0,140	
ERM			16,91		22,35

A Figura 6 mostra graficamente a variação do albedo da superfície medido e estimado a partir das duas metodologias para cada dia de estudo. Observa-se que a área de cana-de-açúcar apresenta sempre valores superiores ao cerrado.

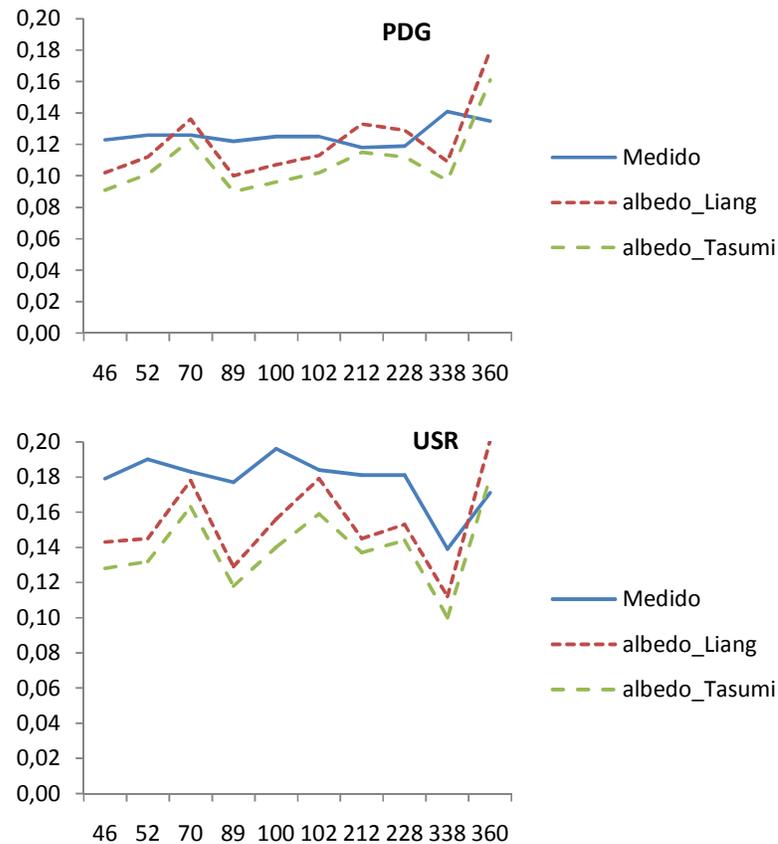
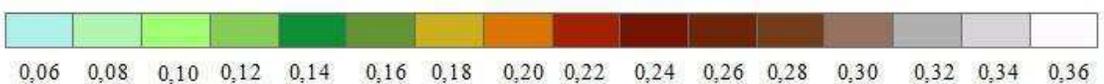
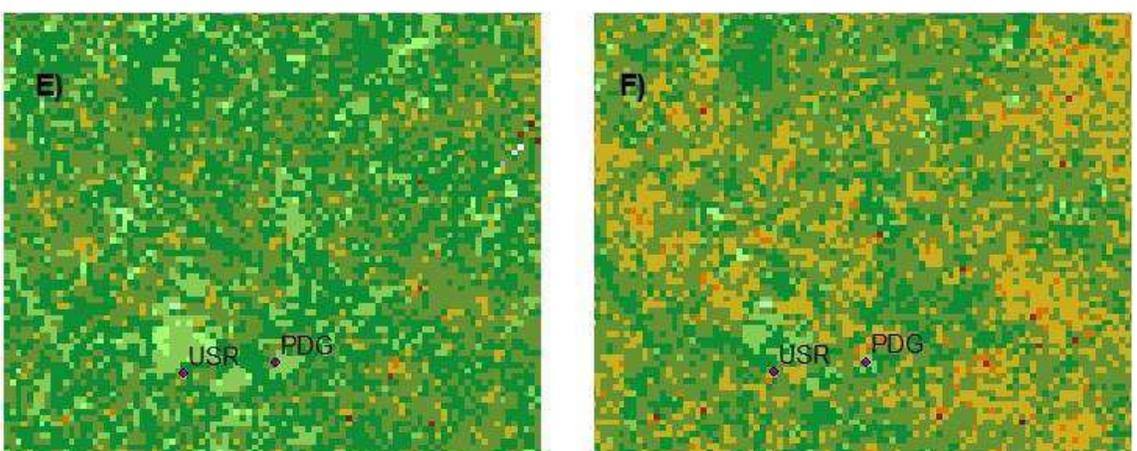
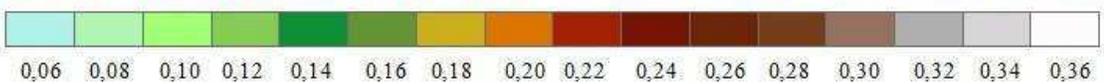
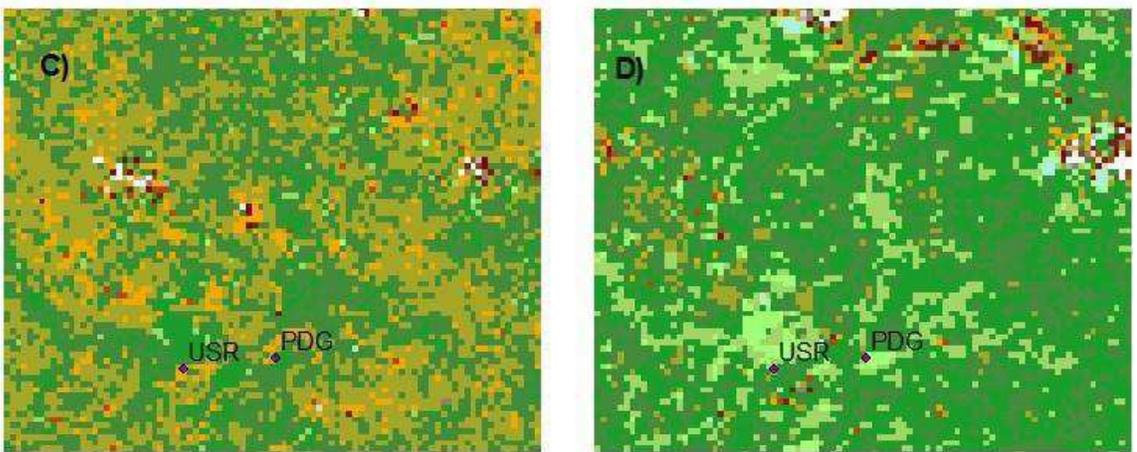
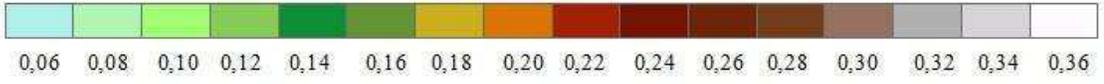
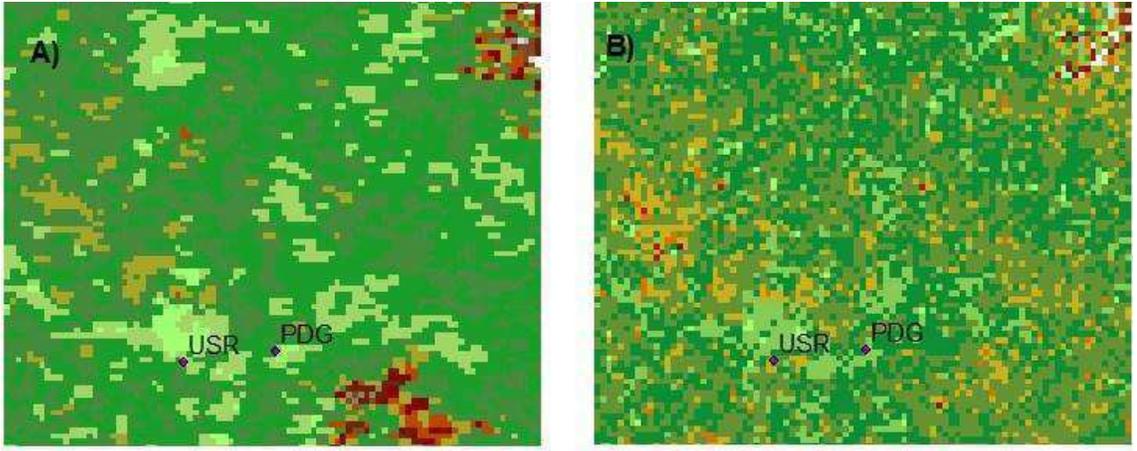


Figura 6: Albedo da superfície nas áreas PDG e USR para os dias de estudo

A partir da análise da Figura 6 observa-se que o albedo sofre alteração durante todo o período de estudo, ficando nítido, porém, que na grande maioria dos dias a área PDG apresenta menores valores de albedo que a USR. Verifica-se que a primeira alteração significativa na variação espacial do albedo ocorre no DSA 70 (11 de março). Essa é uma fase de transição do período úmido (dezembro-fevereiro) para o período úmido-seco (março-maio) e também está próxima a ocorrência do equinócio. Essa variação volta a ter valores menores e torna a aumentar no DSA 102 (12 de abril). Dentre os dias estudados por Gomes (2009) o que apresentou variação espacial do albedo mais intensa foi 29 de maio (final do período úmido-seco). No presente estudo, os maiores valores de albedo foram encontrados para o DSA 360 (26 de dezembro). Esse resultado pode está associado à presença de nuvens observada nesse dia de estudo.



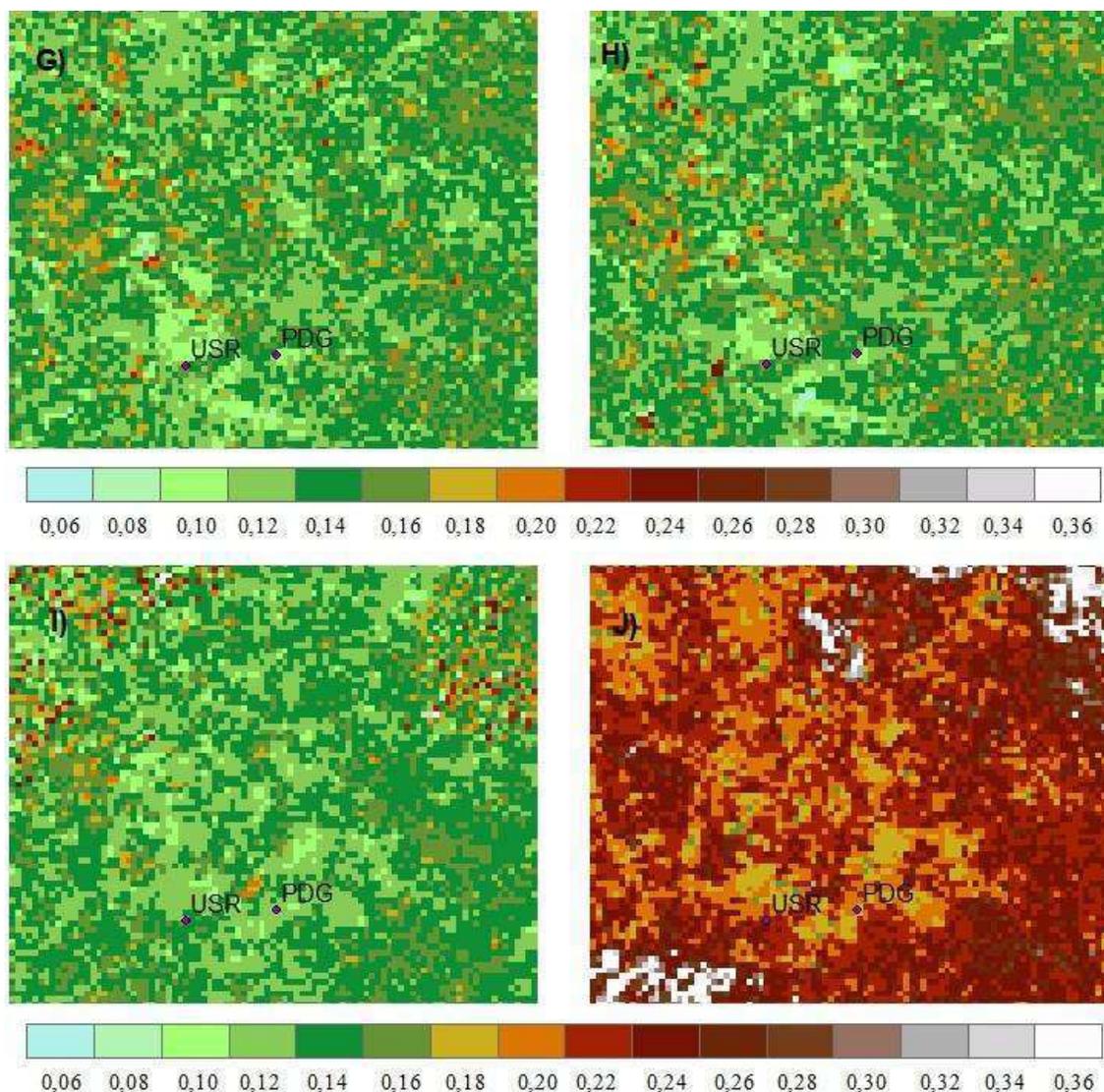


Figura 7 - Albedo da superfície segundo o Método Liang obtido por imagens MODIS, para o município de Santa Rita do Passa Quatro, referente aos dias sequencias do ano: 46 (A), 52 (B), 70 (C), 89 (D), 100 (E), 102 (F), 212 (G), 228 (H), 338 (I), 360 (J)

4.1.2- Radiação de onda curta incidente

Os valores da radiação de onda curta incidente, medidos e estimados através das três metodologias: radiação de onda curta SEBAL ($R_{S\downarrow S}$), radiação de onda curta METRIC ($R_{S\downarrow M}$) e radiação de onda curta Bisht ($R_{S\downarrow B}$), com os respectivos erros relativos percentuais, encontram-se na Tabela 4. Percebe-se que o método Bisht foi o que apresentou o melhor desempenho, com ERP de 3,94% no Cerrado e de 7,6% na cana-de-açúcar, seguido do METRIC e do SEBAL.

