



**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**

**OBTENÇÃO DO SALDO DE RADIAÇÃO ATRAVÉS DE IMAGENS DE  
SATÉLITE PARA A ILHA DO BANANAL - TO**

**ANA CLAUDIA VILLAR E LUNA GUSMÃO**

**Orientador: Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA**

Campina Grande – PB

Agosto – 2011

**ANA CLAUDIA VILLAR E LUNA GUSMÃO**

**OBTENÇÃO DO SALDO DE RADIAÇÃO ATRAVÉS DE IMAGENS DE  
SATÉLITE PARA A ILHA DO BANANAL - TO**

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

Agosto – 2011

FICHA CATALOGRAFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

G982o Gusmão, Ana Cláudia Villar e Luna.  
Obtenção do saldo de radiação através de imagens de satélite para a ilha do Bananal - TO / Ana Cláudia Villar e Luna Gusmão. - Campina Grande, 2011.  
63 f.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2011.

"Orientação : Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva",  
Referências.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Saldo de Radiação. 3. Imagens de Satélite. 4. Dissertação - Meteorologia. I. Silva, Bernardo Barbosa da, II. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB). III. Título

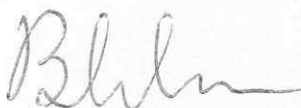
CDU 528.8.04(811.7)(043)

ANA CLAUDIA VILLAR E LUNA GUSMÃO

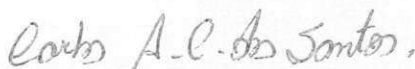
OBTENÇÃO DO SALDO DE RADIAÇÃO POR MEIO DE IMAGENS DE  
SATÉLITE PARA A ILHA DOBANANAL - TO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 08/08/2011

BANCA EXAMINADORA



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



Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. FRÉDERICO TEJO DI PACE  
Instituto de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Alagoas

*A Deus;*  
*Aos meus pais, Oliveira e Laura;*  
*Ao meu marido David e ao nosso filho Lucas.*

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por suas bênçãos derramadas em minha vida. Para Ele toda honra e toda glória.

Aos meus pais Oliveira e Laura, pelos ensinamentos, educação, amor, carinho, apoio, incentivo, por sempre estarem por perto quando eu preciso e por ser os melhores pais do mundo. Amo vocês!

Ao meu marido, companheiro, amigo e amor, David. Pelo amor, apoio e compreensão em todos estes anos, principalmente no período em que eu estava longe, mas mesmo assim se fez muito presente ao meu lado. Te amo!

Ao meu filho, meu anjinho, meu xodó, Lucas. Por me ensinar o amor que eu nunca imaginei sentir, a ver o mundo com outros olhos, a ter paciência, a persistir, em fim por simplesmente existir em minha vida. Meu filho, amo muito você!

Aos meus irmãos Mônica e Tiago, pelo amor, carinho, apoio e descontração nos momentos de encontros em família.

Aos meus sogros Dete e Gusmão por todo o apoio, acolhida e incentivo.

Aos meus sobrinhos Daniel e Analice e aos sobrinhos que Deus me deu de presente, Thamires, Carlos, Carol, Felipe, Nara e Clara. Por todos os momentos de alegrias e brincadeiras.

Aos meus cunhados Fernanda, Gustavo, Alexandre, Michele e Dayse. Pela convivência e apoio.

Ao meu orientador, prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, pelos ensinamentos, compreensão, paciência, disponibilidade e amizade.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG e a todos os professores, pelos ensinamentos prestados.

Aos funcionários do curso, em especial à Divanete, sempre disposta a ajudar.

Ao CNPq, pela bolsa de Mestrado concedida.

Aos colegas e amigos do Programa de Pós-Graduação pela convivência, em especial a turma do nivelamento, pelo compartilhamento de angústias, saudades, grupos de estudo e descontração.

Aos meus amigos Edicarlos, Sonaly, Francineide, Ana Nery e Ana Paula por horas de estudos, amizades, brincadeiras, almoços, choros...

À Francineide, pela ajuda nos programas utilizados e dicas nesta pesquisa, pelo apoio, amizade, ajuda etc. E, também, a sua família que sempre me acolheu.

A Arthur que muito ajudou nos programas e pela amizade.

Aos recém-colegas da UFPE, em especial a Leidjane, Taciana, Célia e Janaína pela ajuda e apoio neste tão pouco tempo de convivência.

Aos meus amigos antigos, novos, ausentes e presentes. Por tudo de bom compartilhado ao longo de minha vida.

E a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a conclusão do presente trabalho, o meu eterno OBRIGADO!

*“A família é a base da sociedade  
e o lugar onde as pessoas aprendem pela  
primeira vez os valores que lhes  
guiam durante toda sua vida.”  
(Papa João Paulo II)*

*“Comece fazendo o que é necessário,  
depois o que é possível,  
e de repente você estará fazendo  
o impossível.”  
(São Francisco de Assis)*



## Sumário

LISTA DE FIGURAS .....	ix
LISTA DE TABELAS .....	x
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS .....	xi
LISTA DE SÍMBOLOS .....	xii
RESUMO .....	xiv
ABSTRACT .....	xv
1 - INTRODUÇÃO .....	16
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	19
2.1 - Aplicabilidade do satélite Landsat 5 .....	19
2.2 - Saldo de radiação .....	21
2.3 - Componentes do saldo de radiação .....	22
2.3.1 - Balanço de Onda Curta .....	22
2.3.2 - Balanço de Onda Longa .....	23
2.3.3 - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada .....	24
2.3.4 - Albedo da superfície .....	25
2.3.5 - Temperatura da Superfície .....	25
3 - MATERIAL E MÉTODOS .....	27
3.1 - Área de estudo .....	27
3.2 - Dados utilizados .....	28
3.2.1 - Calibração radiométrica .....	30
3.2.2 - Reflectância Monocromática .....	31
3.2.3 - Albedo Planetário .....	31
3.2.4 - Albedo da superfície .....	32
3.2.5 - Índices de vegetação .....	32
3.2.6 - Emissividades .....	33
3.2.7 - Temperatura da superfície .....	33
3.2.8 - Radiação de onda longa emitida .....	34
3.2.9 - Radiação de onda longa incidente .....	34
3.2.10 - Radiação de onda curta incidente .....	34
3.2.11 - Saldo de Radiação Instantâneo .....	34
3.2.12 - Saldo de Radiação Diário .....	35
3.3 - Parâmetros estatísticos utilizados .....	35

3.4 - Álgebra das imagens .....	36
4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	37
4.1 - Componentes do saldo de radiação .....	37
4.1.1 - Albedo da superfície .....	37
4.1.2 - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) .....	41
4.1.3 - Temperatura da superfície .....	44
4.2 - Saldo de radiação .....	46
4.2.1 - Saldo de radiação instantâneo .....	46
4.2.2 - Saldo de radiação diário .....	49
4.3 - Análises das duas áreas selecionadas .....	51
4.4 - Análise dos resultados do método álgebra das imagens .....	54
5 - CONCLUSÕES .....	55
6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	56

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da Ilha do Bananal no Estado do Tocantins .....	28
Figura 2 - Imagem do dia 03/06/2005 em composição RGB123 do TM - Landsat 5, com destaque para a localização da torre meteorológica na Ilha do Bananal e com os respectivos recortes para as áreas A1 e A2 .....	30
Figura 3 - Albedo da superfície obtido através de imagens do sensor TM para os seguintes dias de estudo: 03/06/2005 (A), 21/07/2005 (B), 06/08/2005 (C) e 22/08/2005 (D).....	40
Figura 4 - IVDN obtido através de imagens do sensor TM para os seguintes dias de estudo: 03/06/2005 (A), 21/07/2005 (B), 06/08/2005 (C) e 22/08/2005 (D).....	43
Figura 5 - Temperatura da superfície obtida através do sensor TM para os seguintes dias de estudo: 03/06/2005 (A), 21/07/2005 (B), 06/08/2005 (C) e 22/08/2005 (D).....	45
Figura 6 - Saldo de radiação instantâneo obtido através do sensor TM para os seguintes dias de estudo: 03/06/2005 (A), 21/07/2005 (B), 06/08/2005 (C) e 22/08/2005 (D).....	48
Figura 7 - Representação do saldo de radiação diário obtido através de imagens do sensor TM para os seguintes dias de estudo: 03/06/2005 (A), 21/07/2005 (B), 06/08/2005 (C) e 22/08/2005 (D). .....	50
Figura 8 - Imagens de alta resolução para as áreas analisadas. A área 1 (A) e a área 2 (B). .....	51
Figura 9 - Resultados das componentes e do saldo de radiação através do método de álgebra das imagens. Albedo (A); IVDN (B); Temperatura da superfície (C); Saldo de radiação instantâneo (D); Saldo de radiação diário (E).....	54

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Esquema de recapitulação da série Landsat .....	20
Tabela 2 - Características espectrais e espaciais do sensor TM .....	20
Tabela 3 - Variáveis utilizadas no cômputo do saldo de radiação e suas componentes: hora (tempo central GMT), ângulo de elevação do sol (E), o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (dr), cosseno do ângulo zenital solar (Z), radiação solar global diária (Rs,24h), temperatura do ar (Ta), radiação solar global instantânea (Rs).....	29
Tabela 4 - Constantes de calibração e Irradiância solar espectral no topo da atmosfera para o TM – Landsat 5 (Chander e Markham, 2003).....	31
Tabela 5 - Características do albedo (%) para diferentes tipos de superfície.....	40
Tabela 6 - Valores medidos e estimados do albedo ( $\alpha$ ) para os dias de estudo e seus respectivos erros relativo (ER) e absoluto (EA).....	41
Tabela 7 - Valores medidos e estimados do Saldo de Radiação Instantâneo - $R_{n,ins}$ ( $W\ m^{-2}$ ) para os dias de estudo e seus respectivos erros relativo (ER) e absoluto (EA). .....	49
Tabela 8 - Valores medidos e estimados do saldo para os dias de estudo e seus respectivos erros relativo (ER) e absoluto (EA).....	51
Tabela 9 - Valores médios obtidos para as diferentes áreas de estudo, do albedo da superfície, IVDN, Temperatura da superfície, Saldo de radiação instantâneo e diário, e o valor do t calculado. ....	53

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

DOA - Dia de Ordem do Ano

EMA - Erro médio absoluto

EMP - Erro médio percentual

GMT - Greenwich Mean Time

IAF - Índice de Área Foliar

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IVDN - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada

MODIS - Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

NASA - National Aeronautics and Space Administration

ND - Número Digital

P - Pressão atmosférica

REM - Radiação Eletromagnética

REQM - Raiz do Erro Quadrático Médio

RGB - Red; Green; Blue

R<sub>n</sub> - Saldo de Radiação

S - Sul

SAVI - Índice de Vegetação Ajustado aos Efeitos do Solo

SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land

T<sub>a</sub> - Temperatura do Ar

TM - Thematic Mapper

UR - Umidade Relativa

W - Oeste

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\alpha$  - Albedo da superfície