Tabela 4 - Radiação de onda curta incidente medida – $R_{S\downarrow}$ ($W m^{-2}$), Radiação de onda curta SEBAL – $R_{S\downarrow S}$ ($W m^{-2}$), Radiação de onda curta METRIC – $R_{S\downarrow M}$ ($W m^{-2}$), Radiação de onda curta Bisht – $R_{S\downarrow B}$ ($W m^{-2}$), erro relativo percentual (%) - ERP e erro relativo médio (%) – ERM para o bioma Cerrado em cada dia sequencial do ano

Radiação de Onda Curta no Cerrado ($W m^{-2}$)							
DSA	$R_{S\downarrow}$	$R_{S\downarrow S}$	ERP(%)	$R_{S\downarrow M}$	ERP(%)	$R_{S\downarrow B}$	ERP(%)
46	939,7	957,4	1,88	953,8	1,50	927,8	1,26
52	873,5	894,4	2,39	878,3	0,55	844,4	3,33
70	765,4	902,1	17,86	867,2	13,30	857,1	11,99
89	816,0	876,7	7,44	847,3	3,84	751,3	7,93
100	727,8	822,7	13,04	785,1	7,88	757,5	4,08
102	704,7	795,4	12,87	756,9	7,41	728,9	3,44
212	651,4	729,9	12,04	700,6	7,55	647,8	0,56
228	685,9	779,1	13,59	754,9	10,07	707,6	3,17
338	957,7	965,9	0,86	955,3	0,25	958,8	0,12
360	839,0	888,0	5,84	872,2	3,96	868,6	3,53
ERM			8,78		5,63		3,94
Radiação de Onda Curta na Cana-de-açúcar ($W m^{-2}$)							
Dia	$R_{S\downarrow}$	$R_{S\downarrow S}$	ERP(%)	$R_{S\downarrow M}$	ERP(%)	$R_{S\downarrow B}$	ERP(%)
46	966,7	953,8	1,33	952,1	1,51	928,2	3,98
52	883,0	890,4	0,84	875,9	0,80	841,0	4,76
70	764,0	898,1	17,56	864,9	13,20	885,4	15,89
89	819,1	872,9	6,57	845,1	3,17	748,5	8,62
100	719,6	819,1	13,82	782,9	8,80	755,4	4,97
102	689,7	791,8	14,80	754,7	9,42	727,5	5,47
212	616,9	726,6	17,77	698,4	13,20	646,7	4,82
228	636,2	775,6	21,91	752,7	18,30	705,9	10,95
338	957,7	962,3	7,28	953,5	8,13	958,4	7,65
360	839,0	884,1	7,81	869,9	9,29	873,5	8,92
ERM			10,97		8,58		7,60

Tabela 5 - Erro absoluto ($W m^{-2}$) para a radiação de onda curta incidente e erro absoluto médio - EAM

Dia	Cerrado			Cana-de-açúcar		
	$R_{S\downarrow S}$	$R_{S\downarrow M}$	$R_{S\downarrow B}$	$R_{S\downarrow S}$	$R_{S\downarrow M}$	$R_{S\downarrow B}$
46	17,69	14,10	11,82	12,83	14,61	38,48
52	20,84	4,77	29,10	7,44	7,05	41,99
70	136,73	101,79	91,74	134,16	100,88	121,43
89	60,74	31,30	64,70	53,86	25,99	70,59
100	94,92	57,35	29,72	99,45	63,31	35,76
102	90,72	52,24	24,22	102,09	64,94	37,74
212	78,44	49,20	3,62	109,62	81,46	29,73
228	93,23	69,09	21,74	139,39	116,46	69,67
338	8,28	2,36	1,11	75,61	84,40	79,44
360	49,00	33,25	29,62	74,87	89,05	85,55
EAM	65,06	41,55	30,74	80,93	64,81	61,04

A Figura 8 mostra graficamente a relação entre a Radiação de Onda Curta medida e estimada através das metodologias descritas. Observa-se que as metodologias superestimaram os valores na maior parte dos dias.

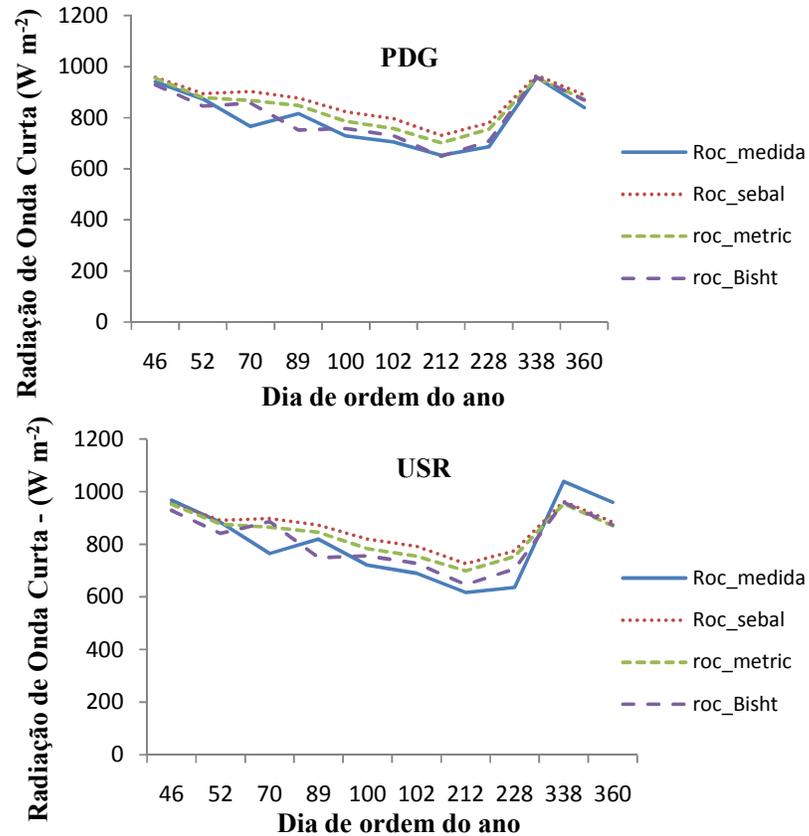


Figura 8: Radiação de onda curta medida e estimada pelas metodologias Sebal, Metric e Bisht para os dias de estudo

Deve ser registrado que os dados relativos às imagens diferem naturalmente dos observados, que são obtidos em intervalo de 30 min. Como foi visto, há uma diferença considerável no horário da passagem do Terra na área estudada e que afeta as comparações. Para minimizar esse problema foi feita interpolação temporal sobre as médias semi-horárias.

Na Tabela 5 estão representados os erros absolutos ($W m^{-2}$) relacionados às medições de radiação de onda curta no cerrado e na cana-de-açúcar, e as estimativas SEBAL, METRIC e Bisht. Nos dois sítios o método Bisht foi o que apresentou melhor desempenho, com média respectivamente de 30,7 e 61,0 $W m^{-2}$ no cerrado e na cana-de-açúcar, respectivamente. Ataíde (2006) encontrou as maiores e menores diferenças absolutas para a radiação de onda curta incidente estimada pelo MODIS – Terra, segundo a metodologia Bisht, iguais, respectivamente, a 323,0 $W m^{-2}$ e 143,5 $W m^{-2}$ (quando comparados com medidas efetuadas a

cada 60 minutos) e $41,4 \text{ W m}^{-2}$ e $14,5 \text{ W m}^{-2}$ (para comparação com medidas realizadas a cada dez minutos). Bisht et al. (2005), por sua vez, encontraram diferença de 59 W m^{-2} (as medidas para validação foram efetuadas em intervalo de 15 minutos). No presente estudo, para a mesma metodologia, foram encontrados erros absolutos, de maior e menor valor, iguais a $91,7 \text{ W m}^{-2}$ e $1,1 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente, para o bioma Cerrado e de $121,4 \text{ W m}^{-2}$ e $29,7 \text{ W m}^{-2}$, para área de cana-de-açúcar (comparando-se com mediadas de campo a cada meia hora). No entanto, conforme análise da Figura 7, o METRIC foi o que proporcionou melhor correlação entre observações versus modelagem. Em geral, as estimativas são superiores às observações, como consequência das particularidades da sistemática de coleta de dados (instantâneo e média semi-horária).

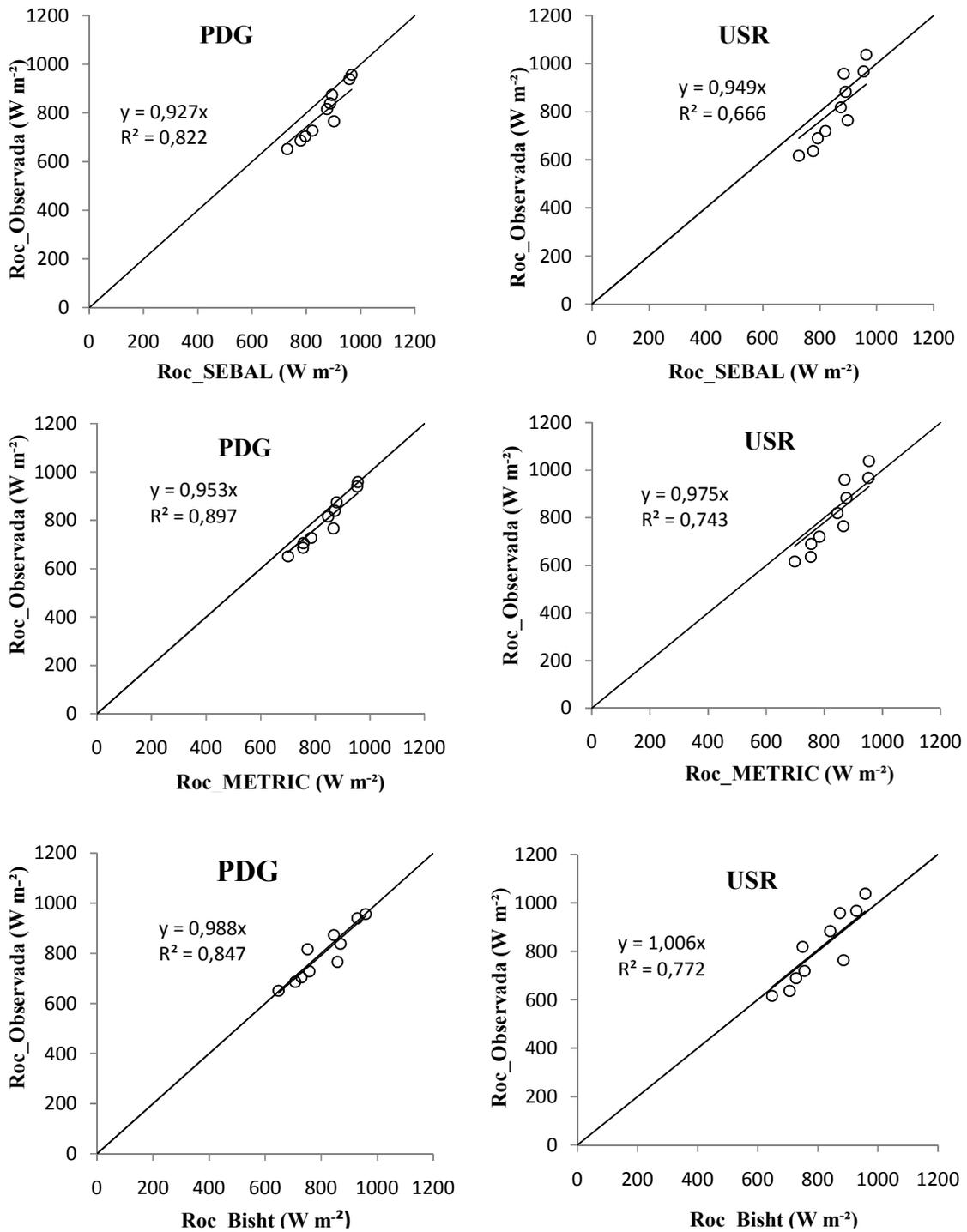


Figura 9 - Correlação dos valores de radiação de onda curta incidente estimada através dos três métodos com os medidos nas torres micrometeorológicas do Cerrado (PDG) e Usina Santa Rita (USR)

Pode-se considerar como exceção à regra, o caso de USR em que cinco valores se situam acima da reta 1:1, e mesmo número abaixo dessa reta.

Os resultados encontrados apresentam melhor desempenho para a área de PDG quando comparados com a USR. Mendonça (2007) encontrou coeficiente de determinação de 0,92 entre a radiação de onda curta estimada pelo sensor MODIS com algoritmo SEBAL e a medida na estação meteorológica (ele, porém, utilizou a transmissividade atmosférica e o ângulo zenital solar, constantes para toda a imagem, aqui se utilizou o DEM e o produto MOD09, respectivamente). As medidas, no entanto, foram registradas a cada 1 minuto e armazenado um valor médio a cada dez minutos.

4.1.3 - Radiação de onda longa

Na Tabela 6 estão representados os valores de radiação de onda longa medidos e estimados. Pode-se observar que para a radiação de onda longa incidente o método que apresentou os maiores erros foi o de Bisht. A diferença observada nos resultados deve-se a estimativa da emissividade atmosférica que varia nas três metodologias empregadas e, principalmente, em decorrência dos altos valores de temperatura do ar obtidos com o produto MOD07L2, que foram em geral 2 – 3 °C maiores do que a T_a observada nas torres USR e PDG. Já a radiação de onda longa emitida foi estimada de forma igual nos três métodos, utilizando-se emissividade e temperatura da superfície, contidas no produto MOD11A1. Para a área PDG não se tem medidas de radiação de onda longa, por isso a análise é feita apenas para a USR.

De posse das medições da radiação de onda longa incidente e temperatura do ar, pode-se, com a equação de Stefan-Boltzmann, calcular a emissividade atmosférica. A Tabela 7 contém os valores estimados e observados, vale ressaltar que na metodologia SEBAL a transmissividade é constante para cada ponto (Equação 6), enquanto nas outras metodologias ela é variável.

Como pode ser observado na Tabela 6, o método SEBAL resultou no menor erro relativo médio, qual seja, de apenas de 5,36%.

Tabela 6 - Radiação de onda longa incidente medida - $R_{L\downarrow_med}$ ($W m^{-2}$), Radiação de onda longa emitida medida - $R_{L\uparrow_med}$ ($W m^{-2}$), Radiação de onda longa emitida estimada ($R_{L\uparrow_estim}$), radiação de onda longa incidente obtida pelo método SEBAL ($R_{L\downarrow S}$), radiação de onda longa incidente obtida pelo método METRIC - $R_{L\downarrow M}$ ($W m^{-2}$), radiação de onda longa incidente obtida pelo método Bisht - $R_{L\downarrow B}$ ($W m^{-2}$), Erro Relativo Percentual - ERP(%)

Radiação de Onda longa Incidente (USR) - ($W m^{-2}$)							
Dia	$R_{L\downarrow_med}$	$R_{L\downarrow S}$ inc	ERP(%)	$R_{L\downarrow M}$ inc	ERP(%)	$R_{L\downarrow B}$	ERP(%)
46	366,8	349,9	4,61	343,5	6,35	442,3	20,59
52	349,2	347,2	0,58	342,4	1,97	426,4	22,09
70	402,4	361,0	10,29	358,3	10,96	447,5	11,20
89	386,5	358,6	7,22	355,4	8,04	396,7	2,63
100	388,4	359,4	7,45	357,5	7,94	447,9	15,31
102	378,8	354,5	6,40	353,0	6,82	444,5	17,36
212	326,5	334,8	2,53	332,5	1,82	383,4	17,42
228	351,0	343,8	2,07	340,4	3,02	398,5	13,51
338	368,7	346,8	5,94	341,3	7,44	424,5	15,13
360	368,7	344,6	6,54	339,8	7,83	421,0	14,17
ERM			5,36		6,22		14,94
Radiação de Onda Longa Emitida (USR) - ($W m^{-2}$)							
Dia	$R_{L\uparrow_med}$	$R_{L\uparrow_estim}$	ERP(%)				
46	474,8	464,0	2,27				
52	469,6	477,0	1,58				
70	488,4	466,5	4,49				
89	483,9	456,8	5,61				
100	481,5	460,9	4,28				
102	476,1	461,6	3,05				
212	464,6	443,0	4,65				
228	488,0	453,8	7,01				
338	478,4	458,3	4,20				
360	478,4	455,5	4,79				
ERM			4,19				

Tabela 7 - Emissividade atmosférica (Emiss) medida e estimada pelos métodos SEBAL (S), METRIC (M), Bisht (B) e Erro Relativo Percentual (%)

Dia	Emiss Medida	Emiss S	ERP(%)	Emiss M	ERP(%)	Emiss B	ERP(%)
46	0,796	0,771	3,18	0,757	4,94	0,985	23,69
52	0,767	0,771	0,51	0,76	0,93	0,903	17,71
70	0,851	0,771	9,39	0,765	10,10	0,979	15,05
89	0,819	0,771	5,85	0,764	6,71	0,98	19,67
100	0,820	0,771	6,02	0,767	6,51	0,965	17,62
102	0,812	0,771	5,04	0,767	5,54	0,953	17,37
212	0,741	0,771	3,99	0,766	3,32	0,888	19,77
228	0,775	0,771	0,53	0,763	1,57	0,882	13,79
338	0,79	0,771	2,41	0,759	3,92	0,96	21,52
360	0,79	0,771	2,41	0,76	3,80	0,947	19,87
ERM			3,93		4,73		18,61

Percebe-se que o pior desempenho foi o do método Bisht, que mostra uma superestimativa da emissividade da atmosfera, o que explica o resultado, também negativo, dessa metodologia na estimativa da radiação de onda longa incidente (Tabela 6). As medições situaram-se entre $365,5 \text{ W m}^{-2}$ (DSA 212) a $402,4 \text{ W m}^{-2}$ (DSA70). Os métodos SEBAL e METRIC resultaram em subestimativas de $R_{L\downarrow}$, exceto no DAS 212, com erros relativos médios de 5,4 e 6,2%, respectivamente. No entanto, o método Bisht superestimou a $R_{L\downarrow}$ em todos os dias estudados, com erro substancialmente maior, qual seja 14,9%, que os outros métodos. É importante notar, que esse resultado do método Bisht, pode comprometer o saldo de radiação.

4.1.4 - Saldo de radiação instantâneo

Os resultados do saldo de radiação instantâneo, com os respectivos erros relativos (%), encontram-se listados na Tabela 8. Na Tabela 9 tem-se os erros absolutos, em W m^{-2} . Pode-se observar que na maioria dos dias selecionados o saldo de radiação foi maior na área de cerrado, o que indica uma maior energia disponível para ser transformada em calor sensível e latente, quando comparada à área de cana-de-açúcar.

Tabela 8 - Saldo de radiação instantâneo (Rn), em $W m^{-2}$, com os respectivos erros relativos (%), para as metodologias: Saldo de radiação instantâneo SEBAL (RnS), Saldo de radiação instantâneo METRIC (RnM) e saldo de radiação instantâneo Bisht (RnB)

Saldo de Radiação Instantâneo Cerrado ($W m^{-2}$)							
Dia	Medido	RnS	Erro(%)	RnM	Erro(%)	RnB	Erro
46	754,7	758,6	0,52	760,1	0,72	795,4	5,39
52	698,1	677,6	2,93	669,7	4,06	695,2	0,42
70	641,1	671,9	4,81	651,6	1,64	679,6	6,00
89	655,4	693,3	5,78	672,9	2,68	723,4	10,37
100	580,1	629,6	8,55	603,4	4,03	630,4	8,71
102	562,8	591,1	5,04	565,2	0,43	607,4	7,92
212	448,0	522,2	16,58	508,5	13,50	517,5	15,52
228	483,1	558,2	15,55	547,1	13,25	560,0	15,92
338	789,8	754,4	4,48	752,1	4,77	816,8	3,43
360	665,5	619,9	6,85	619,7	6,88	680,2	2,21
ERM			7,11		5,20		7,59
Saldo de Radiação Instantâneo Cana-de-açúcar ($W m^{-2}$)							
Dia	Medido	RnS	Erro(%)	RnM	Erro(%)	RnB	Erro(%)
46	687,5	700,1	1,83	706,5	2,76	755,3	9,87
52	623,0	626,8	0,62	620,6	0,39	641,0	2,89
70	580,6	627,1	8,02	610,2	5,09	648,0	11,62
89	625,4	656,2	4,92	638,7	2,13	701,3	12,13
100	532,9	583,2	9,44	563,9	5,81	589,5	10,61
102	524,9	520,5	0,84	503,2	4,13	555,8	5,89
212	398,4	495,1	24,26	474,8	19,17	474,3	19,05
228	430,9	520,5	20,80	504,9	17,17	514,9	19,50
338	801,4	736,5	8,10	734,6	8,34	783,0	2,30
360	696,6	588,9	15,45	591,2	15,13	655,4	5,91
ERM			9,43		8,01		9,98

Tabela 9 - Erro absoluto do saldo de radiação instantâneo estimado ($W m^{-2}$)

Dia	Cerrado			Cana-de-açúcar		
	E RnS	E RnM	E RnB	E RnS	E RnM	E RnB
46	3,94	5,40	40,65	12,61	18,96	67,84
52	20,46	28,36	2,94	3,85	2,44	17,99
70	30,83	10,53	38,47	46,54	29,57	67,45
89	37,87	17,55	67,95	30,76	13,33	75,86
100	49,57	23,39	50,52	50,32	30,96	56,55
102	28,34	2,43	44,57	4,43	21,70	30,94
212	74,25	60,49	69,52	96,68	76,37	75,90
228	75,13	63,99	76,91	89,62	74,00	84,04
338	35,37	37,68	27,05	64,90	66,84	18,45
360	45,56	45,82	14,71	107,66	105,39	41,18
EAM	40,13	29,56	43,33	50,74	43,96	53,62

A distribuição do saldo de radiação instantâneo para os diferentes dias de estudo está mostrada na figura 10. Pode-se observar que houve superestimativa na maior parte dos dias estudados.

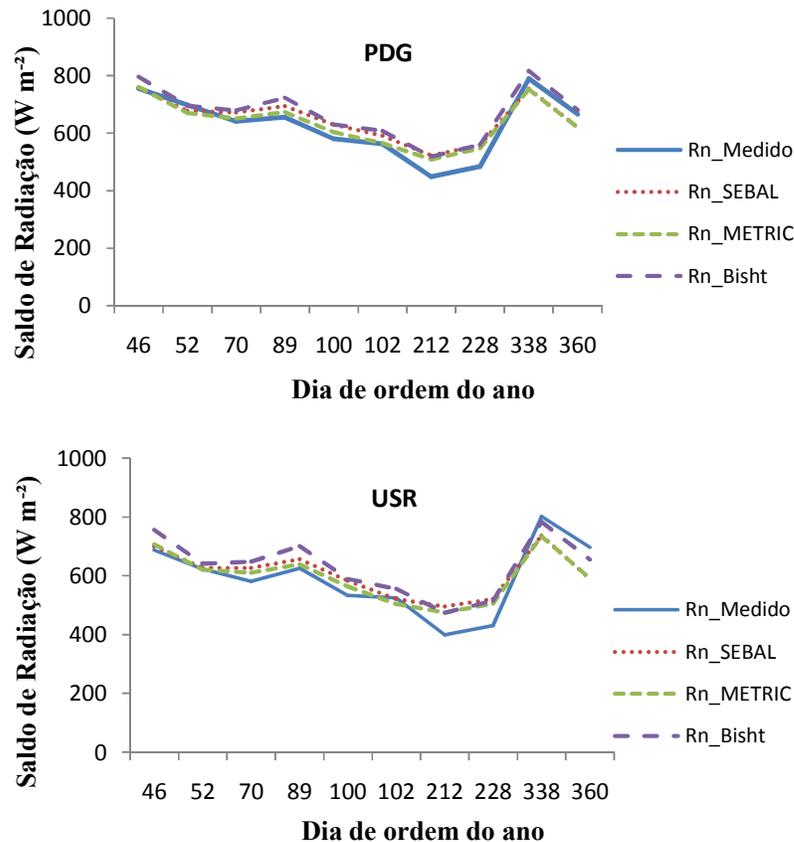


Figura 10: Saldo de radiação medido e estimado através das metodologias Sebal, Metric e Bisht

Observando-se as Tabelas 8 e 9 fica evidente o melhor desempenho da metodologia METRIC na estimativa do saldo de radiação instantâneo com erro relativo e absoluto médios, da ordem de 5% e 29,5 W m⁻² observados na área PDG e de 8% e 44 W m⁻², observados na área USR. Para a metodologia SEBAL o erro médio percentual e o absoluto foram da ordem de 7% e 40 W m⁻² (PDG) e 9% e 51 W m⁻² (USR), respectivamente. O método Bisht apresentou erros relativos e absolutos médios em torno de 7,5 % e 43 W m⁻² (PDG) e 10% e 53,5 W m⁻², respectivamente. Ataíde (2006) encontrou diferença absoluta, média, da ordem de 57,15 W m⁻² e Bisht et al. (2005) de 59 W m⁻² no Rn estimado com relação as medidas de campo.

Os valores de Rn medidos na USR variaram de 398,4 W m⁻² no DAS 212 a 801,4, registrado no DAS 338. De um modo geral, o Rn no cerrado foi maior que na cana-de-açúcar,

exceto no DAS 338. Também se observou que a temperatura da superfície na cana-de-açúcar foi sistematicamente superior à obtida no cerrado, com impactos esperados na temperatura do ar. Os dados das torres evidenciam que na cana-de-açúcar a T_a foi sempre 1,5 - 2,0 °C superior à do cerrado.

Utilizando os coeficientes de determinação mostrados na Figura 11, determinou-se o coeficiente de desempenho - c , para as metodologias SEBAL, METRIC e Bisht, na estimativa do R_n . Os valores encontrados (tirando-se a média para o os dois biomas) foram respectivamente, 0,63, 0,74 e 0,72, o que, nessa mesma ordem, as classifica de acordo com Camargo e Sentelhas (1997), como mediana, boa e boa. Mendonça (2007) encontrou coeficiente de determinação de 0,86 para R_n estimado a partir de imagens MODIS e algoritmo SEBAL, em área de Cana-de-açúcar e de 0,83 para áreas de Coqueiro Anão.

Uma análise estatística mais detalhada, para cada bioma, a respeito da estimativa do saldo de radiação instantâneo é mostrada na Tabela 10.

Tabela 10: Correlação (r), Índice de Willmott (d), Coeficiente de desempenho de Camargo e Sentelhas (c) e Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) para as estimativas do R_n através das metodologias Sebal (R_n_S), Metric (R_n_M) e Bisht (R_n_B)

	PDG				USR			
	r	d	c	REQM	r	d	c	REQM
Rn_S	0,92	0,72	0,66	45,35	0,85	0,63	0,59	62,47
Rn_M	0,94	0,86	0,80	36,16	0,89	0,75	0,68	54,53
Rn_B	0,97	0,78	0,76	48,98	0,93	0,64	0,68	58,52

Bisht et al (2005) encontraram REQM da ordem de 74. No presente estudo, como mostrado na Tabela 10, os valores de REQM variaram de 36,16 para a metodologia Metric a 62,47 para a metodologia Sebal. Esses resultados evidenciam o melhor desempenho do método Metric, já que apresentou os maiores valores de c e menores valores de REQM. Apesar de ter apresentado a melhor correlação – r , a metodologia Bisht não superou a Metric, pois as demais análises estatísticas levam em consideração, também, o erro relativo médio no seu cômputo, sendo que o R_n_M apresentou os menores erros desse tipo.

As cartas do saldo de radiação obtidas a partir da metodologia METRIC estão apresentadas na Figura 12, as áreas brancas representam cobertura de nuvens.