$Rn$  - Saldo de radiação instantâneo

$Boc$  - Balanço de onda curta

$Bol$  - Balanço de onda longa

$R_{L\downarrow}$  - Radiação de onda longa incidente

$R_{L\uparrow}$  - Radiação de onda longa emitida

$R_{S\downarrow}$  - Radiação solar incidente

$R_{S\uparrow}$  - Radiação solar refletida

$\varepsilon$  - emissividade do corpo

$Z$  - Ângulo zenital solar

$L_{\lambda i}$  - Radiância espectral de cada banda

$\rho_{\lambda i}$  - Refletância monocromática

$dr$  - Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol

$K_{\lambda i}$  - Irradiância solar media de cada banda

$\alpha_{\text{plan}}$  - Albedo planetário

$z$  - Elevação do pixel

$\phi$  - ângulo de elevação do Sol

$\rho_3$  - Refletividade do vermelho

$\rho_4$  - Refletividade do infravermelho próximo

$L$  - Constante do ajuste do solo

$\varepsilon_{NB}$  - Emissividade de cada pixel

$T_s$  - Temperatura da superfície

$\varepsilon_a$  - Emissividade da atmosfera

$\varepsilon_0$  - Emissividade da superfície

$T_a$  - Temperatura do ar

$S_0$  - Constante solar

$Rn_{24h}$  - Saldo de radiação diário

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

$\tau_{sw24h}$  - Transmissividade média diária da atmosfera

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

H - Hora

hPa - Hectopascal

K - Kelvin

$\tau_{sw}$  - Transmissividade atmosférica

P - Pressão atmosférica

$K_t$  - Coeficiente de turbidez

$\sigma$  - Constante de Stefan-Boltzmann

X - Valor observado

X' - Valor estimado

## RESUMO

O sensoriamento remoto possibilita identificar em tempo real alterações que ocorrem no planeta Terra, resultantes de diversos fenômenos naturais, mas também decorrentes de vários processos antrópicos. Muitas dessas alterações podem ser diagnosticadas a partir da determinação e monitoramento das trocas radiativas que se processam à superfície. Neste sentido, o presente estudo tem por objetivo a determinação do saldo da radiação à superfície por meio de imagens geradas pelo sensor *Thematic Mapper* (TM) do satélite Landsat 5 na Ilha do Bananal – TO. Para o estudo foram utilizadas quatro imagens TM – Landsat 5 nas seguintes datas: 03 de junho, 21 de julho, 06 de agosto e 22 de agosto de 2005. Foram geradas cartas do albedo, índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN), temperatura da superfície –  $T_s$  (K), saldo de radiação instantâneo –  $R_{n,inst}$  ( $W\ m^{-2}$ ) e saldo de radiação diário –  $R_{s,24h}$  ( $W\ m^{-2}$ ), utilizando o algoritmo SEBAL. Os dados obtidos foram validados com medições realizadas na torre micrometeorológica instalada no interior da Ilha do Bananal. Para duas imagens (03 de julho e 22 de agosto de 2005) foram selecionadas duas diferentes áreas (antropizadas e com vegetação natural) para melhor avaliar os impactos resultantes da ocupação humana de áreas daquele ambiente. Pode-se perceber grandes alterações nos locais desmatados em relação a locais com vegetações nativas: em áreas de ocupação humana o albedo se mostrou maior, o IVDN menor, a temperatura da superfície maior e os saldos de radiação (instantâneo e diário) se mostraram menores. Constata-se, assim, a influência e importância da vegetação nativa no clima local. Para o saldo de radiação diário à superfície, com relação aos dados medidos, foram obtidos os seguintes erros: EMR, EMA e REQM valores de 1,95%, 2,78  $W\ m^{-2}$  e 3,36  $W\ m^{-2}$ , respectivamente. De acordo com os resultados obtidos neste trabalho pode-se afirmar que a metodologia aqui proposta para estimativa do  $R_n$  alcançou boa acurácia.

**Palavras chave:** albedo, índice de vegetação, temperatura da superfície, imagens TM



## ABSTRACT

Remote sensing enables real time to identify changes that occur on Earth, resulting from various natural phenomena, but also due to anthropic processes. Many of these changes can be diagnosed from the determination and monitoring of radiative exchanges that take place at the surface. In this sense, this study aims to determine the net radiation at surface only by means of images generated by the Thematic Mapper (TM) of Landsat 5, at Ilha do Bananal – Tocantins State. Four TM - Landsat 5 images obtained on: June 03, July 21, August 06 and August 22, 2005 were used in the study. Thematic maps of albedo, Normalized Difference Vegetation Index - NDVI, land surface temperature -  $T_s$  (K), instantaneous net radiation -  $R_{n,inst}$  ( $Wm^{-2}$ ) and daily net radiation –  $R_{n24}$  ( $W m^{-2}$ ), were generated using the SEBAL algorithm. The  $R_n$  values were validated with measurements made in a micrometeorological tower installed inside the Ilha do Bananal. For two images (July 3 and August 22, 2005) two different areas (disturbed and natural vegetation) were selected to better assess the environmental impacts resulting from human occupation of that area. It can be seen large changes in deforested sites compared to sites with native vegetation: in deforested areas the albedo and land surface temperature increased and the same time NDVI and  $R_n$  (instantaneous and daily) were smaller than those observed in the native areas. The results show the influence and importance of native vegetation for the local climate. According with validation of the results the daily net radiation at surface presented EMR, EMA and REQM errors respectively equals to 1.95%, 2.78  $W m^{-2}$  and 3.36  $W m^{-2}$ . According to the results obtained in this work we conclude that the methodology used for  $R_n$  determination presented good accuracy.

**Key words:** albedo, vegetation indexes, surface temperature, TM images

## 1 - INTRODUÇÃO

No Brasil existe uma grande diversidade de biomas, sendo o Cerrado o segundo maior em relação a sua extensão territorial (perdendo apenas para a Floresta Tropical). Este bioma possui diferentes fisionomias, desde a formação campestre (campo limpo, campo cerrado) até florestas com dossel fechado em composição com sub-bosques (cerrado *sensu stricto*, Cerradão).

A Ilha do Bananal, local de estudo da pesquisa, é constituída por uma extensa área ecotonal (apresentando características do Cerrado, Floresta Amazônica e áreas alagáveis semelhantes ao Pantanal). Apesar de estar localizada num bioma de grande importância devido aos diferentes fisiomas e espécies, este local está sob o arco do desmatamento que cresce de forma desordenada e acelerada. Machado et al. (2004) estimam que o Cerrado deverá ser totalmente destruído até o ano de 2030, caso as tendências de ocupação continuem causando uma perda anual de 2,2 milhões de hectares de áreas nativas.

O que chama a atenção é o que o desmatamento traz consigo, além dos impactos já esperados relacionados com a perda da fauna e da flora, esta ação causa alterações climáticas significativas. Nobre et al. (1999) afirmam que o efeito do desmatamento em grande escala pode provocar alterações no clima, na hidrologia e nos ciclos biogeoquímicos em escalas regional e global.

O elemento mais importante a influenciar processos atmosféricos e as condições do tempo e clima no planeta Terra é a energia proveniente do Sol. Qualquer fator que interfira a radiação solar incidente ou refletida, ou ainda, que interfira a redistribuição de energia dentro da atmosfera e entre a atmosfera e a superfície, pode afetar o clima. Esta energia que é responsável pelo aquecimento do ar e do solo, fotossíntese e evaporação da água, é vinda do resultado do saldo de trocas de ondas longas e de ondas curtas. As variações no saldo de radiação são fundamentais nos processos atmosféricos e terrestres alterando, por exemplo, a temperatura à superfície, o perfil da taxa vertical de aquecimento e a circulação atmosférica

(SOUZA et al., 2008). Nesse sentido, são de suma importância os estudos relacionados ao saldo de radiação ( $R_n$ ). Além do mais, ele é necessário no planejamento de atividades agrícolas irrigadas e na estimativa das perdas de água em superfícies vegetadas.

Para a determinação do  $R_n$  a superfície existem atualmente muitos instrumentos possuidores de boa precisão. No entanto, essas medições são representativas de áreas de pequena dimensão e boa homogeneidade, e ademais os custos de aquisição e manutenção são elevados, o que restringe sua ampla utilização. Portanto, a determinação do  $R_n$  em escala regional e áreas heterogêneas tem sido possível com o emprego de imagens de satélite. Visando suprir essa grande lacuna, têm sido formulados diferentes algoritmos destinados à obtenção do  $R_n$  e demais componentes do balanço de energia à superfície com imagens de satélites. Alguns desses algoritmos requerem um grande número de informações para que possa ser empregado adequadamente. Recentemente, foi formulado um que se fundamenta em imagens de satélite que possibilitem obter o albedo, índices de vegetação e a temperatura da superfície. Esse algoritmo possibilita, ainda, a determinação dos demais componentes do balanço de energia e foi denominado de Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) e para ser empregado em dada região deve ser alimentada ainda com alguns dados de superfície, basicamente, temperatura do ar e velocidade do vento.

Mais recentemente, foi proposto um modelo de balanço de radiação baseado em uso exclusivo de produtos extraídos de imagens do sensor MODIS, abordo dos satélites Terra e Aqua (Bisht et al., 2005). Uma limitação na aplicação desse algoritmo é que o mesmo se restringe apenas a dias sem a presença de nuvens em todo o período. Considerando-se que a estimativa do  $R_n$  diário com o referido modelo depende de um único valor instantâneo, a obtenção do saldo diário sem a utilização de qualquer elemento do tempo pode representar um erro considerável nos valores diários de  $R_n$ .

Nesse sentido, o presente trabalho tem como objetivo geral obter o saldo de radiação com base em imagens do sensor Thematic Mapper (TM) do satélite Landsat 5 e dados de radiação solar global medida na área de estudo, que é centralizada pela Ilha do Bananal, TO. Os objetivos específicos do presente trabalho são:

- Gerar cartas de albedo, de índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN) e temperatura da superfície ( $T_s$ ) para o referido local;
- Estimar o saldo de radiação instantâneo unicamente com imagens TM - Landsat 5;
- Estimar o saldo de radiação diário através de modelo clássico proposto por De Bruin (1987), a partir das imagens orbitais e radiação solar global diária;

- Validar os dados obtidos através das imagens com dados medidos em torre meteorológica situada na Ilha do Bananal;
- Analisar duas áreas seleccionadas, representando área antropizada e área de vegetação natural, avaliando e analisando os impactos causados pelo desmatamento na Ilha do Bananal.

## **2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **2.1 - Aplicabilidade do satélite Landsat 5**

O sensoriamento remoto é uma ferramenta utilizada em muitas áreas em todo globo terrestre possibilitando a realização de diagnósticos de alterações ambientais que venham a ocorrer em áreas de difícil acesso com base no monitoramento de diferentes parâmetros biofísicos. A utilização das imagens orbitais também é reconhecida pelo relativo baixo custo de seus produtos, quando comparado com tradicionais métodos fotogramétricos e topográficos. Este termo, segundo Mendonça (2007), é usado para definir a tecnologia que permite o estudo de algumas características de um objeto, sem que, necessariamente, se estabeleça contato com o mesmo. De acordo com Florenzano (2002), o sensoriamento remoto é a tecnologia que permite obter imagens e outros tipos de dados da superfície terrestre, através da captação e/ou do registro da energia refletida ou emitida pelos alvos.

Dados espectrais obtidos por sensores a bordo de satélites e armazenados em formato digital, das regiões do visível e do infravermelho (refletido e termal) do espectro eletromagnético, são utilizados para obtenção do saldo de radiação pixel a pixel (ALLEN et al., 2002). Para suprir deficiências de obtenção de dados de campo, o sensoriamento remoto tem permitido a obtenção e a estimativa, com elevado grau de precisão, do albedo da superfície, de índices de vegetação, da temperatura da superfície, da emissividade, dos balanços de radiação e de energia à superfície e da evapotranspiração. Segundo Silva et al. (2005b), o saldo de radiação é indispensável à utilização do sensoriamento remoto para obtenção destes parâmetros: fluxo de calor sensível e latente, fluxo de calor no solo e a evapotranspiração, pois é a principal fonte de energia a ser repartida no aquecimento do solo, do ar e no processo da evapotranspiração.

Esta ferramenta apresenta uma grande vantagem, tendo em vista a cobertura espacial e temporal que são proporcionadas pelas imagens de satélites. Segundo Bastiaanssen et al.

(1998), a estimativa da evapotranspiração geradas através destes dados oferece grande vantagem por se obter distribuída espacialmente, obtendo assim, resultados diferenciados de acordo com cada tipo de cobertura do solo.

Um dos satélites que mais imagens têm sido empregadas em todo o mundo é o Landsat. A série Landsat (Land Remote Sensing Satellite) foi iniciada em 1972 (conforme é mostrado na Tabela 1) com o lançamento do satélite ERTS-1. Ela teve sequência com os Landsat 2, 3, 4 e, sobretudo, com o Landsat 5 e 7. O principal objetivo do sistema Landsat foi o mapeamento multiespectral em alta resolução da superfície da Terra (Fonte: CDBrasil).