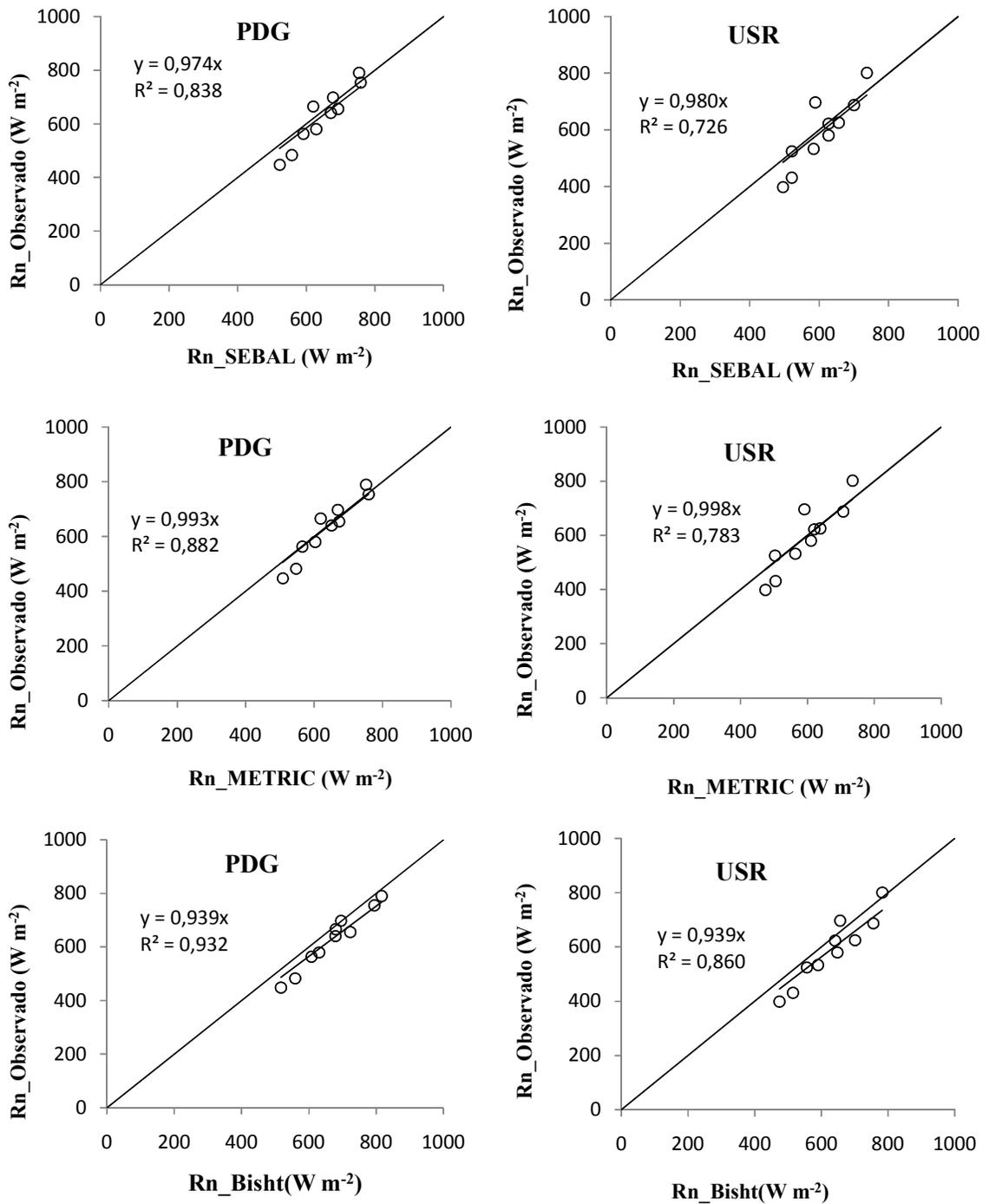
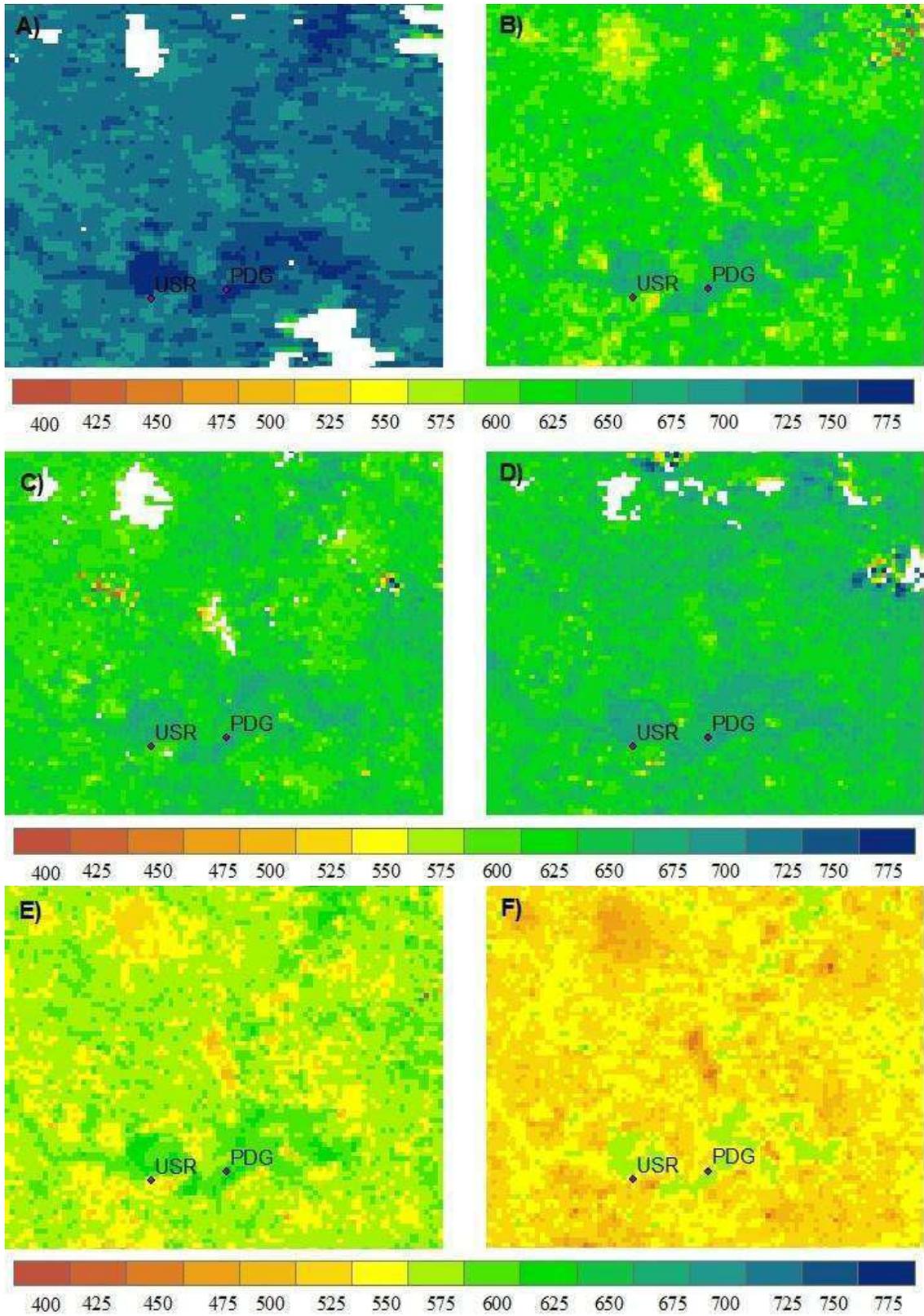


Figura 11 - Correlação entre os valores do Rn medidos nas torres micrometeorológicas do Cerrado (PDG) e da Usina Santa Rita (USR) e os estimados através das metodologias descritas



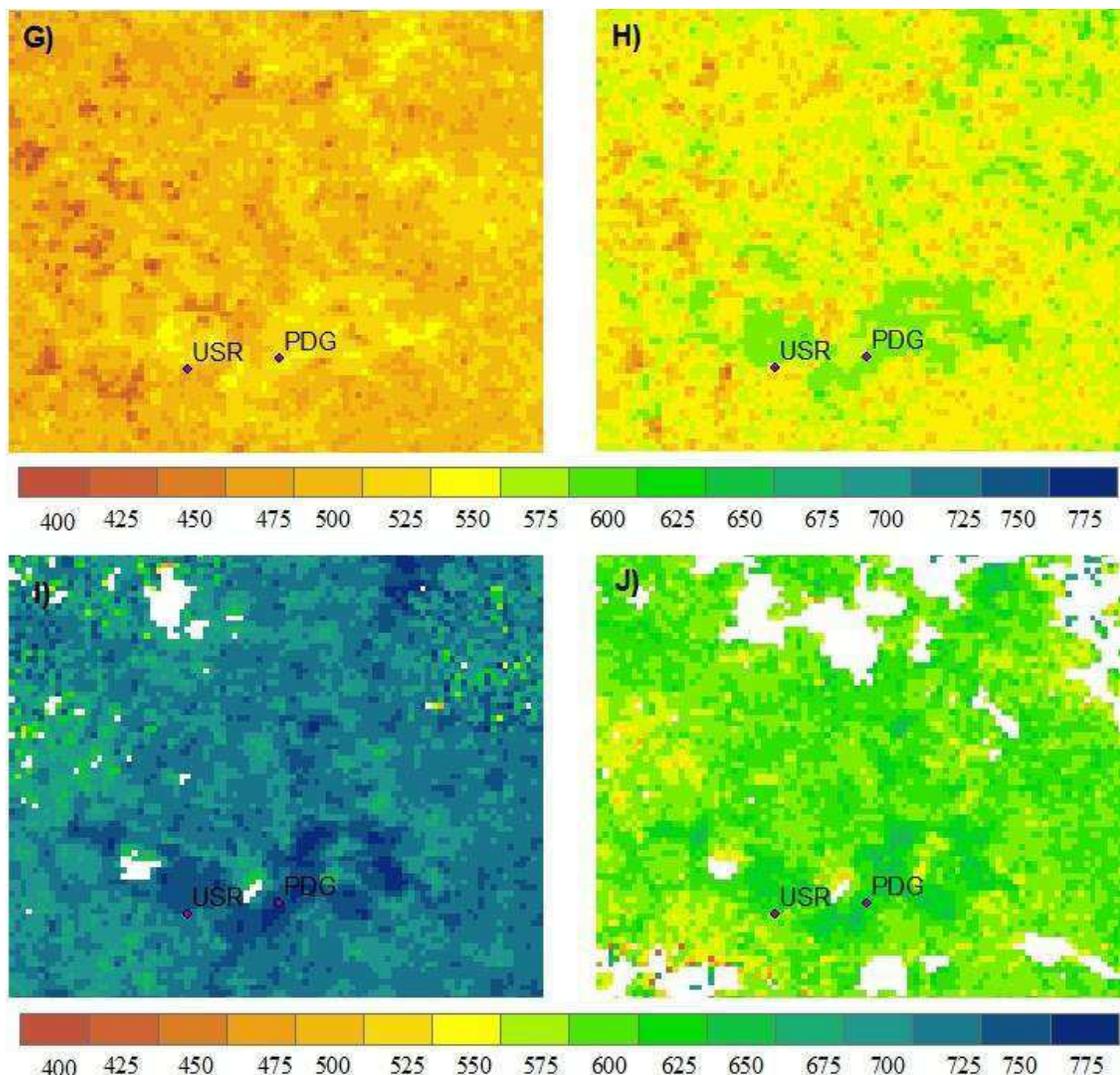


Figura 12 - Saldo de radiação ($W m^{-2}$) obtido por meio de imagens do sensor MODIS, utilizando a metodologia METRIC, para o município de Santa Rita do Passa Quatro, referentes aos dias: 46 (A), 52 (B), 70 (C), 89 (D), 100 (E), 102 (F), 212 (G), 228 (H), 338 (I), 360 (J)

As cartas apresentadas na Figura 12 mostram claramente que o R_n é maior para a área PDG com relação a USR. A distribuição espacial do saldo mostra-se bastante diferenciada para todo o período de estudo seguindo a sazonalidade relacionada com a incidência da radiação solar, ao valor do ângulo zenital e declinação do Sol. Os dias que apresentaram maiores valores na distribuição espacial do R_n - dias 46 (15 de fevereiro) e 338 (4 de dezembro) são também os dias em que registraram-se os maiores valores de radiação de onda curta incidente, como pode ser observado na Tabela 4. Também para os referidos dias observa-se que a variação dos valores de albedo, por toda a cena, apresenta resultados menores, exceto para as áreas com presença de nuvens. Pode-se também associar a variação

do saldo à variação anual da declinação solar, observa-se que os menores valores de saldo (Figura 12) ocorrem para as imagens correspondentes aos dias de ordem 100 (10 de abril), 102 (12 de abril), 212 (31 de julho) e 228 (16 de agosto). Esses dias estão dentro do intervalo de declinação positiva (Tabela 2) que, para o Hemisfério Sul, significa menor incidência de radiação solar, o que também pode ser comprovado, para os referidos dias, através da Tabela 4. Do dia 89 ao dia 212 a declinação aumenta e conseqüentemente diminuem a $R_{S\downarrow}$ e o Rn (Tabelas 2, 4 e Figura 12), do dia 212 para o dia 228 a declinação começa a diminuir, então a $R_{S\downarrow}$ e o Rn começam a aumentar (Tabelas 2, 4 e Figura 12).

Resultados semelhantes, encontrados por Gomes (2009) e Giongo (2008), onde os maiores valores de saldo foram observados nas cartas referentes aos dias 22 de fevereiro e 21 de novembro, corroboram com o presente estudo. Vale ressaltar que o intervalo de imagens utilizado pelos mesmos variou de fevereiro até novembro. Também Mendonça (2008) encontrou resultados parecidos, onde a variação espacial do Rn foi maior para os dias de ordem 36 (5 de fevereiro) e 320 (16 de novembro).

4.2 - Saldo de radiação diário

4.2.1- Modelo clássico

Aplicando-se a Equação 25 aos dados observados em superfície, com $a = 110$, obteve-se os coeficientes de determinação de 0,87 (na área PDG) e 0,93 (na área USR), como mostrado na Figura 13.

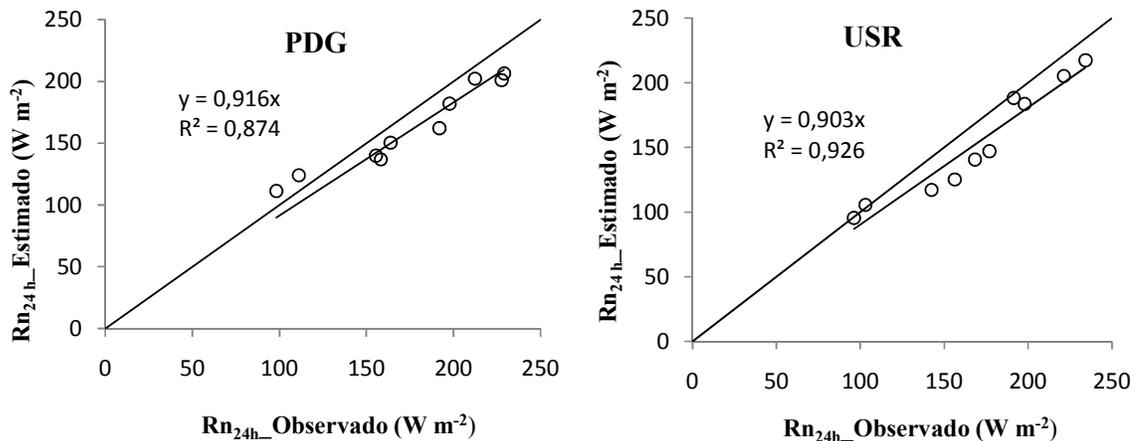


Figura 13 - Correlação entre os valores diários do Rn observado e estimado através da Equação 25

Efetuiu-se a calibração da equação 25 através dos dados observados no experimento. A Figura 14 apresenta a relação de dispersão entre o saldo diário de radiação de onda longa e a transmissividade diária. Obteve-se, então, o coeficiente a da equação clássica, para a área de estudo.

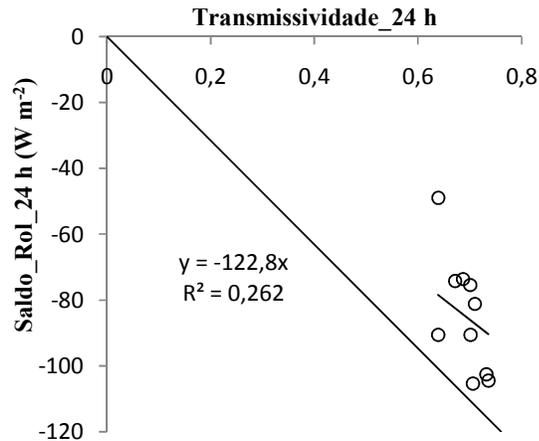


Figura 14 - Correlação entre os valores diários do saldo de radiação de onda longa ($W m^{-2}$) medido e da transmissividade atmosférica

A equação clássica calibrada fica, então, de acordo com a Equação 32:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_{24h})R_{S\downarrow 24h} - 122,83\tau_{sw24h} \quad (32)$$

Na figura seguinte estão os valores observados e os estimados através da Equação (32) com a respectiva correlação:

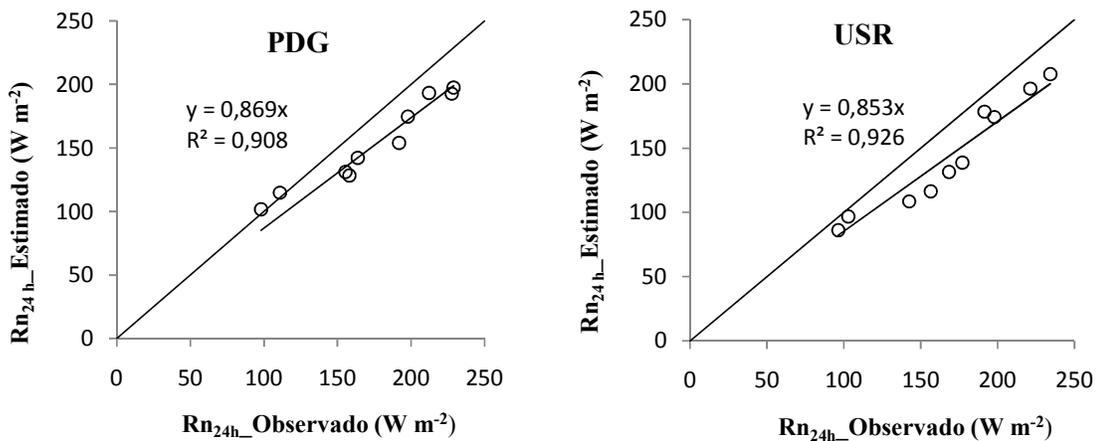


Figura 15 - Correlação entre os valores diários do Rn observado e estimado através da Equação 32

Efetuada-se a calibração sem forçar a passagem da reta pela origem (Figura 16) obteve-se uma nova equação, alternativa, com um coeficiente de determinação um pouco maior, como mostrado na Figura 17.

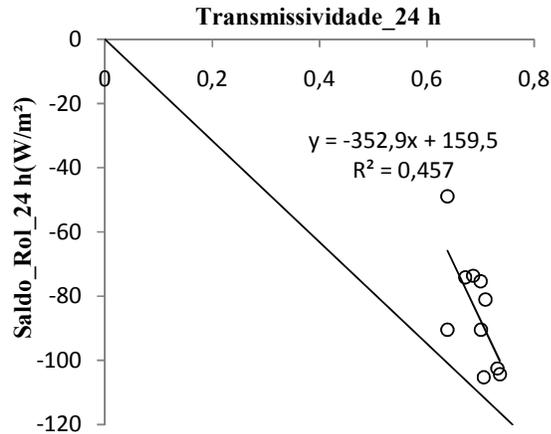


Figura 16 - Correlação entre os valores diários do saldo de radiação de onda longa ($W m^{-2}$) medido e da transmissividade atmosférica, sem forçar a passagem da reta pela origem

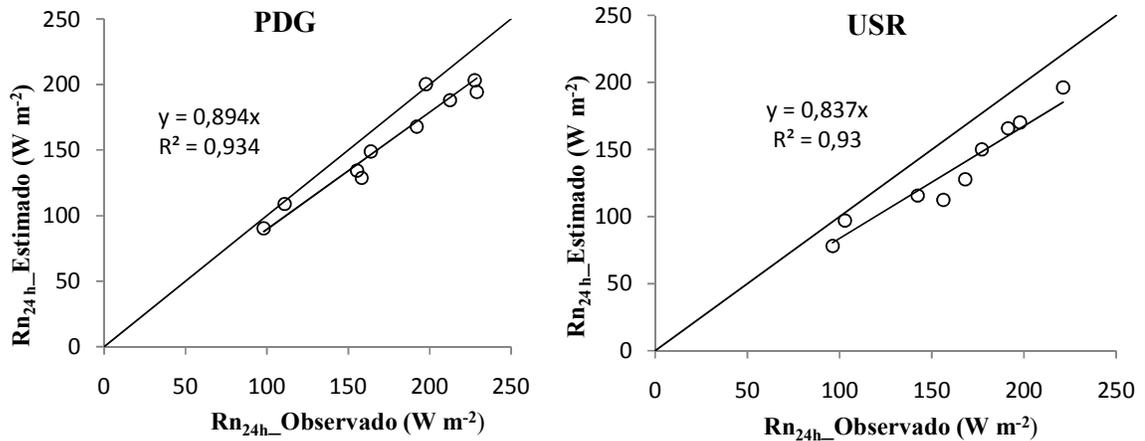


Figura 17 - Correlação entre os valores diários do Rn observado e estimado através da Equação 33

A nova equação calibrada, sem forçar a passagem pela origem, apresenta-se, então, da seguinte forma:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_{24h})R_{Sl24h} - 352,95\tau_{sw24h} + 159,56 \quad (33)$$

4.2.2 - Modelo Senoidal

Para a estimativa do saldo de radiação diário, a partir do modelo senoidal, optou-se por escolher apenas o saldo que foi denominado saldo Bisht, no intuito de aplicar uma metodologia “autônoma”, como proposta por Bisht et al. (2005). Neste caso a estimativa do saldo diário se dá sem necessidade de nenhuma medida de superfície.

Propõe-se, aqui, uma modificação da equação senoidal, de acordo com Ataíde (2006), baseada em observações feitas durante os dias selecionados. Foram acrescentados 55,08 minutos a hora legal do nascer do Sol (0,918 h) e diminuídos 25,38 minutos (0,423 h) a hora legal do por do Sol. As equações 16 e 17 tornam-se, então:

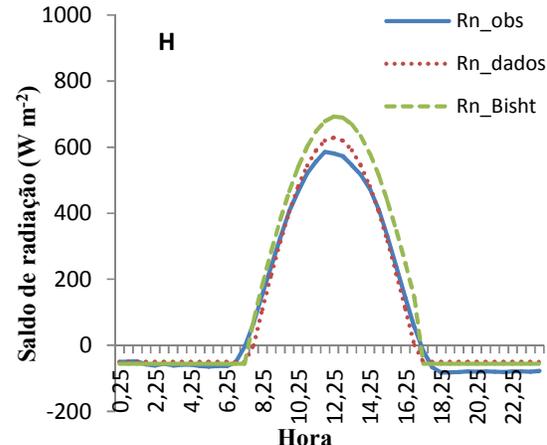
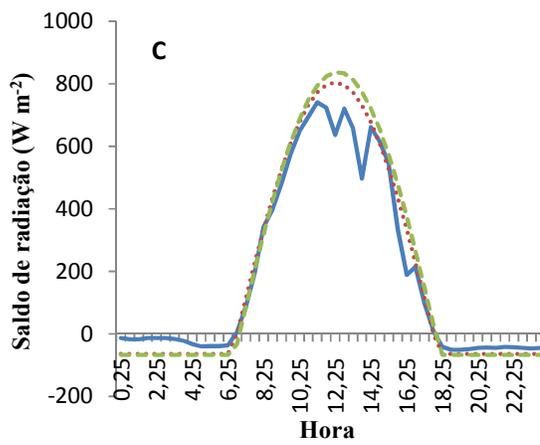
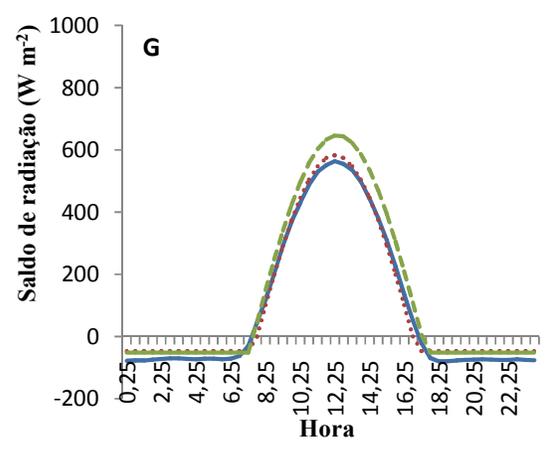
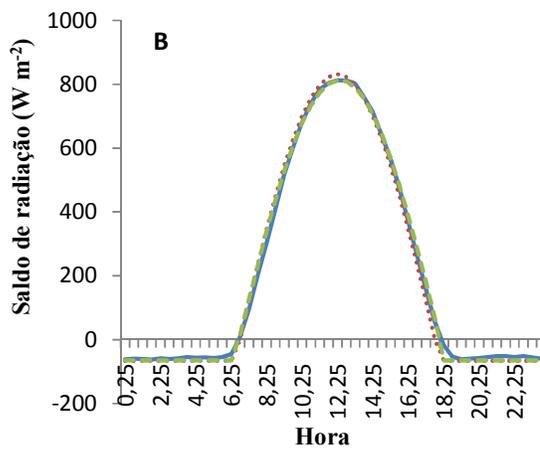
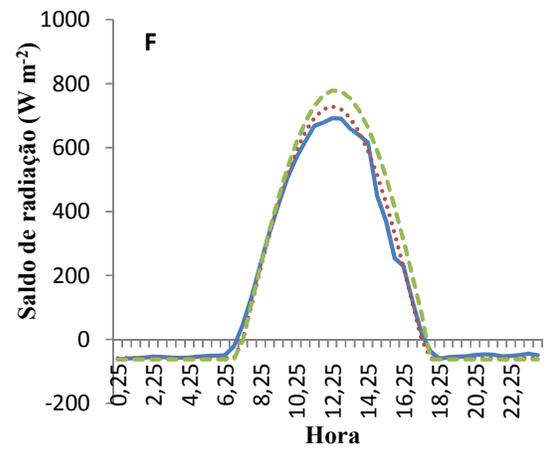
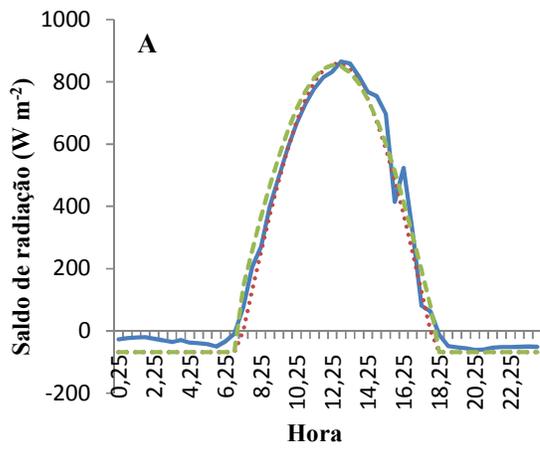
$$R_N(t) = R_{N\ MAX} \cdot \sin \left[\left(\frac{t_{pass} - (t_{nas} + 0,918)}{(t_{por} - 0,423) - (t_{nas} + 0,918)} \right) \pi \right] \quad (34)$$

$$R_{N\ MAX} = \frac{INR}{\sin \left[\left(\frac{t_{PASS} - (t_{nas} + 0,918)}{(t_{por} - 0,423) - (t_{nas} + 0,918)} \right) \pi \right]} \quad (35)$$

O modelo senoidal original, como descrito através da Equação 16, desconsidera o saldo de radiação no período noturno, impondo para o mesmo o valor zero. Araújo (2010) propôs uma equação que prevê que o saldo noturno é aproximadamente 8 % do valor do saldo máximo observado durante o dia. Observando os dados do experimento, para os dias de estudo, chegou-se similarmente para o período noturno, à relação:

$$Rn(t) = -0.08245 \cdot Rn_{MAX} \quad (36)$$

As curvas geradas ao aplicar-se o modelo encontram-se nas figuras a seguir. A linha azul representa os dados observados no experimento (Rn_obs), a linha vermelha os valores estimados a partir dos dados observados através das equações 16 e 17 (Rn_dados) e a linha verde os valores estimados a partir do saldo de radiação obtido através do sensor MODIS, com a metodologia Bisht, utilizando as equações 34 e 35 (Rn_Bisht).