Atualmente, o único satélite em operação é o Landsat 5, que leva a bordo o sensor TM (Thematic Mapper) e contribui para o mapeamento temático da superfície terrestre.

Tabela 1 - Esquema de recapitulação da série Landsat.

Satélite	Data de Lançamento	Sensor a bordo	Término da Operação
Landsat1	23 de julho de 1972	MSS e RBV	Janeiro de 1978
Landsat2	22 de janeiro de 1975	MSS e RBV	Julho de 1983
Landsat3	05 de março de 1978	MSS e RBV	Setembro de 1983
Landsat4	16 de julho de 1982	TM e MSS	Setembro de 1984
Landsat5	01 de março de 1985	TM e MSS	Em atividade
Landsat6	05 de outubro de 1993	ETM	Fracassou
Landsat7	05 de abril de 1999	ETM <sup>+</sup>	Maior de 2003

Fonte: Nasa, 2002, citada por Feitosa (2005)

As imagens TM do satélite Landsat5 possuem 7 bandas espectrais e são amplamente utilizadas para fazer estudos sobre a cobertura vegetal, pois a vegetação possui características espectrais particulares nas faixas do vermelho e infravermelho próximo. Na faixa do vermelho, a clorofila absorve a energia solar ocasionando uma baixa reflectância, enquanto na faixa do infravermelho próximo, tanto a morfologia interna das folhas quanto a estrutura da vegetação ocasionam uma alta reflectância da energia solar incidente. Nesse sentido, quanto maior o contraste entre essas bandas, maior o vigor da vegetação na área imageada, e a combinação destas duas faixas espectrais realça as áreas de vegetação nas imagens.

As descrições das bandas com suas respectivas faixas espectrais e resoluções espaciais são mostradas na Tabela 2.

Tabela 2 - Características espectrais e espaciais do sensor TM.

Bandas	Faixa espectral ( $\mu\text{m}$ )	Resolução espacial (mxm)
1	0,45-0,52	30
2	0,52-0,60	30
3	0,63-0,69	30
4	0,76-0,90	30
5	1,55-1,75	30
6	10,4-12,5	120
7	2,08-2,35	30

Fonte: Engesat.

## 2.2 - Saldo de radiação

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

Na interação da radiação solar que incide sobre uma superfície vegetada, parte dela é refletida de volta para o espaço, outra é absorvida pelo dossel e, eventualmente, pelo solo, contribuindo para o seu aquecimento, e uma terceira parte é transportada para a atmosfera pelos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem o dossel e a atmosfera (MENDONÇA, 2007; GOMES, 2009).

O  $R_n$  é definido como a diferença entre os fluxos de radiação incidentes, refletidos e/ou emitidos, incluindo ambas as radiações de onda longa e de onda curta à superfície da Terra e representa a principal fonte de energia utilizada pelos processos físicos, químicos, biológicos e meteorológicos à superfície e às camadas inferiores da atmosfera (BEZERRA, 2006). O saldo é computado pela diferença entre os fluxos radiantes descendentes e os fluxos radiantes ascendentes, ou seja, saldo de radiação = ganhos – perdas radiativas.

Portanto, o  $R_n$  é dado através do somatório dos balanços de radiação de onda curta e onda longa, podendo ser simplesmente apresentado na seguinte expressão:

$$R_n = Boc + Bol \quad (1)$$

onde  $Boc$  é o balanço de onda curta e  $Bol$  é o balanço de onda longa.

O  $R_n$  varia temporal e espacialmente, dependendo das características óticas da superfície analisada, de acordo com seu coeficiente de reflexão (albedo), da irradiância solar global e das condições de temperatura e umidade da superfície e do ar (MENDONÇA, 2007).

Para a determinação do  $R_n$  à superfície se faz necessário a determinação dos seus componentes, pois segundo Silva et al. (2005b), para obter-se  $R_n$  é necessário a estimativa de dois parâmetros muito importantes: o albedo e a temperatura da superfície. Interações entre componentes do balanço de radiação condicionam as trocas de calor e massa entre superfície e atmosfera e possibilitam identificar alterações naturais ou antrópicas decorrentes de mudanças no uso do solo (SILVA et al., 2011).

Muitos trabalhos vêm sendo desenvolvidos para a estimativa do Rn instantâneo e diário através do sensoriamento remoto. Bisht et al. (2005), utilizando o sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) abordo do satélite Terra e Aqua, obtiveram o Rn instantâneo e diário sem a utilização de dados terrestres, propondo um modelo senoidal para a estimativa do saldo diário de radiação à superfície a partir de apenas um valor do Rn instantâneo. Um ponto negativo neste modelo consiste em considerar os valores noturnos do Rn iguais a zero, haja vista que valores noturnos são negativos e não nulos, pois Allen et al. (1998) afirmam que próximo a superfície o saldo possui valores positivos quando diurno e negativos quando noturno, contendo em seu cômputo do total diário sempre um valor positivo.

Wang e Liang (2009), Jin et al. (2011), Lu e Zhuang (2010), Long et al. (2010), Kim e Liang (2010), Bisht e Bras (2010), Ryu et al. (2008), Mendonça (2007), Santos (2011), Tang e Li (2008) e Tang et al. (2006) são exemplos de autores que avaliaram o Rn bem como suas componentes através do sensor MODIS. Batra et al. (2006) estimaram Rn para obter a evapotranspiração utilizando dois sensores: o MODIS e o AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Já Lagouarde et al. (1991) estimaram Rn através do sensor AVHRR, enquanto Gratton et al. (1993), Giongo (2008), Hong et al. (2009), Gomes (2009) e Araújo (2010) utilizaram image TM – Landsat 5 para estimativas do Rn à superfície.

## **2.3 - Componentes do saldo de radiação**

### **2.3.1 - Balanço de Onda Curta**

O balanço de onda curta é função direta da radiação solar global (radiação direta e radiação difusa) e do albedo (que é a refletividade da superfície no domínio 0,3 – 4,0  $\mu\text{m}$ ) da superfície. A radiação de onda curta tem seu comprimento de onda entre 0,15 a 4,0  $\mu\text{m}$ . De acordo com Silva et al. (2008), a refletividade da superfície, por sua vez, depende de características da atmosfera, da cobertura vegetal, do tipo de solo e, principalmente, do ângulo zenital.

A energia solar que atinge a superfície terrestre é resultante das interações existentes entre a radiação eletromagnética (REM) proveniente do Sol e o meio que esta atravessa. Parte da radiação incidente é refletida e essa quantidade depende do poder refletor da superfície, qual seja, do albedo (MENDONÇA, 2007; GIONGO, 2008).

O balanço de radiação de onda curta resulta (Boc) entre a diferença da radiação solar incidente e a refletida, dada na seguinte expressão:



$$Boc = R_{S\downarrow} - R_{S\uparrow} \quad (2)$$

onde  $R_{S\downarrow}$  e  $R_{S\uparrow}$  representam a radiação solar incidente e refletida, respectivamente.

O balanço de radiação solar depende da radiação solar incidente e do albedo, de tal forma que se o valor do albedo for elevado, o  $Boc$  será reduzido. Pode-se, portanto, apresentar a seguinte expressão:

$$Boc = R_{S\downarrow}(1 - \alpha) \quad (3)$$

onde  $\alpha$  é o albedo da superfície e  $R_{S\downarrow}$  a radiação solar incidente.

A partir disto, podemos observar que em uma determinada área em que a  $R_{S\downarrow}$  for constante o valor do  $Boc$  dependerá do albedo (isto é, do tipo de cobertura da região), ou seja, terão valores de  $Boc$  diferentes.

### 2.3.2 - Balanço de Onda Longa

O balanço de radiação de onda longa (Bol) é função das temperaturas do ar e da temperatura da superfície, e também das emissividades do ar e da superfície. O comprimento de onda da radiação emitida pela Terra e pela atmosfera compreende o intervalo de 4,0 a 100,0  $\mu\text{m}$ , por isso é denominada radiação de onda longa, sendo um dos componentes do saldo de radiação à superfície de grande importância e um dos mais difíceis de ser medido.

De acordo com Jimenez et al. (1987), o Bol para estudos meteorológicos é muito importante, pois auxilia na previsão de variações diurnas de temperatura, geadas, nevoeiros noturnos e resfriamento radiativo noturno.

O  $Bol$  resulta entre a diferença da radiação atmosférica incidente e a radiação emitida, como é mostrada na seguinte equação:

$$Bol = R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (4)$$

onde,  $R_{L\downarrow}$  é a radiação atmosférica incidente e  $R_{L\uparrow}$  é a radiação emitida.

Gomes (2009) afirma que a radiação atmosférica incidente é função da temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e da cobertura de nuvens; e a radiação emitida, depende da temperatura do solo e de sua emissividade.

Como a radiação de onda longa da atmosfera é a componente mais difícil de ser medida do saldo de radiação, faz-se necessário utilizar modelos mais simples que foram desenvolvidos baseados na lei de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon \sigma T^4 \quad (5)$$

onde  $\varepsilon$  é a emissividade do corpo (adimensional) e  $\sigma$  é constante de Stefan-Boltzmann:  $5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ .

O balanço de onda longa é geralmente obtido em função da lei de Stefan-Boltzmann aplicada à atmosfera e à superfície (BASTIAANSEN et al., 1998). A radiação de onda longa incidente na superfície, oriunda da emissão atmosférica, varia de acordo com o conteúdo de vapor de água na atmosfera (PAIVA, 2005).

### **2.3.3 - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada**

O avanço da fronteira agrícola e o conseqüente desmatamento das vegetações nativas e florestas despertaram a necessidade de avaliar e monitorar a evolução espacial e temporal da cobertura vegetal da superfície terrestre. Com o surgimento das técnicas do sensoriamento remoto tornou-se possível este monitoramento. O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) está sendo largamente utilizado para o monitoramento da variação da vegetação na superfície. Segundo Walthall et al. (2004) este índice é utilizado em praticamente todas as escalas, compreendendo desde investigações em pequena escala a investigação global, pois parte de sua popularidade advém do fato de que é necessário para o seu cômputo bandas espectrais que estão praticamente em todos os sistemas de sensoriamento remoto.

O IVDN é dado pela razão entre a diferença das refletividades das bandas do Infravermelho e a banda do Vermelho e a soma destas. O IVDN é um indicador do vigor e quantidade da vegetação verde e seus valores variam de  $-1$  a  $+1$ . O mesmo responde à densidade da vegetação, cor e diferentes estados de umidade do solo e práticas de cultivo, devido à intensa absorção na região visível do espectro eletromagnético, em  $0,475 \mu\text{m}$  e  $0,65 \mu\text{m}$ , por parte da clorofila. A reflectância espectral da superfície terrestre fornece informações a respeito da presença da clorofila e também das condições da vegetação (PAIVA, 2005).

O IVDN tornou-se um dos índices mais utilizados, sendo habitualmente derivado das imagens NOAA/AVHRR desde 1981 (Tucker, 1979, 1980; Cracknell, 2001). A utilização do IVDN foi muito além das aplicações previstas, pois não só estendeu o uso de composições temporais do IVDN como também estimulou o desenvolvimento de novos instrumentos de imagem. Como resultado, os dados IVDN é agora derivado de uma série de sensores de resolução moderada que têm melhorado as propriedades espaciais, espectrais e radiométricas do AVHRR (TARNAVSKY et al., 2008).

A cobertura vegetal de uma região é influenciada por um conjunto de fatores, entre eles estão: o clima, a topografia, solos e suas propriedades associadas. A variação anual do

IVDN indica estresse ambiental causado pelo impacto climático regional. Vários estudos têm sido realizados para estimar variáveis biofísicas através de imagens, como o índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN) (Allen et al., 1998; Walthall et al., 2004; Chen et al., 2004; Asis e Omasa, 2007; Meng et al., 2007; Yuan e Bauer, 2007; Tarnavsky et al., 2008; Luedeling e Buerkert, 2008; Busetto et al., 2008; Du et al., 2010; Bakr et al., 2010; Hwang et al., 2011; Julien et al., 2011).

#### **2.3.4 - Albedo da superfície**

O albedo da superfície, definido como sendo o coeficiente de reflexão da mesma, é obtido a partir da razão entre a radiação solar refletida e a radiação solar incidente, sendo, portanto, uma grandeza adimensional (SANTOS, 2011). O albedo varia de acordo com as características físico-químicas das superfícies e com o ângulo zenital solar. Por exemplo, cada tipo de cobertura na Terra tem uma resposta espectral diferente, sejam eles: rochas, solo, água, vegetação etc. Na vegetação, em particular, o albedo merece uma atenção especial haja vista que está diretamente relacionada com o  $R_n$  que segundo Pereira et al. (2002), quanto mais escura for a vegetação menor será a refletividade dos raios solares incidentes, resultando em maior absorção e conseqüente maior  $R_n$  a superfície.

Shuai et al. (2011) afirmam que mudanças no albedo da superfície fornecem meios quantitativos para investigar a transferência de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera e para melhor auxiliar na modelagem climática regional e global. Muitos estudos têm destaque com ligações entre a alteração da cobertura natural do solo, albedo da superfície e o clima. Para Dirmeyer e Shukla (1994) o desmatamento da África e América do Sul promoveu aumento do albedo, causando diminuição da energia radiativa absorvida na superfície, uma redução no processo de convecção e uma diminuição significativa na precipitação.

Estimativas do albedo da superfície através do sensoriamento remoto vêm sendo avaliadas por muitos autores, como por exemplo: Liang (2000), Greuell et al. (2002), Stroeve et al. (2005), Silva et al. (2005a), Lyapustin et al. (2007), Moody et al. (2007), Dozier et al. (2008), Painter et al. (2009), Román et al. (2009), Bsaibes et al. (2009), Román et al. (2010), Wang e Zender (2010), Shuai et al. (2011), Schaaf et al. (2011), dentre outros.

#### **2.3.5 - Temperatura da Superfície**

O avanço das ações antrópicas em áreas de vegetação nativa ocasiona modificação da superfície e conseqüente alteração em sua temperatura, que em geral se torna maior que as de

suas áreas vizinhas (que possuem vegetação natural). A temperatura da superfície da terra (Ts) é um elemento importante no cálculo do Rn à superfície da terra e, portanto tem papel de destaque nos estudos de mudanças climáticas de diferentes escalas e também nas mudanças ambientais.

A Ts é um parâmetro chave nos processos físicos da superfície terrestre em escalas regional e global, combinando os resultados de todas as interações superfície-atmosfera e fluxos de energia entre a atmosfera e o solo (WAN, 2008). Então, pesquisas recentes em sensoriamento remoto identificaram a Ts como um dos parâmetros fundamentais para o controle de processos físicos, químicos e biológicos na interface entre a terra e a atmosfera, afirmam Zhang et al. (2009). Pesquisas sobre a Ts mostram que esta partição de fluxos de calor e, assim, da resposta radioativa da superfície é uma função de variáveis de superfície, como o teor de água do solo e a cobertura vegetal (Owen et al., 1998).

Quando há uma grande quantidade de vegetação a Ts desta área irá se aproximar mais da temperatura das folhas, tendo uma grande relação com o dossel desta. Por isto, de acordo com Weng e Lu (2008), a relação entre a temperatura da superfície e a densidade de vegetação é um estudo crescente no sensoriamento remoto.

Muitos trabalhos vêm sendo feitos para estimar a Ts. Destaquem-se os resultados de Fu et al. (2011) e Vancutsen et al. (2010), que obtiveram a Ts para estimar a temperatura do ar através do sensor MODIS. Também com o sensor MODIS, Wan (2008), Wang e Liang (2009) e Tang et al. (2010) estimaram a temperatura da superfície. Por sua vez, Weng e Lu (2008), Amiri et al. (2009) e Zhang et al. (2009) obtiveram a Ts através do sensor TM, enquanto Pinheiro et al. (2006) e Katsiabani et al. (2009) utilizaram o AVHRR para a obtenção da temperatura da superfície.

### **3 - MATERIAL E MÉTODOS**

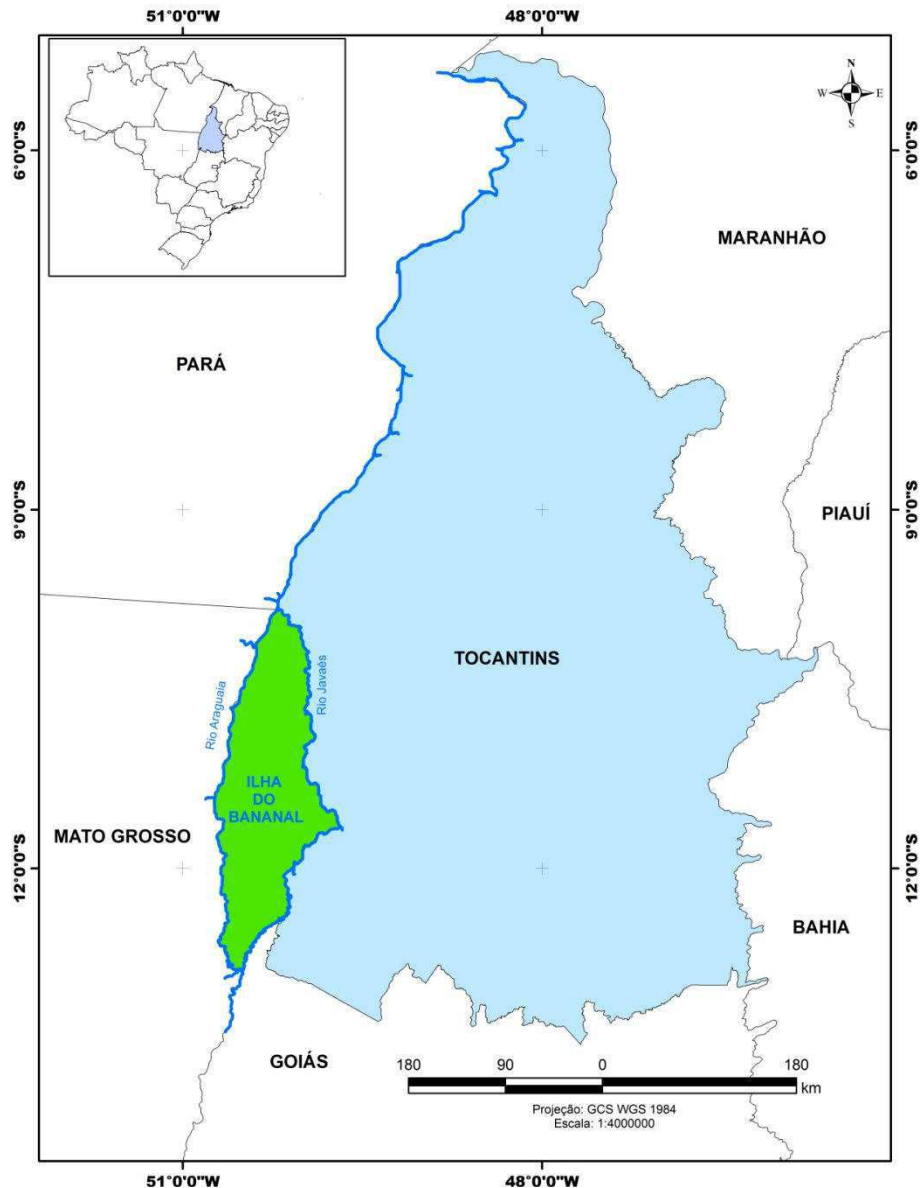
#### **3.1 - Área de estudo**

A Ilha do Bananal, que é o cenário do presente estudo, está localizada no Brasil Central no estado do Tocantins e faz fronteira com os estados de Goiás, Mato Grosso e Pará (Figura 1).

No extremo nordeste de Mato Grosso, o rio Araguaia divide-se em dois braços: à esquerda o rio Araguaia (braço maior) e à direita o rio Javaés (braço menor), formando a Ilha do Bananal, a maior ilha fluvial do mundo (com área aproximada de dois milhões de ha). Esta ilha é uma faixa de transição entre a Floresta Amazônica e o Cerrado (Rezende et al., 2001, 2003). É uma área de várzea (alagável sazonalmente), sendo classificada como ecótono: uma zona de tensão ecológica entre comunidades ou biomas adjacentes que sofrem mútua interferência, onde ocorre altíssima diversidade genética (Oliveira, 2006).

O clima predominante nesta ilha é tropical quente semiúmido, tendo temperaturas máximas de 38°C no período das secas, entre os meses de agosto a setembro, e temperaturas mínimas de 22°C no período das chuvas no mês de julho. O pico de seca ocorre no mês de setembro. Há apenas duas estações que são claramente perceptíveis, o verão que compreende os meses de novembro a abril (período das chuvas) e o inverno que compreende os meses de maio a outubro (período da seca). O período das cheias do Rio Araguaia inunda parte da Ilha do Bananal (cerca de um terço da área) e áreas adjacentes durante os meses de janeiro a maio.

A presente área é uma reserva ambiental sendo dividida em dois parques: Parque Nacional do Araguaia e Parque Indígena do Araguaia, mas mesmo assim está sob um grande arco de desmatamento. A Ilha do Bananal e entorno constituem uma área de várzea coberta por ecótono, com fisionomias de cerrado, cerradão, mata seca, mata inundável, campo inundável e mata ciliar inundável.



**Figura 1** - Localização da Ilha do Bananal no Estado do Tocantins

### 3.2 - Dados utilizados

As imagens TM – Landsat 5 selecionadas para a pesquisa foram obtidas através do site do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – [www.inpe.br](http://www.inpe.br)), sendo estas referentes à órbita 223 e ao ponto 67, dos seguintes dias: 03 de junho, 21 de julho, 06 de agosto e 22 de agosto de 2005.

Para o processamento das imagens foi utilizado o software ERDAS Imagine 9.0, que foi empregado nas tarefas de re-amostragem, empilhamento, recortes e no georreferenciamento das imagens e em operações matemáticas para obtenção do saldo de radiação. Na classificação das cartas do saldo, bem como de algumas das suas componentes,

foi utilizado o software ArcGis. O recorte da imagem resultou em um retângulo com as seguintes coordenadas: canto superior esquerdo de 9° 24' 26,53" S e 50° 02' 11,54" W; e canto inferior direito de 9° 59' 51" S e 49° 33' 54,96" W, que está ilustrado na Figura 2.