— Rn_obs
 Rn_dados
 - - - Rn_Bisht

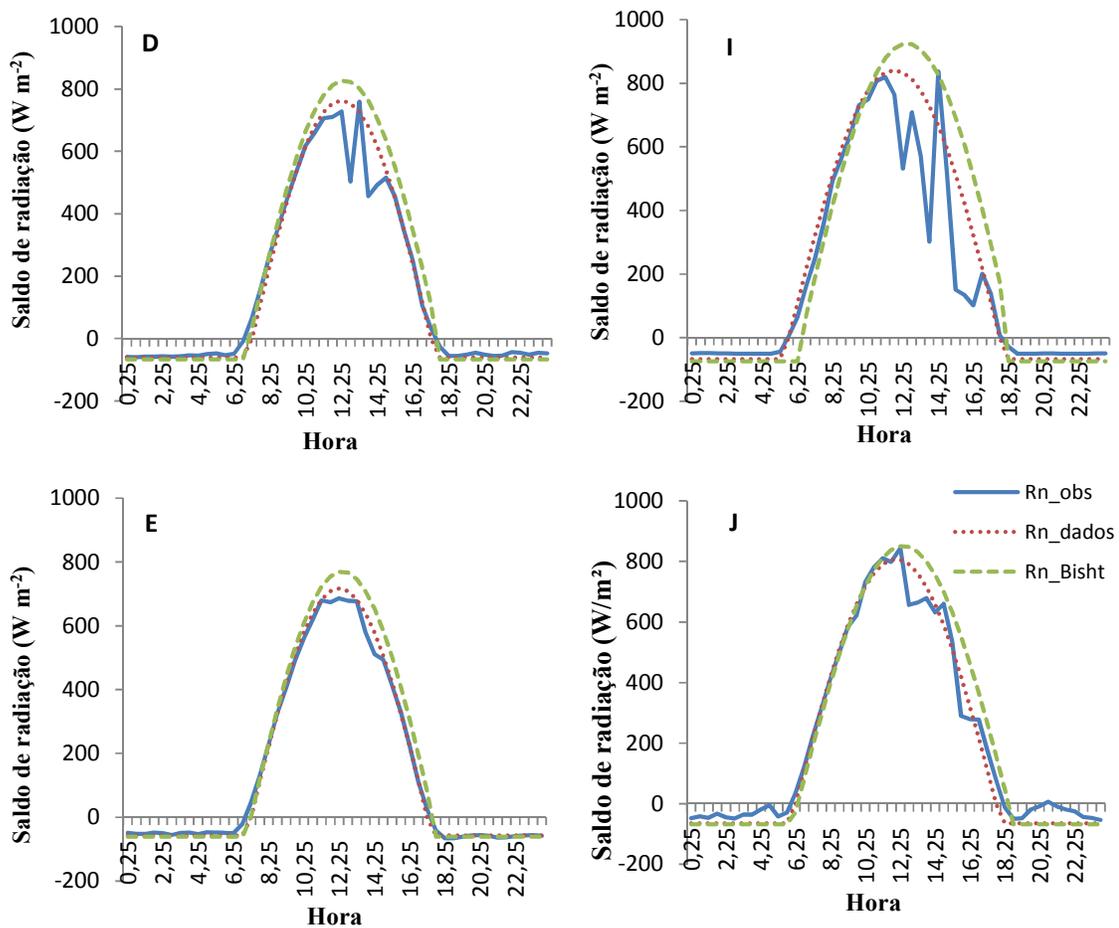
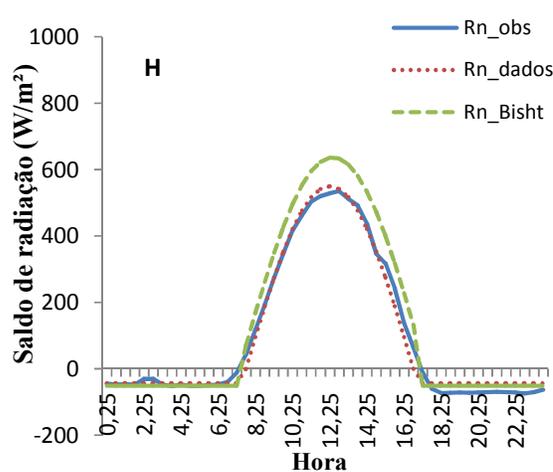
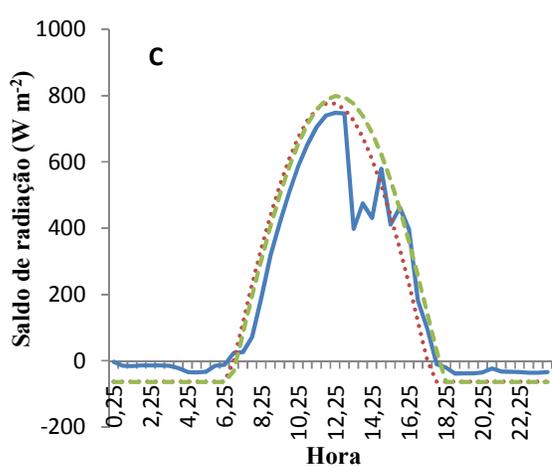
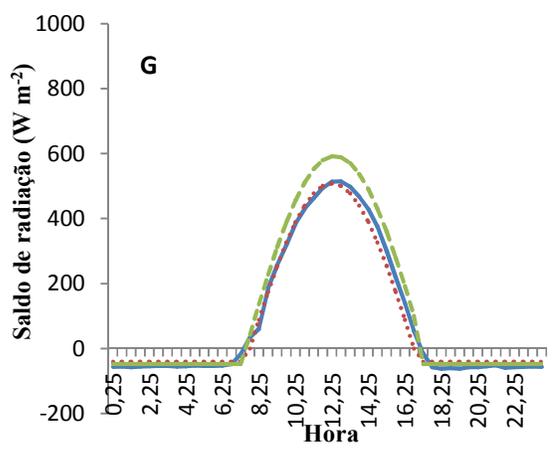
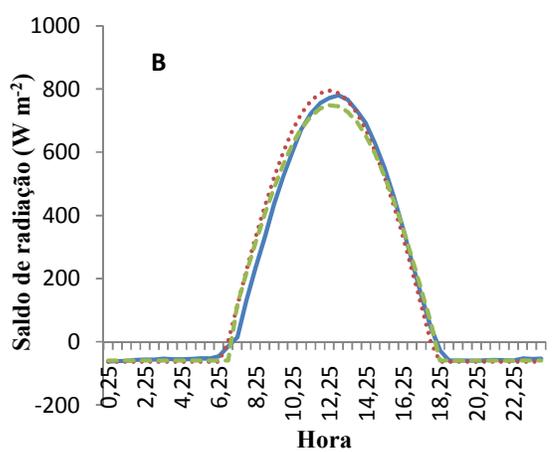
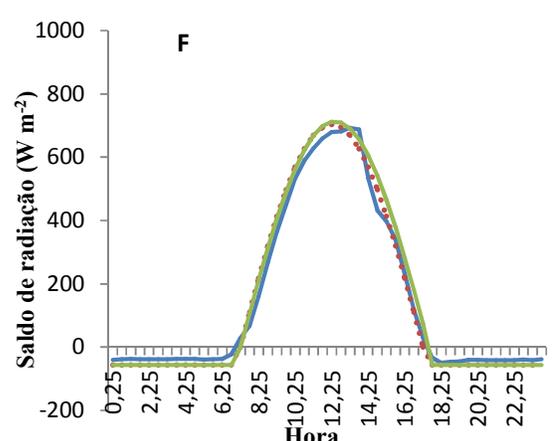
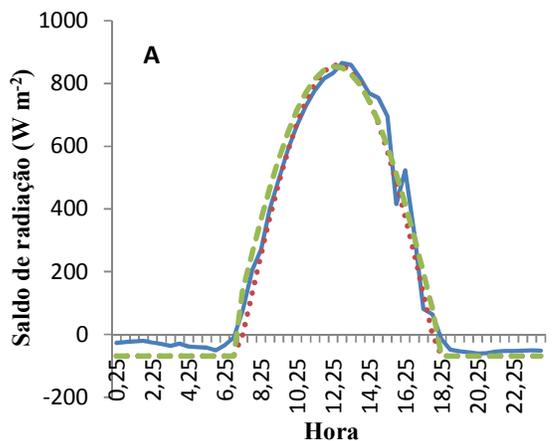


Figura 18 - Modelo para estimativa do ciclo diurno do saldo de radiação ($W m^{-2}$), para a área PDG, aplicado aos dias: 46 (A), 52 (B), 70 (C), 89 (D), 100 (E), 102 (F), 212 (G), 228 (H), 338 (I), 360 (J)



— Rn_obs
 Rn_dados
 - - - Rn_Bisht

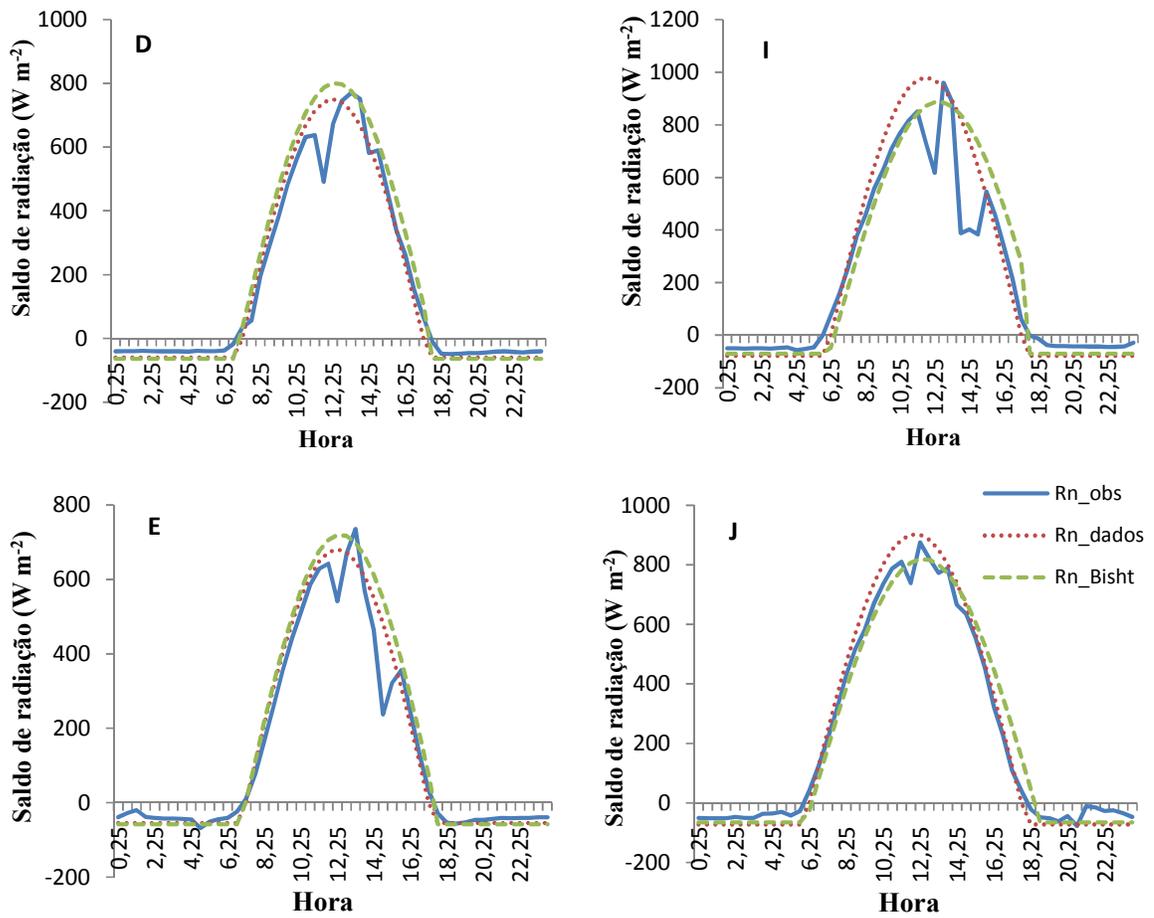


Figura 19 - Modelo para estimativa do ciclo diurno do saldo de radiação (W m^{-2}), para a área USR, aplicado aos dias: 46 (A), 52 (B), 70 (C), 89 (D), 100 (E), 102 (F), 212 (G), 228 (H), 338 (I), 360 (J)

Aplicando-se o modelo senoidal aos dados observados no experimento, desconsiderando o saldo no período noturno (como proposto no modelo original) e depois aplicando a Equação 36 a tal período, obtiveram-se os resultados mostrados na Tabela 11, para o saldo de radiação diário.