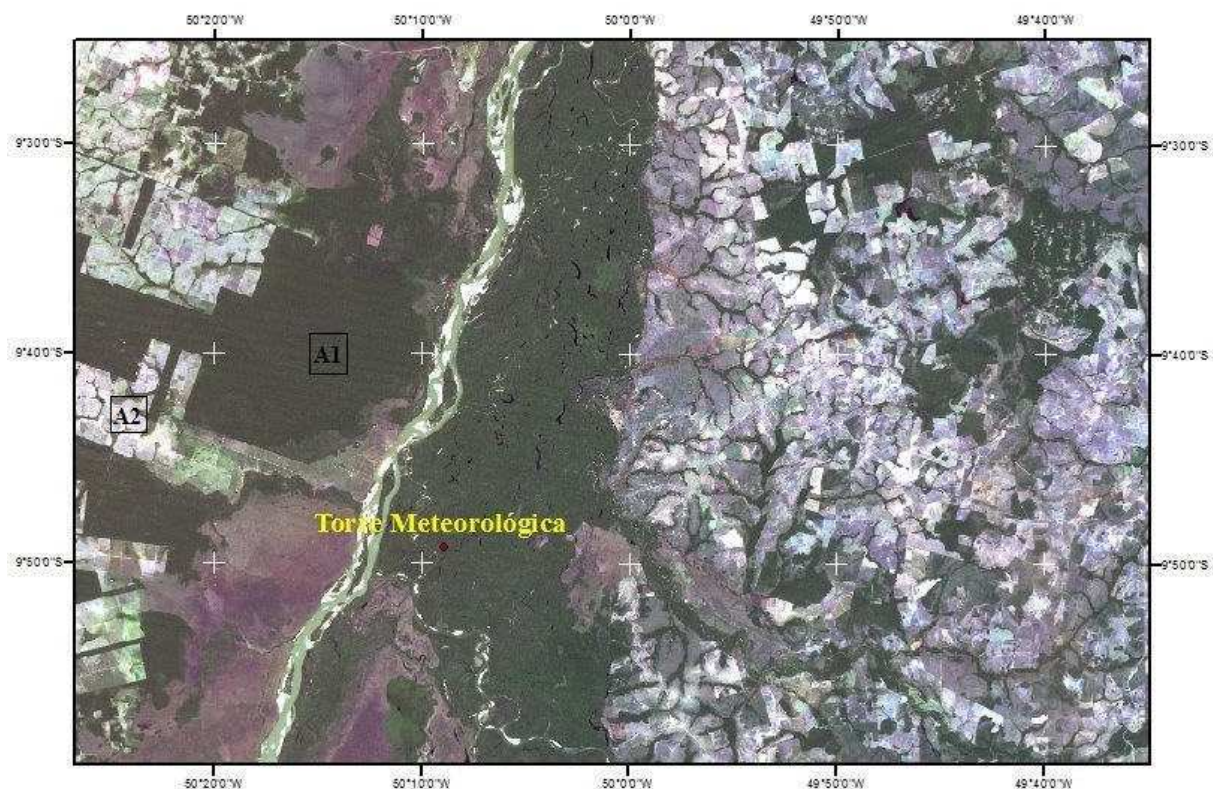
Para validação dos resultados utilizou-se dados do saldo de radiação (Rn) medidos na torre micrometeorológica instalada na Ilha do Bananal que foi montada a 2 km a leste do Rio Araguaia, com 120 m de altitude e as seguintes coordenadas: 9° 49' 16" S e 50° 08' 55" W (Oliveira, 2006), com saldo radiômetro Kipp-Zonen.

Foram selecionados dois recortes na área de estudo em áreas homogêneas (Figura 2) compreendendo área de ocupação humana e área de vegetação nativa, com vistas à identificação de possíveis diferenças nas componentes do balanço de radiação. Os retângulos da área 1 representa área com vegetação nativa e a área 2 foi selecionada em áreas submetidas a ações antrópicas.

As variáveis utilizadas para o cômputo do saldo e suas componentes estão representadas na Tabela 3, contém a data, dia de ordem do ano (DOA) e horário da passagem satélite (GMT - Greenwich Mean Time), além da correção da excentricidade da órbita terrestre – dr e cosseno do ângulo zenital solar – cos Z, representativas do instante da passagem do satélite sobre a área de estudo.

**Tabela 3** - Variáveis utilizadas no cômputo do saldo de radiação e suas componentes: hora (tempo central GMT), ângulo de elevação do sol (E), o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (dr), cosseno do ângulo zenital solar (Z), radiação solar global diária (Rs,24h), temperatura do ar (Ta), radiação solar global instantânea (Rs).

Data	DOA	Hora (GMT)	E (°)	dr	Cos Z	Rs,24h (W m <sup>-2</sup> )	Ta (°C)	Rs (W m <sup>-2</sup> )
03/06/2005	154	13:12:56	45,90	0,97	0,718	225,0	28,2	710,7
21/07/2005	202	13:13:19	45,73	0,97	0,716	229,3	30,3	714,6
06/08/2005	218	13:13:26	48,21	0,97	0,746	248,3	29,8	762,6
22/08/2005	234	13:13:34	51,67	0,98	0,784	242,9	31,1	780,5



**Figura 2** - Imagem do dia 03/06/2005 em composição RGB123 do TM - Landsat 5, com destaque para a localização da torre meteorológica na Ilha do Bananal e com os respectivos recortes para as áreas A1 e A2.

### 3.2.1 - Calibração radiométrica

Após efetuar o recorte da imagem, procedeu-se a calibração radiométrica das sete bandas espectrais do TM, o que equivale a converter o número digital (ND) de cada pixel e banda em radiância espectral ( $L_{\lambda i}$ ). Essa radiância representa a energia solar refletida por cada pixel por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite. A equação utilizada foi proposta por Chander e Markham (2003), qual seja:

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} ND \quad (6)$$

em que  $L_{\lambda i}$  é a radiância espectral de cada banda;  $a$  e  $b$  são as radiâncias mínima e máxima obtidas mediante processo de calibração do TM – Landsat 5, cujos valores estão mostrados na Tabela 4;  $ND$  é o número digital (número inteiro entre 0 a 255) e  $i$  corresponde as bandas (1, 2, 3, ... e 7) do TM – Landsat 5.



**Tabela 4** - Constantes de calibração e Irradiância solar espectral no topo da atmosfera para o TM – Landsat 5 (Chander e Markham, 2003).

Banda	$a$ ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ )	$b$ ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ )	$K_{\lambda i}$ ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ )
1	-1,52	193,0	1957
2	-2,84	365,0	1826
3	-1,17	264,0	1554
4	-1,51	221,0	1036
5	-0,37	30,2	215,0
6	1,2378	15,303	-
7	-0,15	16,5	80,67

### 3.2.2 - Reflectância Monocromática

A refletância monocromática ( $\rho_{\lambda i}$ ) no topo da atmosfera para as bandas de 1 a 5 e 7, dada como a razão entre o fluxo de radiação solar refletido e o fluxo de radiação solar incidente, pode ser obtida por (CHANDER e MARKHAM, 2003):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{K_{\lambda i} \cdot \cos Z \cdot dr} \quad (7)$$

em que  $L_{\lambda i}$  é a radiância monocromática de cada banda do TM ( $W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ );  $K_{\lambda i}$  é a irradiância solar monocromática de cada banda ( $W m^{-2} \mu m^{-1}$ ) cujos valores encontram-se na Tabela 4;  $Z$  é o ângulo zenital solar (ângulo de incidência solar relativo a normal à superfície) e  $dr$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol:

$$dr = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{DOA 2\pi}{365}\right) \quad (8)$$

onde DOA é o dia de ordem do ano.

### 3.2.3 - Albedo Planetário

O albedo planetário ( $\alpha_{plan}$ ) representa o albedo de cada pixel da imagem obtido sem correção atmosférica, que consiste em combinação linear da reflectância espectral de cada uma das seis bandas reflectivas e seus respectivos pesos ( $w_b$ ):

$$\alpha_{plan} = w_{\lambda 1} \cdot \rho_{\lambda 1} + w_{\lambda 2} \cdot \rho_{\lambda 2} + w_{\lambda 3} \cdot \rho_{\lambda 3} + w_{\lambda 4} \cdot \rho_{\lambda 4} + w_{\lambda 5} \cdot \rho_{\lambda 5} + w_{\lambda 7} \cdot \rho_{\lambda 7} \quad (9)$$

onde  $w_{\lambda}$  é dado pela razão entre o  $K_{\lambda i}$  de cada banda e o somatório de todos os valores de  $K_{\lambda i}$ .

### 3.2.4 - Albedo da superfície

Representa o albedo com correção dos efeitos da atmosfera, que foi obtido do Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL (Bastiaanssem et al., 1998), qual seja:

$$\alpha_{sup} = \left( \frac{\alpha_{plan} - a}{\tau_{sw}^2} \right) \quad (10)$$

em que  $a$  é a reflectância atmosférica, que no presente estudo foi considerada como 0,03 (BASTIAANSSEN, 2000; SILVA et al., 2005a);  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica obtida para condições de céu claro, que foi obtida em função da altitude de cada pixel, segundo a seguinte equação proposta por Allen et al. (2002):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (11)$$

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>.

### 3.2.5 - Índices de vegetação

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) é um indicador da quantidade e da condição da vegetação verde da superfície terrestre e seus valores variam de -1 a +1. Ele é obtido através da razão entre a diferença das refletividades do infravermelho próximo ( $\rho_4$ ) e do vermelho ( $\rho_3$ ) e a soma entre elas de acordo com Allen et al. (2002):

$$IVDN = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (12)$$

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado aos Efeitos do Solo (SAVI) utilizou-se equação proposta por Huete (1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (13)$$

em que  $L$  é uma constante de ajuste ao solo, cujo valor usado no estudo do foi 0,1 (ALLEN et al., 2002).

O Índice de Área Foliar (IAF) é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. O IAF é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem, que foi computado pela equação (ALLEN et al., 2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69-SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (14)$$

De acordo com a expressão acima o valor máximo atingido pelo IAF é igual a 6,0, ocorrendo quando o SAVI vale 0,69.

### 3.2.6 - Emissividades

Os pixels não emitem radiação eletromagnética como um corpo negro, por isso para calcular a temperatura da superfície necessita-se calcular a emissividade de cada pixel ( $\varepsilon_{NB}$ ) no domínio espectral da banda termal do TM – Landsat 5 (10,4 - 12,5  $\mu\text{m}$ ). Para tanto se fez uso da expressão parametrizada por Allen et al. (2002):

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \times IAF \quad (15)$$

No entanto, para calcular a radiação de onda longa emitida por cada pixel, que representa a emissividade da superfície, deve-se considerar a emissividade de banda larga ( $\varepsilon_0$ ), que compreende o intervalo de 4 a 100  $\mu\text{m}$ , qual seja:

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF \quad (16)$$

Com base nas duas equações anteriores as emissividades  $\varepsilon_{NB}$  e  $\varepsilon_0$  são válidos para  $IVDN > 0$  e  $IAF \leq 3$ . Para pixels com  $IAF \geq 3$ ,  $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$  e para corpos de água ( $IVDN < 0$ ) considera-se  $\varepsilon_{NB} = 0,99$  e  $\varepsilon_0 = 0,985$  (ALLEN et al., 2002).

### 3.2.7 - Temperatura da superfície

Tendo obtido as cartas de radiância espectral da banda 6 ( $L_{\lambda,6}$ ) e da emissividade da banda termal ( $\varepsilon_{NB}$ ) determinou-se a temperatura da superfície ( $T_S$ ) em Kelvin, segundo Markham e Barker (1987):

$$T_S = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB}K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (17)$$

onde  $K_1$  e  $K_2$  são constantes de radiação específicas para o TM – Landsat 5, respectivamente iguais a 607,76  $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  e 1260,56 K .

### 3.2.8 - Radiação de onda longa emitida

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

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_S^4 \quad (18)$$

onde  $\varepsilon_0$  é a emissividade de cada pixel,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$ ) e  $T_S$  é a temperatura da superfície (K).

### 3.2.9 - Radiação de onda longa incidente

A radiação de onda longa incidente, emitida pela atmosfera na direção da superfície ( $R_{L\downarrow}$ ), foi obtida por:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (19)$$

em que  $T_a$  foi considerada igual à média aritmética de  $T_S$  de toda a área de estudo, e  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica, proposta por Bastiaanssen (1995) segundo expressão:

$$\varepsilon_a = a(-\ln \tau_{sw})^b \quad (20)$$

onde  $a$  e  $b$  são coeficientes de calibração cujos valores, de acordo com (ALLEN et al., 2000) são, respectivamente, iguais a 0,85 e 0,09, e  $\tau_{sw}$  é a transmitância atmosférica à radiação de onda curta.

### 3.2.10 - Radiação de onda curta incidente

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, para imagens com área espacial menor que  $25000 Km^2$  pode ser obtida, segundo Allen et al. (2007), por:

$$R_{S\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot dr \cdot \tau_{sw} \quad (21)$$

onde  $S$  é a constante solar ( $1367 Wm^{-2}$ );  $Z$  é ângulo zenital solar;  $dr$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol, dado na equação 4 e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica.

### 3.2.11 - Saldo de Radiação Instantâneo

O saldo de radiação instantâneo à superfície  $R_n$  ( $W m^{-2}$ ) foi obtido a partir da seguinte equação:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (22)$$

em que  $R_{S\downarrow}$  ( $W m^{-2}$ ) é a radiação de onda curta incidente;  $\alpha$  (adimensional) é o albedo da superfície;  $R_{L\downarrow}$  ( $W m^{-2}$ ) é a radiação de onda longa incidente;  $R_{L\uparrow}$  ( $W m^{-2}$ ) é a radiação de onda longa emitida e  $\varepsilon_0$  é a emissividade da superfície.

### 3.2.12 - Saldo de Radiação Diário

O saldo de radiação diário -  $Rn_{24h}$  ( $W m^{-2}$ ) pode ser expresso através do seu modelo clássico, de acordo com De Bruin (1987), podendo ser obtido segundo a seguinte equação:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha)R_{S\downarrow 24h} - 110\tau_{sw24h} \quad (23)$$

em que  $\alpha$  é o albedo,  $R_{S\downarrow 24h}$  ( $W m^{-2}$ ) é a radiação solar global diária e  $\tau_{sw24h}$  é a transmissividade atmosférica média diária, que foi obtida pela razão entre a radiação solar global diária -  $R_{S\downarrow 24h}$  ( $MJ m^{-2}$ ) e a radiação solar diária incidente no topo da atmosfera -  $R_{S\downarrow TOA 24h}$  ( $MJ m^{-2}$ ).

### 3.3 - Parâmetros estatísticos utilizados

Para a análise dos resultados foram utilizados o Erro Médio Absoluto (EMA), o Erro Médio Percentual (EMP), Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) e teste de comparação de médias - Test t de Student, que estão representados pelas seguintes expressões:

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X'_i - X_i| \quad (24)$$

$$EMP = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X'_i - X_i}{X_i} \right| \quad (25)$$

$$REQM = \left( \frac{\sum_i (X' - X)^2}{N} \right)^{1/2} \quad (26)$$

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} - \frac{S_2^2}{n_2}}} \quad (27)$$

onde  $X$  corresponde ao valor observado,  $X'$  ao valor estimado,  $\bar{X}_1 - \bar{X}_2$  é a diferença entre as médias das áreas analisadas,  $S_1$  e  $S_2$  é o desvio padrão e  $n_1$  e  $n_2$  é o número de amostras referentes as respectivas áreas.

### **3.4 - Álgebra das imagens**

Para melhor análise das cartas obtidas do albedo, do IVDN, da temperatura da superfície e do saldo de radiação (instantâneo e diário) entre os dias extremos estudados (03 de junho e 22 de agosto de 2005) foi realizada a metodologia de álgebra das imagens (utilizando software ERDAS Imagine 9.0), que consiste na subtração entre ambas nos fornecendo com melhor clareza as diferenças obtidas entre as datas extremas. Os resultados obtidos a partir destas imagens foram classificados no software ArcGis 9.3, resultando numa melhor visualização dos resultados dos parâmetros estudados.

## **4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO**

Neste trabalho objetivou-se avaliar o desempenho do algoritmo SEBAL na estimativa do saldo instantâneo com o emprego exclusivo de imagens TM – Landsat 5, e o saldo de radiação diário a superfície, com imagens e apenas a radiação solar global diária como dado de superfície, na maior ilha fluvial do mundo, a Ilha do Bananal. Procurou-se, ainda, avaliar os impactos da antropização de áreas vizinhas ao ecótono Bananal, por meio de variáveis biofísicas e suas alterações. Para tanto, foram elaboradas cartas temáticas e validados o Rn com base em medições realizadas numa torre meteorológica situada no local.

### **4.1 - Componentes do saldo de radiação**

#### **4.1.1 - Albedo da superfície**

Os valores médios do albedo encontrado nas imagens estudadas variaram de 0,127 a 0,192, que correspondem às imagens dos dias 03/06/2005 e 22/08/2005, respectivamente, e estas datas são dias extremos do período de estudo. Pode-se perceber que a menor média encontrada para o albedo está relacionada com o dia mais próximo ao início do Solstício de Inverno e a mais próxima do fim da cheia do Rio Araguaia (que ocorre entre os meses de janeiro e maio); já a maior média está relacionada com maior distância do início do inverno e do fim das cheias.

Para melhor análise do albedo da superfície as cartas foram separadas por grupos, tais como: corpos d'água (por exemplo, rios, lagos etc.), vegetação nativa e áreas antropizadas, segundo as quais se pode observar clara diferenciação do albedo entre estas áreas, mostrando, portanto, que o sensor TM tem grande poder de detectar pequenas mudanças naturais e antrópicas no albedo da superfície.

Em geral, os corpos d'água encontrados na cena das imagens apresentaram valores inferiores a 0,10. Vários autores obtiveram valores do albedo em superfícies d'água, a exemplo de Bastiaanssen et al. (1998) e Bastiaanssen (2000) que encontraram para água albedo entre 3 e 10%. Para o Lago de Sobradinho e alguns corpos d'água como açudes, por exemplo, Silva et al. (2005a) obtiveram o albedo com valores situados entre 8 e 9%. No leito do Rio Jaguaribe o albedo geral encontrado foi inferior a 10%, obtido por Silva et al. (2008). Já no Rio Mogiguaçu, leito de riachos e outros reservatórios de água, Gomes (2009) encontrou valores inferiores a 9%. Enquanto Rodrigues et al. (2009) obtiveram albedo para corpos hídricos com valores de 3 a 10%. Os dados de albedo para corpos d'água destes autores corroboram com os obtidos no presente trabalho. As diferenças observadas no albedo da água em diferentes regiões resultam sobremaneira às diferenças na turbidez da água, interferências atmosféricas, da profundidade e do ângulo zenital (incidência dos raios solares). Ainda no leito do rio estudado (Rio Araguaia) observou-se valores altos de albedo, maiores que 44%, estes em bancos de areia, valor bem superior ao encontrado por Silva et al. (2008) que obtiveram valores superiores a 28% associados a bancos de areia no leito do Rio Jaguaribe. A condição hídrica do banco de areia associada à presença de arbustos pode ser apresentada como uma das principais causas das diferenças detidas.

Para a vegetação nativa (Cerrado) encontrou-se valores de albedo situado entre 10 a 14%. Giongo (2008) encontrou para o Cerrado Paulista valores de albedo entre 10,1 e 13,1%. Já no Cerradão, constituído de vegetação de maior porte, Gomes (2009), encontrou valores entre 9 a 13%. Bezerra (2009) encontrou albedo médio em áreas de vegetação nativa entorno de 11%. Já Santos (2011) deteve valores de albedo para o cerrado em média igual a 12,6%. Varejão-Silva (2006) cita que para latitudes de 7° o albedo para vegetação tropical é de 13%. Os resultados obtidos por autores aqui mencionados são coerentes com os observados na presente pesquisa.

Em regiões que sofreram ações antrópicas, os valores médios encontrados para o albedo ficaram entre 16 a 26%. Chandrapala e Wimalasuriya (2003) encontraram para o cinturão (dunas de areia) da costa do Sri Lanka, albedo entre 34 e 36%. Silva et al. (2005b), obtiveram para áreas irrigadas valores de albedo de 15 a 25%, enquanto Gomes (2009) encontrou para solo exposto valores entre 24 a 27%. Bezerra (2009) mostrou que em sua área de estudo o albedo para solo exposto uma variação entre 20 e 25%. Rodrigues et al. (2009) encontraram para áreas desprotegidas no semiárido valores entre 26 a 36%, enquanto Silva et al. (2011) encontraram uma variação entre 25 e 45%. Os resultados mostram de um modo geral que nestas áreas antropizadas há alterações nítidas no albedo.

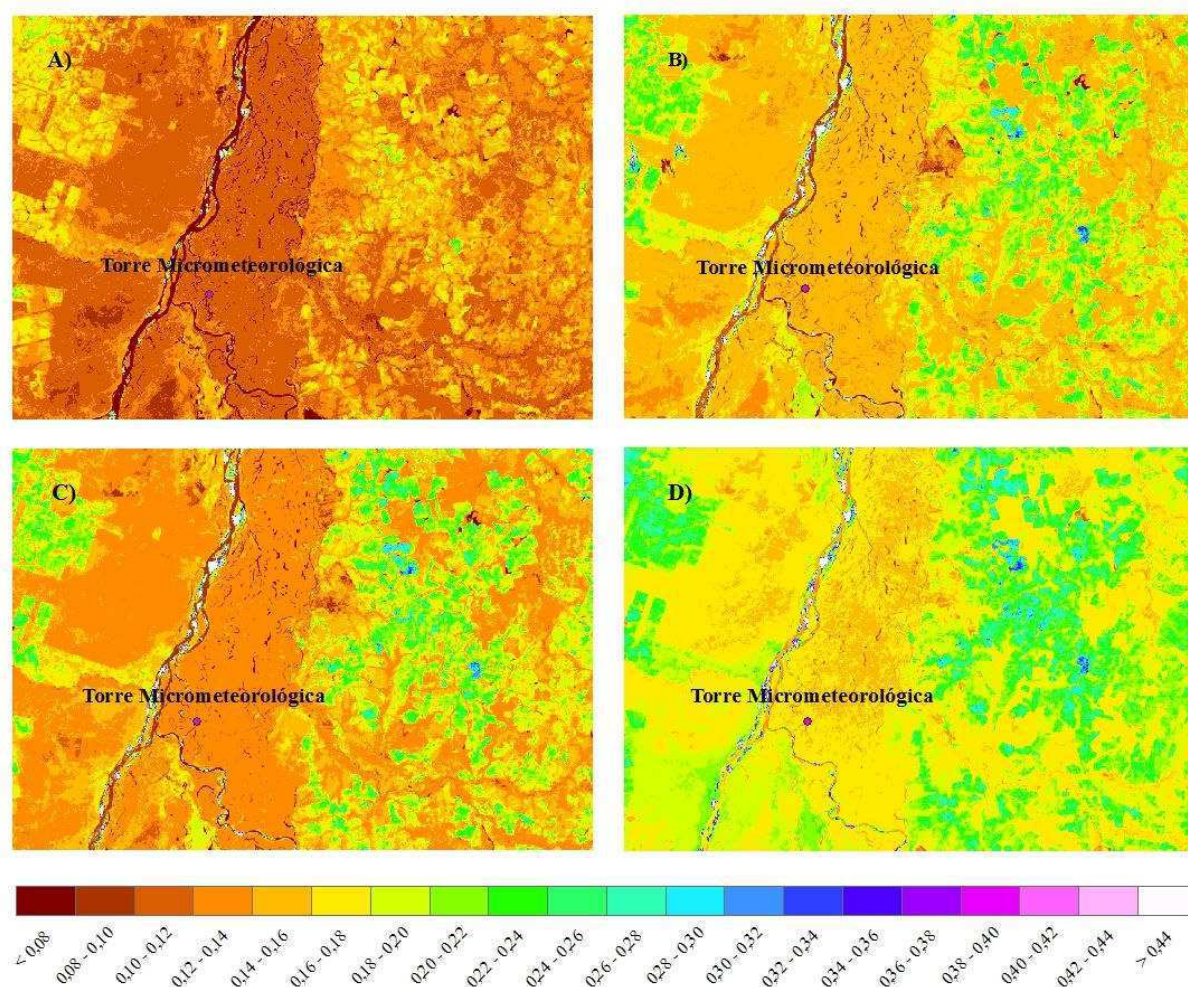


Na Tabela 5 são mostrados valores de albedo para diferentes superfícies terrestres, obtidos por Oliveira et al. (2001), cujos valores corroboram com os obtidos neste trabalho.