Tabela 11 - Saldo de radiação diário ($W m^{-2}$) com e sem consideração do saldo de radiação no período noturno. Saldo de radiação medido (Obs), saldo de radiação estimado com o modelo, a partir dos dados medidos, impondo zero ao saldo de radiação no período noturno (Zero_not), saldo de radiação estimado com o modelo, a partir dos dados medidos, utilizando a Equação 16 para o período diurno e 36 para o período noturno (Not), erro relativo percentual (ERP) em % e erro relativo médio (ERM)

Dia	PDG					USR				
	Obs	Zero not	ERP	Not	ERP	Obs	Zero not	ERP	Not	ERP
46	228,9	239,1	4,4	201,8	11,8	197,9	217,8	10,1	183,8	7,1
52	212,3	242,1	14,1	207,5	2,2	191,5	231,7	21,0	198,6	3,7
70	191,9	234,3	22,1	200,8	4,7	177,1	216,3	22,1	182,6	3,1
89	163,8	202,1	23,4	167,8	2,4	168,2	198,7	18,1	164,9	2,0
100	155,4	189,8	22,1	157,5	1,4	142,3	180,2	26,6	149,5	5,1
102	158,1	192,9	22,0	160,1	1,3	156,4	186,2	19,1	154,5	1,2
212	98,1	138,8	41,6	110,7	12,8	96,2	121,2	25,9	96,6	0,4
228	110,9	149,7	34,9	119,3	7,6	102,9	131,0	27,3	104,4	1,5
338	197,7	267,4	35,3	235,2	19,0	221,2	285,6	29,1	244,8	10,6
360	227,7	246,0	8,0	213,7	6,1	234,4	304,5	29,9	264,5	12,9
ERM			22,8		6,9			22,9		4,7

Observa-se que o erro diminuiu consideravelmente quando se aplicou a correção ao período noturno. O erro relativo médio caiu de 22,8% para 6,9% na área de cerrado (PDG) e de 22,9% para 4,7% na área de cana-de-açúcar (USR).

Na Tabela 12 estão listados os valores integrados do saldo de radiação diário, em $W m^{-2}$, obtidos: a partir do modelo senoidal, utilizando o saldo instantâneo obtido pelo satélite, o saldo de radiação diário a partir do modelo clássico e o observado no experimento, com os respectivos erros relativos em porcentagem (%).

Tabela 12 - Saldo de radiação diário observado no experimento (Obs) - $W m^{-2}$, saldo diário a partir da calibração da equação clássica forçando a passagem pela origem (Rn_calib_o) - $W m^{-2}$, saldo diário a partir da calibração da equação clássica sem forçar a passagem pela origem (Rn_calib) - $W m^{-2}$, saldo diário a partir da equação clássica (Rn_clas) - $W m^{-2}$, saldo diário a partir do modelo senoidal utilizando Saldo Bisht no instante da passagem do satélite a partir da Equação 34 para o período diurno e 36 para o noturno (Rn_Bisht) - $W m^{-2}$, erro relativo percentual (ERP) em % erro relativo médio (ERM)

PDG									
dia	Obs	Rn_calib_o	ERP	Rn_calib	ERP	Rn_clas	ERP	Rn_bisht	ERP
46	228,88	190,9	16,58	189,1	17,38	206,5	9,79	222,3	2,88
52	212,26	186,8	12,01	184,0	13,32	202,5	4,60	211,2	0,52
70	191,85	148,2	22,76	154,4	19,50	162,1	15,51	208,8	8,81
89	163,82	136,1	16,92	139,0	15,14	150,7	8,02	195,1	19,10
100	155,44	124,9	19,64	126,1	18,86	139,8	10,05	177,0	13,87
102	158,07	121,9	22,86	121,9	22,87	137,1	13,27	178,2	12,74
212	98,06	95,0	3,14	89,2	9,07	111,3	13,50	137,2	39,86
228	110,95	108,5	2,24	105,3	5,11	124,3	12,00	150,1	35,28
338	197,66	169,3	14,37	181,2	8,34	182,0	7,90	255,5	29,28
360	227,66	186,96	17,88	191,53	15,87	201,21	11,62	239,66	5,27
ERM			14,84		14,55		10,63		16,76
USR									
dia	Obs	Rn_calib_o	ERP	Rn_calib	ERP	Rn_clas	ERP	Rn_bisht	ERP
46	197,88	167,89	15,15	165,49	16,37	183,48	7,28	211,11	6,69
52	191,46	171,74	10,30	165,37	13,63	188,12	1,74	193,18	0,90
70	177,08	132,81	25,00	137,89	22,13	146,92	17,03	199,07	12,42
89	168,20	124,99	25,69	122,89	26,94	140,52	16,46	189,15	12,46
100	142,33	102,78	27,79	105,75	25,70	117,30	17,59	165,45	16,24
102	156,38	109,83	29,77	107,58	31,21	125,38	19,82	163,09	4,29
212	96,23	79,53	17,35	75,26	21,80	95,49	0,77	124,62	29,50
228	102,90	90,52	12,03	90,26	12,29	105,68	2,70	138,01	34,12
338	221,25	190,13	14,06	189,62	14,30	205,34	7,19	243,14	9,90
360	234,35	200,73	14,35	193,78	17,31	217,22	7,31	230,93	1,46
ERM			19,15		20,17		9,79		12,80

O menor erro relativo médio foi observado para o método clássico SEBAL. O método Bisht apresentou erros um pouco maiores, porém dentro dos limites aceitáveis. Vale ressaltar que essa metodologia não empregou nenhum dado de superfície, tanto para a estimativa do saldo de radiação instantâneo quanto para a o diário, resultando em valores satisfatórios, especialmente se levarmos em conta a sua operacionalidade, visto que mesmo na ausência de medidas de campo a estimativa do saldo de radiação, instantâneo e diário, pode ser efetuada com segurança.

As Figuras 20 e 21 apresentam as correlações entre os valores obtidos a partir do modelo senoidal aplicado aos dados de satélite, primeiro com os dados observados no experimento (Figuras 20a e 21a) e depois com os resultados encontrados a partir do modelo senoidal aplicado a esses dados observados (é como aplicar uma correção para a presença de nuvens) (Figuras 20b e 21b).

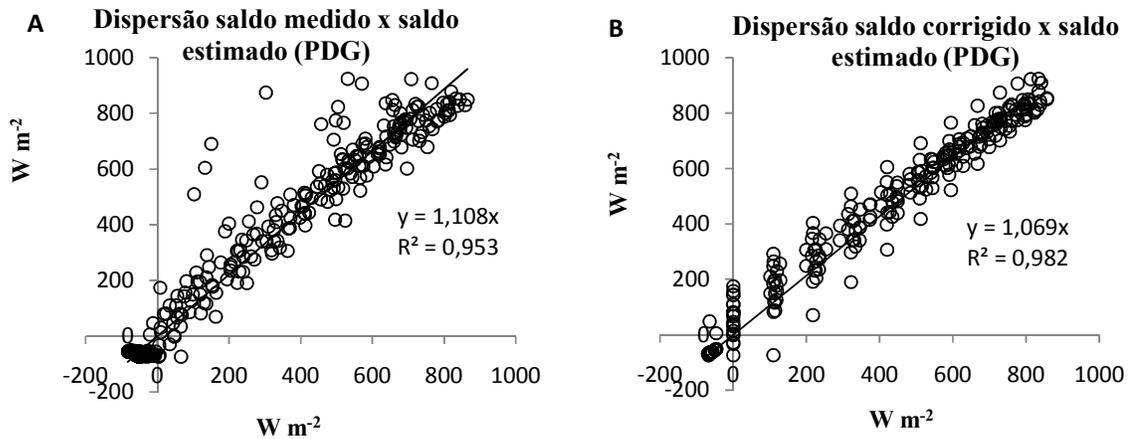


Figura 20 - Dispersão entre os valores do saldo de radiação estimados (para intervalos de meia hora) com: valores medidos (Dispersão saldo medido x saldo estimado) e valores corrigidos (Dispersão saldo corrigido x saldo estimado), para a área PDG

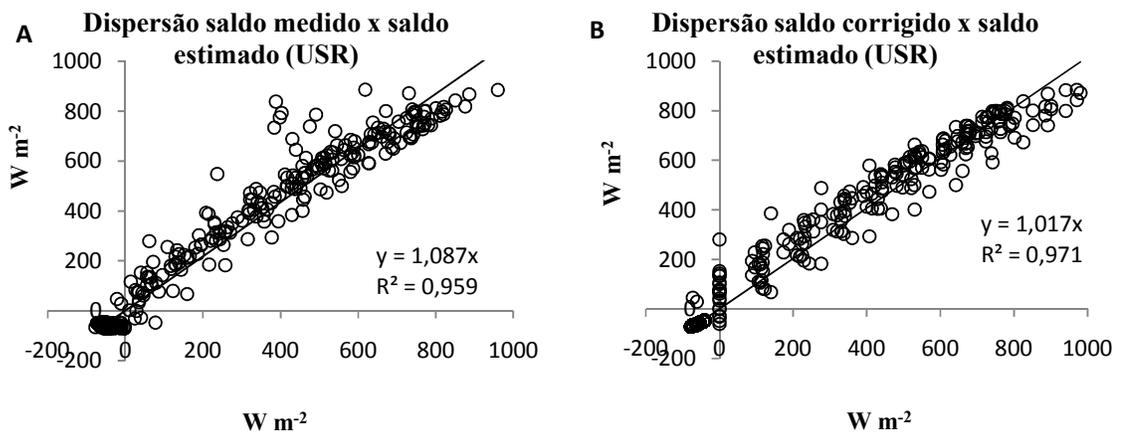


Figura 21 - Dispersão entre os valores do saldo de radiação instantâneo estimados (para intervalos de meia hora) com: valores medidos (Dispersão saldo medido x saldo estimado) e valores corrigidos (Dispersão saldo corrigido x saldo estimado), para a área USR

Percebe-se que houve um aumento na correlação de 0,95 para 0,98 (PDG) e de 0,95 para 0,97 (USR). Nos resultados encontrados por Ataíde (2006), o valor de R^2 aumentou de 0,93 para 0,99, após a correção de nuvens. Vale acrescentar que ele desconsiderou o saldo de radiação no período noturno, enquanto no presente estudo considerou-se todo o período de 24 horas.

5 – CONCLUSÕES

Diante dos resultados encontrados pode-se observar a importância da vegetação sobre o clima local, já que variáveis como o albedo e saldo de radiação à superfície, mostraram-se notavelmente diferentes para cada bioma em estudo. O albedo no cerrado mostrou-se sempre menor que o da cana-de-açúcar o que mostra que, nessas áreas nativas, uma maior quantidade de energia é absorvida pela superfície o que faz com que os valores de saldo de radiação sejam superiores, havendo, portanto, uma maior quantidade de energia a ser transformada em calor sensível e latente.

As metodologias empregadas para o cálculo das componentes do saldo de radiação instantâneo mostraram-se bastante satisfatórias, havendo um melhor desempenho da metodologia Liang para o cálculo do albedo, da metodologia Bisht para a radiação de onda curta e da METRIC para o saldo de radiação instantâneo. Dentre as mesmas, o fato de a metodologia Bisht não necessitar de dados de superfície mostra-se bastante atraente, já que na falta de medições de solo tem-se a opção prática e sem custo de fazer as estimativas do saldo de radiação. As metodologias METRIC e SEBAL, mesmo necessitando de dados medidos, não são de difícil aplicação, já que para o emprego da primeira necessita-se de medidas apenas de temperatura do ar e para a segunda de temperatura do ar e umidade relativa, dados que, a depender do local em estudo, são facilmente adquiridos de estação meteorológica.

A metodologia Bisht implica melhoria na estimativa da emissividade atmosférica, para conseqüentemente melhorar a estimativa da radiação de onda longa incidente, o que impactará positivamente o resultado para o saldo de radiação.

Na estimativa do saldo de radiação diário o método clássico mostrou-se ligeiramente melhor que a calibração proposta e o modelo senoidal modificado. Este, porém, apresenta um alto grau de operacionalidade, já que a partir de uma única medida de saldo de radiação, obtida a partir de dados de satélite, consegue-se estimar o ciclo diurno do R_n . O modelo, no entanto, é indicado para dias sem nuvens, o que pôde ser comprovado através do aumento no

coeficiente de determinação quando se efetuou a dispersão entre os valores estimados a partir dos dados instantâneos obtidos do sensor MODIS com os dados observados corrigidos com relação à presença de nuvem.

Constata-se, portanto, com o presente trabalho, o êxito na utilização do sensor MODIS para detecção de alterações climáticas locais decorrentes da mudança no uso do solo, haja vista que as diferentes componentes do balanço de radiação foram nitidamente diferenciadas para cada bioma em estudo.

6 - 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.
- Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements – FAO. *Irrigation and drainage*, paper 56. Rome, Italy, 318p, 1998.
- Allen, R. G.; Hartogensis, O.; de Bruin, H. Long-wave radiation over alfalfa during the RAPID field campaign in southern Idaho. *Research Report*, Kimberly, Univ. of Idaho, Id. 2000.
- Allen, R. G.; Tasumi, M.; Trezza, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, n.4, p.380-394, 2007a.
- Allen, R. G., Tasumi, M., Trezza, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, n.4, p.395-406, 2007b.
- Allen, R. G.; Trezza, R.; Tasumi M. Surface energy balance algorithms for land. *Advance training and user's manual*, version 1.0, p.98, 2002.
- Allen, R. G.; Trezza, R.; Tasumi, M. Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.139, n.1, p.55-73, 2006.
- Al-Riahi; M. Al-Jumaily; K. Kamies, I. Measurements of net radiation and its components in semi-arid climate of Baghdad. *Energy Conversion and Management*, v.44, p.509-525, 2003.
- Anderson, L. O.; Latorre, M. L.; Shimabukuro, Y. E.; Arai, E; Júnior, O. A. de C. Sensor MODIS: uma abordagem geral. INPE-10131-RPQ/752, São José dos Campos, SP. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 58p, 2003.
- Andrade, R. G. Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana-de-açúcar,164p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola). Universidade Federal de Viçosa – MG, 164p, 2008.