Na Figura 3 são apresentadas as cartas de albedo para todos os dias selecionados para a pesquisa. Observou-se clara diferença do albedo para as áreas acima mencionadas. Na vegetação nativa o albedo é sempre menor (para todas as imagens) do que os obtidos em áreas antropizadas. Pode-se observar diferenças na distribuição do albedo ao longo das imagens nas quais se observa um aumento gradual de acordo com as datas avaliadas, mas nas imagens referentes aos dias 21/07/2005 e 06/08/2005 percebe-se que houve pouca diferença entre ambas. Os dias que apresentaram valores do albedo bem distintos foram os dos dias 03/06/2005 e 22/08/2005, resultados que propiciaram as médias obtidas de cada imagem já apresentadas. Os valores altos do albedo encontrados no dia 22/08/2005 para todas as áreas de estudo se deve, provavelmente, a uma alta incidência dos raios solares decorrente do maior ângulo de elevação solar. Por outro lado, a referida imagem é a que foi obtida mais distante do início da estação (inverno), e também a mais distante do fim do período da cheia do rio (entre janeiro e maio) o que pode possivelmente ter influenciado os resultados.

A imagem de 22/08/2005 revela um acentuado aumento do albedo na área da Ilha do Bananal, que passa para a faixa de 0,16 a 0,18, enquanto que as imagens dos dias 21/07/2005 e 06/08/2005 apresentaram-se na faixa de 0,12 a 0,14 e a do dia 03/06/2005 chegou até mesmo a registrar albedo entre 0,10 a 0,12.

No canto superior esquerdo das imagens, há grande número de pixels com albedo elevado (faixa de 0,22 a 0,26 e até mesmo para o dia 22/08/2005 na faixa de 0,26 a 0,28). Conforme será visto mais adiante, há uma grande concordância entre as áreas de elevados valores de albedo, baixo IVDN e altas temperaturas de superfície. A grande nebulosidade existente na área impossibilitou a utilização de imagens de outras estações do ano. Desse modo a sazonalidade do albedo e demais variáveis biofísicas que integram o balanço de radiação, ficou impossibilitada de ser avaliada.



**Figura 3** - Albedo da superfície obtido através de imagens do sensor TM para os seguintes dias de estudo: 03/06/2005 (A), 21/07/2005 (B), 06/08/2005 (C) e 22/08/2005 (D).

**Tabela 5** - Características do albedo (%) para diferentes tipos de superfície.

Superfície	Albedo (%)
Superfície de água	6 – 8
Solo descoberto	
Dunas de areia seca	35 – 45
Dunas de areia molhada	20 – 30
Solo escuro	5 – 15
Solo argiloso seco	20 – 35
Solo arenoso seco	25 – 45
Concreto seco	17 – 27
Estrada de asfalto	5 – 10
Superfícies naturais	
Deserto	25 – 30
Savana, estação seca	25 – 30
Savana, estação chuvosa	15 – 20
Pastagens verdes	10 – 20
Florestas	5 – 15

(Fonte: Oliveira et al., 2001)

Na Tabela 6 estão representados os valores dos albedos medidos na torre micrometeorológica e aqueles obtidos com o SEBAL na Ilha do Bananal para os dias de estudo, com seus respectivos erros. Os erros relativos encontrados foram entre 7,43 a 28,07% e os erros absolutos foram 0,013 e 0,048. Todos os albedos obtidos pelo algoritmo SEBAL foram subestimados em relação ao medido. Isso pode, ao menos em parte, decorrer de que os valores obtidos em superfície resultam de medições em intervalos de 30 minutos, enquanto que os obtidos com imagens de satélite são representações instantâneas. Outra possibilidade estaria relacionada à transmissividade atmosférica, que não teve em consideração possíveis diferenças na turbidez atmosférica.

**Tabela 6** - Valores medidos e estimados do albedo ( $\alpha$ ) para os dias de estudo e seus respectivos erros relativo (ER) e absoluto (EA).

<b>Datas</b>	<b>DOA</b>	<b><math>\alpha</math>-Medido</b>	<b><math>\alpha</math>-Sebal</b>	<b>ER (%)</b>	<b>EA</b>
03/06/2005	154	0,17	0,12	28,07	0,048
21/07/2005	202	0,18	0,15	16,00	0,028
06/08/2005	218	0,17	0,13	24,71	0,043
22/08/2005	234	0,18	0,16	7,43	0,013
<b>Média</b>		<b>19,05</b>		<b>0,03</b>	

Foram computados os erros (relativos e absolutos) médios, em relação aos dias analisados e a Raiz do Erro Quadrático Médio – REQM. O valor do Erro Médio Relativo – EMR encontrado foi de 19,05% e o Erro Médio Absoluto – EMA resultou em 0,03. Gomes (2009) e Santos (2011) encontraram para a região de São Paulo em diferentes biomas, EMR entre 9,10 a 44,23% e 15,53 a 22,35%. Estes valores encontrados foram igualmente elevados e, nesse sentido, corroboram com o presente trabalho. O valor da REQM foi igual a 0,04. Para a REQM Stroeve et al. (2005) encontraram valores igual a 0,07 e Román et al. (2010) obtiveram valores entre 0,004 e 0,013, e Ryu et al. (2008) obtiveram 0,03, ambos utilizaram o sensor MODIS. Shuai et al. (2011) obtiveram a REQM 0,027, para o satélite Landsat e 0,031 para o sensor MODIS. Os resultados aqui obtidos e aqueles já registrados em outros estudos sugerem que a parametrização da radiação solar incidente e/ou transmitância atmosférica possam ser aprimorados.

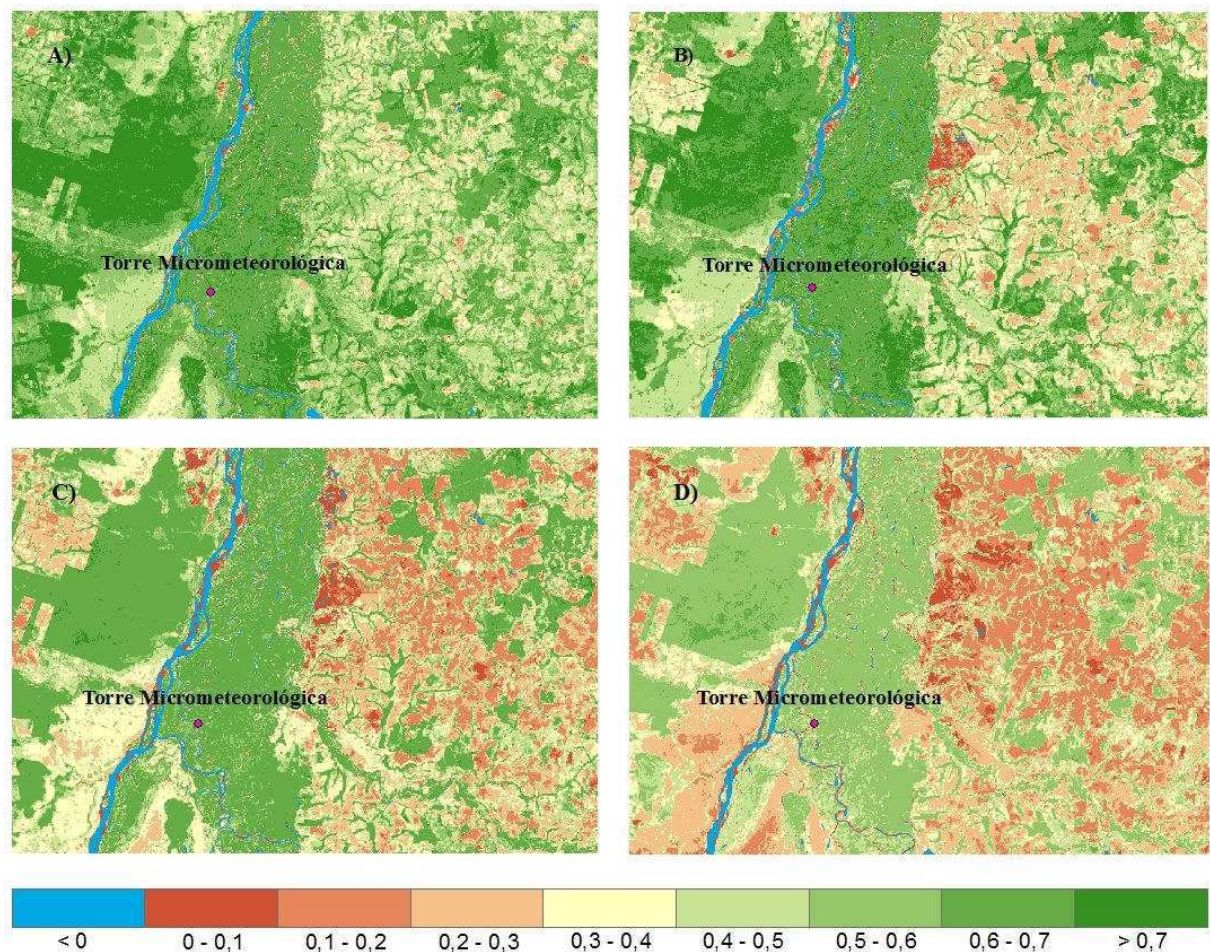
#### **4.1.2 - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN)**

Os valores do índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN) médios obtidos na área de estudo situaram-se entre 0,350 e 0,555, referentes aos dias 22/08/2005 e 03/06/2005, respectivamente. As médias aqui descritas estão em consonância com as médias obtidas do albedo da superfície, onde a carta de IVDN indica que aonde há maior IVDN se faz corresponder albedo baixo, e nas áreas de maior albedo de observa um menor IVDN. Ao

se avaliar as médias de toda a cena não se detecta tais padrões. Portanto, é mais relevante avaliar o IVDN, bem como outras variáveis biofísicas, em recortes menores extraídos de áreas relativamente homogêneas, o que possibilita identificar mudanças que venham a ocorrer ao longo do tempo. O comportamento das médias desses recortes ao longo do tempo pode resultar em informações de grande relevância para detecção de alterações antrópicas e/ou naturais que venham a ocorrer nessas áreas.

Os valores negativos do IVDN gerados a partir do presente estudo, como esperado, caracterizam valores para os corpos d'água. Nas áreas de vegetação nativa (Cerrado) foram encontrados valores acima de 0,50. Giongo (2008) encontrou para o Cerrado valores que variaram entre 0,538 e 0,725 e Gomes et al. (2009) obtiveram para o Cerradão no estado de São Paulo valores de 0,71 e 0,60. Já para as áreas que sofrem ações antrópicas, foi observado que o IVDN variou e situou-se entre 0,1 e 0,4. Di Pace et al. (2008) encontraram para solo exposto valores entre 0,152 e 0,198. Para o Semiárido nordestino, Rodrigues et al. (2009) encontraram valores de IVDN predominantes entre 0,20 a 0,39 e 0,03 a 0,20 em sua área de estudo nos anos de 2000 e 2001, respectivamente. Ainda de acordo com os autores, estes valores são característicos de áreas com vegetação rala ou sem vegetação, típicas do Semiárido. Silva et al. (2005b), para solo exposto no interior da Bahia e de Pernambuco, encontraram valores de IVDN 0,16 e 0,17 nos anos de 2000 e 2001, respectivamente. Os resultados obtidos pelos autores corroboram com os resultados do presente trabalho, embora em ambiente com climas muito diferentes. Pode-se crer que a existência de solo exposto nestas áreas evidencia ações humanas. Segundo Huete e Tucker (1991) em áreas de solo exposto o IVDN pode variar entre 0,05 a 0,30.

Na Figura 4 encontram-se representadas as cartas de IVDN para a área de estudo. Pode-se verificar que as áreas de maior índice de vegetação correspondem ao dia 03/06/2005. Pode-se associar os maiores valores do IVDN com a proximidade destas ao fim do período de cheia, que ocorre entre janeiro e maio, em comparação com os outros dias estudados. De acordo com as cartas geradas, ficou notório que as imagens dos dias com maior IVDN estão relacionadas com aquelas que têm menor albedo. Já as imagens que têm menor IVDN, são aquelas que estão no fim do mês de agosto (22/08/2005), que coincidem com as imagens de maior albedo, e provável diminuição da umidade do solo.



**Figura 4** - IVDN obtido através de imagens do sensor TM para os seguintes dias de estudo: 03/06/2005 (A), 21/07/2005 (B), 06/08/2005 (C) e 22/08/2005 (D).