- Araújo, A. L. Calibração do balanço de radiação diário através de dados de superfície e de sensores orbitais, 115p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB, 115p, 2010.
- ASCE-EWRI. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE, 2005.
- Ataíde, K. R. P. Determinação do saldo de radiação e radiação solar global com produtos do sensor MODIS Terra e Aqua, 88p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB, 97p, 2006.
- Badeck, F. W.; Bondeau, A.; Bottcher, K.; Doktor, D.; Lucht, W.; Schaber, J.; et al. Responses of spring phenology to climate change. *New Phytologist*, v.162, n.2, p.295-309, 2004.
- Bastiaanssen, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, v.229, n.1, p.87–100, 2000.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Menenti, M.; Feddes, R. A.; Holtslag, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1: Formulation. *Journal of Hydrology*, v.212–213, p.198–212, 1998.
- Bastiaanssen, W. G. M; Noordman, E. J. M; Pelgrum, H.; Davids, G; Thoreson, B. P.; Allen, R. G. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, p.85-95, 2005.
- Bisht, G.; Venturini, V.; Islam, S.; Jiang, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. *Remote Sensing of Environment*, v.97, n.1, p.52–67, 2005.
- Bisht, G.; Bras, R. L. Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. *Remote Sensing of Environment*, v.114, n.7, p.1522-1534, 2010.
- Blonquist Jr, J. M.; Tanner, B. D.; Bugbee, B. Evaluation of measurement accuracy and comparison of two new and three traditional net radiometers. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.149, p.1709-1721, 2009.
- BRASIL. Ministério de Mina e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia. Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de São Paulo. Atlas Ambiental das Bacias dos Rios Mogi-Guaçu e Pardo, SP: subsídios para o planejamento territorial e gestão ambiental. Coordenadoria de Planejamento Ambiental, 77p, 2000.
- Bruin de, H. A. R. From Penman to Makkink. In: Hooghart, J. C. (Ed.), Proceedings and information: TNO Committee on Hydrological. Gravenhage, The Netherlands, v.39, p.5-31, 1987.

- 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, p.89-97, 1997.
- Compaoré, H.; Hendrickx, J. M.; Hong, S.; Friesen, J.; van de Giesen, N. C.; Rodgers, C.; Szarzyński, J.; Vlek, P. L. G. Evaporation Mapping at two scales using optical imagery in the White Volta Basin, Upper East Ghana. *Physics and Chemistry of the Earth*, v.33, p.127-140, 2008.
- Chander, G.; Markham, B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, v.41, n.11, p.2674-2677, 2003.
- Di Pace, F. T.; Silva, B. B.; Silva, V. P. R.; Silva, S. T. A. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.12, p.385-392, 2008.
- Duffie, J. A.; Beckman, W. A. *Solar engineering of thermal process*, 2nd Ed., Wiley, N. Y. 1991.
- Garrison, J. D.; Adler, G. P. Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. *Solar Energy*, v.44, 225–241, p.1990.
- Giongo, P. R. Estimativa do balanço de radiação com técnicas de Sensoriamento remoto e dados de superfície, 94p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife-PE, 2008.
- Gomes, H. F. Balanços de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no estado de São Paulo mediante imagens orbitais, 119p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB, 2009.
- Jacobs, J. M.; Myers, D. A.; Anderson, M. C.; Diak, G. R. GOES surface insolation to estimate wetlands evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, v.266, p.53-65, 2000.
- Justice, C. O.; Townshend, J.R.G.; Vermote, E.F.; Masuoka, E.; Wolfe, R. E.; Saleous, N.; Roy, D.P.; Morisette, J.T. An overview of MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*, v.83, n.1-2, p.3–15, 2002.
- Hong, S.-h.; Hendrickx, J. M. H.; Borchers, B. Effect of scaling transfer between evapotranspiration maps derived from LandSat 7 and MODIS images. *Proc. Int. Soc. Opt. Eng.*, SPIE 5811, p.147–158, 2005.
- Huete, A. R. A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, v.25, n.3, p.295-309, 1988.
- Iqbal, M. *An introduction to solar radiation*. Library of Congress Cataloging in Publication Data: Academic Press Canada, 408p, 1983.

- Lagouarde, J. P. e Brunet, Y. A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA–AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, v.14, n.5, p.907-925, 1983.
- Latorre, M. L.; Anderson, L. O.; Shimabucuro, Y. E.; Carvalho, O. A. Sensor MODIS: Características Gerais e Aplicações. *Revista Espaço & Geografia*, vol.6, n.1, p.97-126, 2003.
- Leivas, J.; Gusso A.; Fontana, D. C.; Berlato, M. Estimativa do balanço de radiação na superfície a partir de imagens do satélite ASTER. *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto XIII*. Florianópolis. Anais, p.255-262, 2007.
- Liang, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, v.76, p. 213- 238, 2000.
- Liang, S.; Shuey, C. J.; Russ, A. L.; Fang, H.; Chen, M.; Walthall, C. L.; Daughtry, C. S. T.; Hunt Jr., R. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. *Remote Sensing of Environment*, v.84, p. 25–4, 2002.
- LIST, R. J. *Smithsonian Meteorological Tables*. Smithsonian Institution, Washington, 1971.
- Long, D.; Gao, Y.; Singh, Singh, V. P. Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days. *Journal of Hydrology*, v.388, p. 217–233, 2010.
- Machado, R. B.; Ramos Neto, M. B.; Pereira, P. G. P.; Caldas, E. F.; Gonçalves, D. A.; Santos, N. S.; Tabor, K.; Steininger, M. 2004. Estimativas de perda da área do Cerrado brasileiro. Relatório técnico, Conservação Internacional, Brasília, DF.
- Markham, B. L.; Barker, J. L. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at satellite temperatures. *EOSAT Landsat Technical Notes 1:3-8*, Earth Observation Satellite Company, Lanham, Md, 1986.
- MENDONÇA, J. C. Estimativa da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense. Tese (Doutorado em Produção Vegetal), Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Rio de Janeiro, 145p, 2007.
- Moreira, M. A. *Fundamento do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação*, 2ª edição (Revista e Ampliada), Editora UFV, Viçosa-MG, 307p, 2003.
- Morse, A., Allen, R. G., Tasumi, M., Kramber, W. J., Trezza, R. & Wright, J. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Evapotranspiration and Consumptive Use of Water Through Remote Sensing. Final Report, 220 p, 2001.
- NASA - MODIS Atmosphere, disponível em <http://www.modis.gsfc.nasa.gov>, acessado em julho de 2010.

- Negrón-Juarez, R. I. Variabilidade Climática Regional e Controle da Vegetação no Sudeste: Um estudo de Observações sobre cerrado e Cana-de-açúcar e Modelagem Numérica da Atmosfera. 2004. 159 p. Tese (Doutoramento em Ciências Atmosféricas) Instituto de Astronomia e Geofísica. Universidade de São Paulo.
- Niemelä, S.; Räisänen, P.; Savijärvi, H. Comprison of surface radiative flux parametrizations: Part I. Longwave radiation. *Atmospheric Research*, v.58, p.1-18, 2001a.
- Niemelä, S.; Räisänen, P.; Savijärvi, H. Comprison of surface radiative flux parameterizations: Part II. Shortwave radiation. *Atmospheric Research*, v.58, p.141-154, 2001b.
- Nobre, C.A.; Sellers, P.J.; Shukla, J. Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate*, v.4, p.957-987, 1991.
- Nobre, C.A.; Fisch, G.; Nobre, A. D. Balanço de energia, vapor d'água e CO₂ em áreas de floresta tropical na Amazônia Central. Relatório do projeto (0966/95) realizado pelo INPE e INPA, p.373-385, 1999.
- Pinker, R. T.; Edwing, J. A.; Tarpley, J. D. The relationship between the planetary and surface net radiation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v.24, p.1262-1268, 1985.
- Pivello, V.R.; Bitencourt, M.D.; Mantovani, W.; Mesquita Jr. H.N.; Batalha, M.A.; Shida, C. Proposta de zoneamento ecológico para a reserva de cerrado Pé-de-Gigante (Santa Rita do Passa Quatro, SP). *Revista Brasileira de Ecologia*, v.2, p.108-118, 1998.
- PRATA, A. J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.122, 1127-1151, 1996.
- Randow, C. V.; Manzi, A. O.; Kruijt, B.; Oliveira, P. J. de; Zanchi, F. B.; Silva, R. L.; Hodnett, M. G.; Gash, J. H. C.; Elbers, J. A.; Waterloo, M. J.; Cardoso, F. L.; Kabat, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, Wageningen, v.78, p.5-26, 2004.
- Rimóczi – Paál, A. Mapping of radiation balance components for region of Hungary using satellite information. *Physics and Chemistry of the Earth*, v.30, p.151-158, 2005.
- Rocha, H. R.; Freitas, H. C.; Rosolem, R.; Negrón-Juárez, R. I.; Tannus, R.; Ligoma, Cabral O. M.; Dias, M. A. F. Measurements of CO₂ exchange over a woodland savanna (Cerrado sensu stricto) in southeast Brazil. *Biota Neotropica*, v.2, n.1, p.1-11, 2002.
- Ruggiero, P. G. C.; Pivello, V. R.; Sparovek, G.; Teramoto, E.; Pires Neto, A. G. Relação entre solo, vegetação e topografia em área de cerrado (Parque Estadual de Vassununga, SP): como se expressa em mapeamentos? *Acta Botânica Brasilica*, v.20, n.2, p.383-394, 2006.
- Running, S. W.; Loveland, T. R.; Pierce, L. L.; Nemani, R. R.; Hunt, E. R. A remote sensing based vegetation classification logic for global land cover analysis. *Remote Sensing of Environment*, v.51, n.1, p.39-48, 1995.

- Salomonson, V.V.; Toll, D.L. Execution phase (C/D) spectral band characteristics of the EOS Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS-N) facility instrument. *Advances in Space Research*, v.2, n.3, p.231-236, 1990.
- Sampaio, G.; Nobre, C.; Costa, M. H.; Satyamurty, P.; Soares-Filho, B. S.; Cardoso, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophysical Research Letters*, v.34, p.1-7, 2007.
- SECRETARIA DE ESTADO MEIO AMBIENTE DO ESTADO DE SÃO PAULO – SMA, 2010: Relatório de Qualidade Ambiental do Estado de São Paulo. Disponível em <http://www.ambiente.sp.gov.br>.
- Seemann, S. W.; Borbas, E. E.; Li, J.; Menzel, W. P.; Gumley, L. E. MODIS Atmospheric Profile Retrieval Algorithm Theoretical Basis Document. Version 6, October 25, 2006. Disponível em http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd_mod07.pdf. Acessado em 22 de setembro de 2010.
- Silva, B. B. da; Lopes, G. M.; Azevedo, P. V. Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5–TM. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.20, n.2, p.243-252, 2005.
- Silva, B. B. da; Bezerra, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM – Landsat 5. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.14, p.174-186, 2006.
- Silva, B. B. da; Silva, S. T. A. da; Gomes, H. B. Alterações climáticas decorrentes de mudanças no uso da terra mediante sensoriamento remoto. *Mercator*, v. 9, n. especial (1), p. 91 a 106, 2010.
- Souza, P. J. O. P.; Rocha, E. J. P.; Ribeiro, A.; Loureiro, R. S.; Bispo, C. J. P. Impactos no albedo em consequência do avanço da fronteira agrícola, na Amazônia. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.16, n.1, p.87-95, 2008.
- Tang, B.; Li, Z. -L.; Zhang, R. A direct method for estimating net surface shortwave radiation from MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, v.103, p.115–126, 2006.
- Tang, B.; Li, Z. -L. Estimation of instantaneous net surface longwave radiation from MODIS cloud-free data. *Remote Sensing of Environment*, v.112, p.3482–3492, 2008.
- Tasumi, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Ph.D. dissertation, University of Idaho, Moscow, Id. 2003.
- Tasumi, M.; Allen, R. G.; Trezza, R.; Wright, J. L. Satellite-Based Energy Balance to Assess Within-Population Variance of Crop Coefficient Curves. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, p.94-108, 2005.
- Tasumi, M.; Allen, R. G.; Trezza, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. *Journal of Hydrologic Engineering*, v.13, p.51-63, 2008.

- Tatsch J. D. Uma análise dos fluxos de superfície e do microclima sobre cerrado, cana-de-açúcar e eucalipto, com implicações para mudanças climáticas regionais. Dissertação (Mestrado em Ciências). Universidade de São Paulo, São Paulo - SP, 132p, 2006.
- Trezza, R. Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control. 247 f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering - Ph.D.). Utah State University, Logan, Utah, 2002.
- Tucker, C. J.; Slayback, D. A.; Pinzon, J. E.; Los, S. O.; Myeni, R. B.; Taylor, M. G. Higher northern latitude normalized difference vegetation index and growing season trends from 1982 to 1999. *International Journal of Biometeorology*, v.45, n.4, p.184-190, 2001.
- Varejão-Silva, M. A.; *Meteorologia e climatologia*. Ministério da Agricultura e Abastecimento, Instituto Nacional de Meteorologia, 2ª Ed. (versão digital), 463p., 2006.
- Vianello, R. L.; ALVES, A. R. *Meteorologia básica e aplicação*. Universidade Federal de Viçosa, p.449, 1987.
- Zillman, J. W. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans, *Meteorology Study 26*, Bur. Ff Meteorology Canberra, Australia Dept. of the Inter, 1972.
- Wan, Z.; Zhang, Y.; Zhang, Q.; Li, Z. Validation of the land surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, v.83, p.163-180, 2002.
- Wang, W.; Liang, S. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, v.113, p.745–754, 2009.
- Willmott, C.J. On the validation of models. *Physical Geography*, v.2, p.184-194, 1981.
- WON, T. K. *The Simulation of Hourly Global Radiation from Hourly Reported Meteorological Parameters – Canadian Prairie Area*. University of Alberta, Edmonton, 1977.