Percebe-se que em todas as cenas estudadas há grandes diferenças entre o IVDN das áreas desmatadas e as áreas de vegetação natural. As áreas antropizadas variaram de 0,1 a 0,3 e em alguns pontos houve valores entre 0 e 0,1, caracterizando assim solo exposto. No percurso do Rio Araguaia há valores baixo do IVDN (0 e 0,1), como já abordado no item anterior, se refere a bancos de areia. Analisando a área da Ilha do Bananal, detecta-se ao longo dos dias estudados a diminuição do valor do IVDN, que apresentou valores na maior parte entre 0,6 – 0,7 e alguns pontos com valores acima de 0,7 (para os dias 03/06/2005 e 21/07/2005), valores entre 0,5 e 0,6 para o dia 06/08/2005 e valores de 0,4 e 0,5 para o dia 22/08/2005. Ao lado esquerdo do Rio Araguaia percebe-se valores altos do IVDN, que para cada dia estudado este valor foi sempre superior às demais áreas de cada imagem. Este valor chegou ser maior que 0,7 para o dia 03/06/2005, revelando que esta vegetação apresentada é vegetação de maior porte.

A vegetação é de fundamental importância para o clima local, haja vista que Paiva (2005) descreve que em solo nu ou com vegetação esparsa, a temperatura da superfície é alta

e o IVDN é baixo, já para solos totalmente cobertos por vegetação, a temperatura tende a ser baixa e o IVDN alto.

#### **4.1.3 - Temperatura da superfície**

Os valores médios da temperatura da superfície (Ts) dos dias estudados situaram-se entre 294,9 e 297,7 K, correspondendo, respectivamente, aos dias 03/06/2005 e 06/08/2006. As temperaturas da superfície obtidas através das imagens TM apresentaram pouca variação entre os dias 21 de julho, 06 de agosto e 22 de agosto.

Em corpos d'água foram obtidas temperaturas médias menores que 294 K. Para o Lago de Sobradinho, Silva et al. (2005b) obtiveram para Ts valores de 293,9 e 296,9 K, enquanto Giongo (2008) encontrou na região de lagos de Santa Rita do Passa Quatro, valores médios entre 291,5 e 298,3 K. Gomes et al. (2009) encontraram para a Lagoa do Cortado valores entre 291,0 e 298,5 K. Silva et al. (2011) encontraram valores da Ts do Açude de São Gonçalo, PB entre 287,4 e 292,0 K. Os resultados obtidos pelos autores acima citados estão em consonância com os dos autores mencionados.

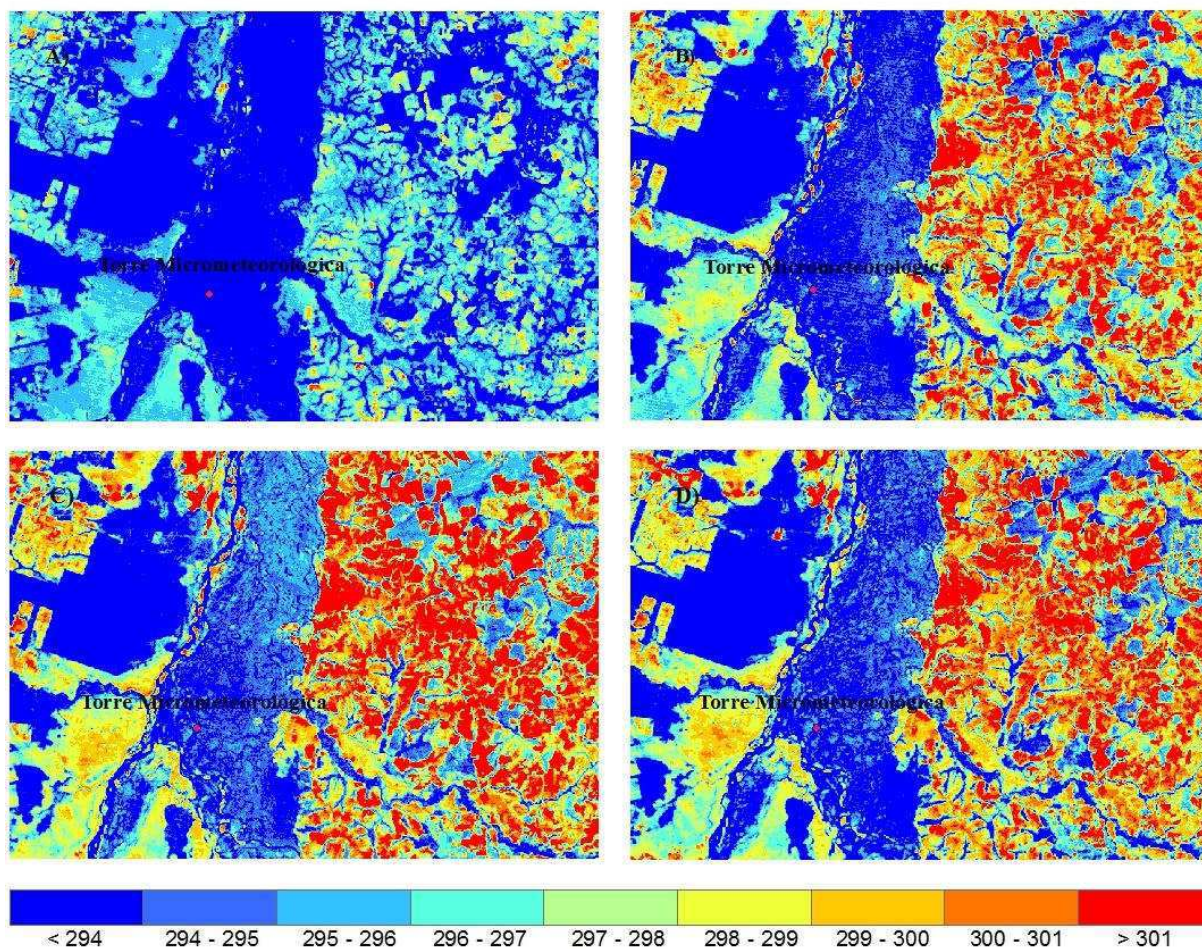
Em locais com presença da vegetação nativa os valores foram menores que 294 K para vegetações de maior porte ao longo de todos os dias estudados. Para uma região no estado de São Paulo, Gomes et al. (2009) encontraram valores para o cerrado entre 293,0 e 298,3 K. Ainda para o estado de São Paulo, Giongo (2008), encontrou valores médios de Ts entre 292,5 e 298,3 K para o cerrado. Os valores que foram obtidos no presente estudo corroboram com os valores obtidos pelos autores citados.

Em locais antropizados foram encontrados na maior parte deles valores superiores a 301 K, exceto para o dia 03/06/2005 que possuiu valores entre 296 a 297 K com alguns pontos entre 298 a 299 K, provavelmente por ser a imagem de satélite com o dia mais próximo ao da cheia do Rio Araguaia (janeiro a maio). Para as cidades de Petrolina-PE e Juazeiro-BA, Silva et al. (2005b) encontraram valores para solo exposto 310,1 e 313,0 K. Di Pace et al. (2008), para a mesma localidade, encontraram para solo exposto temperaturas de superfície que variaram de 304,7 a 309,1 K, enquanto Silva et al. (2011) encontraram para solo exposto valores entre 293,8 a 299,6 K. Estes resultados foram consideravelmente maiores aos obtidos no presente trabalho, exceto para Silva et al. (2011). Uma provável explicação se deve ao fato da região estudada por eles localizar-se no Semiárido do Nordeste.

Na Figura 5 percebe-se pouca variação da temperatura da superfície ao longo das imagens dos dias estudados, exceto para o dia 03/06/2005. Através das cartas de temperatura da superfície pode-se afirmar também que as cartas que possuíram maiores Ts estão no mês

de agosto, provavelmente por sua data se distanciar mais do período das cheias e está mais perto do fim da estação de inverno.

Na Ilha do Bananal percebe-se que houve aumento da Ts ao longo dos dias estudados, tendo variação de valores menores que 294 K (para o dia 03/06/2005) a pontos com valores de 295 a 297 K (para o restante das imagens). Observa-se também que em todas as áreas da cena estudada obteve-se aumento da temperatura da superfície, exceto para a vegetação de grande porte que se situa no lado esquerdo do Rio Araguaia.



**Figura 5** - Temperatura da superfície obtida através do sensor TM para os seguintes dias de estudo: 03/06/2005 (A), 21/07/2005 (B), 06/08/2005 (C) e 22/08/2005 (D).

Pode-se observar que a temperatura da superfície de cada imagem está em concordância com o albedo, ou seja, aonde a Ts foi maior o albedo também se mostrou maior (áreas antropizadas) e quando a Ts se apresentou menor o albedo também se mostrou menor (áreas de vegetação nativa). Mas, segundo Gomes et al. (2009), não se pode explicar o aumento da Ts apenas pelo aumento do albedo. Há de se considerar, também, os padrões apresentados pelos fluxos de calor sensível e latente. Podemos observar um aumento da Ts ao

longo dos dias estudados, o que também corroboram com os valores do albedo e IVDN relatados anteriormente.

De um modo geral, pode-se observar que aonde há vegetação natural a  $T_s$  foi sempre menor em relação às áreas modificadas, que se apresentam sistematicamente com temperaturas maiores em todos os dias estudados. As cartas da  $T_s$  apresentadas na Figura 5 indicam com clara evidência as diferenças entre as áreas consideradas homogêneas, mostrando as delimitações entre ambas (áreas desmatadas e áreas de vegetação nativa).

## **4.2 - Saldo de radiação**

### **4.2.1 - Saldo de radiação instantâneo**

Os valores médios do saldo de radiação instantâneo -  $R_{n,inst}$  ( $W m^{-2}$ ) obtidos sobre todo o recorte estudado variaram de 535,4 a 489,5  $W m^{-2}$ , que correspondem aos dias 22/08/2005 e 21/07/2005, respectivamente.

Os valores mais elevados do  $R_{n,inst}$  foram localizados nos corpos d'água, que apresentaram valores acima de 575  $W m^{-2}$ . Bastiaanssen et al. (1998) registraram valores entorno de 500  $W m^{-2}$  em oásis. No Lago de Sobradinho, Silva et al. (2005b) obtiveram valor de 751,3  $W m^{-2}$ . Mendonça (2007) encontrou valores para superfície de água entre 410 e 820  $W m^{-2}$ , para a região Norte-Fluminense, enquanto Chavez et al. (2007) obtiveram para corpos d'água  $R_{n,inst}$  entre 690 e 750  $W m^{-2}$ . Os valores encontrados pelos autores foram consideravelmente altos em comparação ao presente estudo, provavelmente pela diferença entre as localizações das áreas de pesquisa. Ademais, o  $R_n$  em corpos d'água depende de vários fatores, tais como: ângulo de incidência dos raios solares, profundidade, turbidez entre outros.

Na vegetação nativa foram encontrados valores que diferiram consideravelmente entre os dias estudados. Na imagem do dia 03/06/2005 foram obtidos valores do  $R_{n,inst}$  entre 525 e 550  $W m^{-2}$ , e para o dia 21/07/2005 os valores diminuíram para 500 e 525  $W m^{-2}$ . Na imagem do dia 06/08/2005 o  $R_{n,inst}$  ficou entre 550 e 575  $W m^{-2}$  e na imagem do dia 22/08/2005 foram encontrados valores maiores que 575  $W m^{-2}$  e outros pontos com valores entre 550 e 575  $W m^{-2}$ . Giongo (2008) encontrou em área de Cerrado valores médios entre 407,1 a 842,1  $W m^{-2}$ . Gomes et al. (2009) registraram para o cerrado (no estado de São Paulo) valores entre 628,5 e 376,2  $W m^{-2}$ . Esses valores corroboram com os resultados obtidos no presente trabalho, apresentando apenas um aumento nos valores máximos e que se deve, provavelmente, a maior incidência dos raios solares.



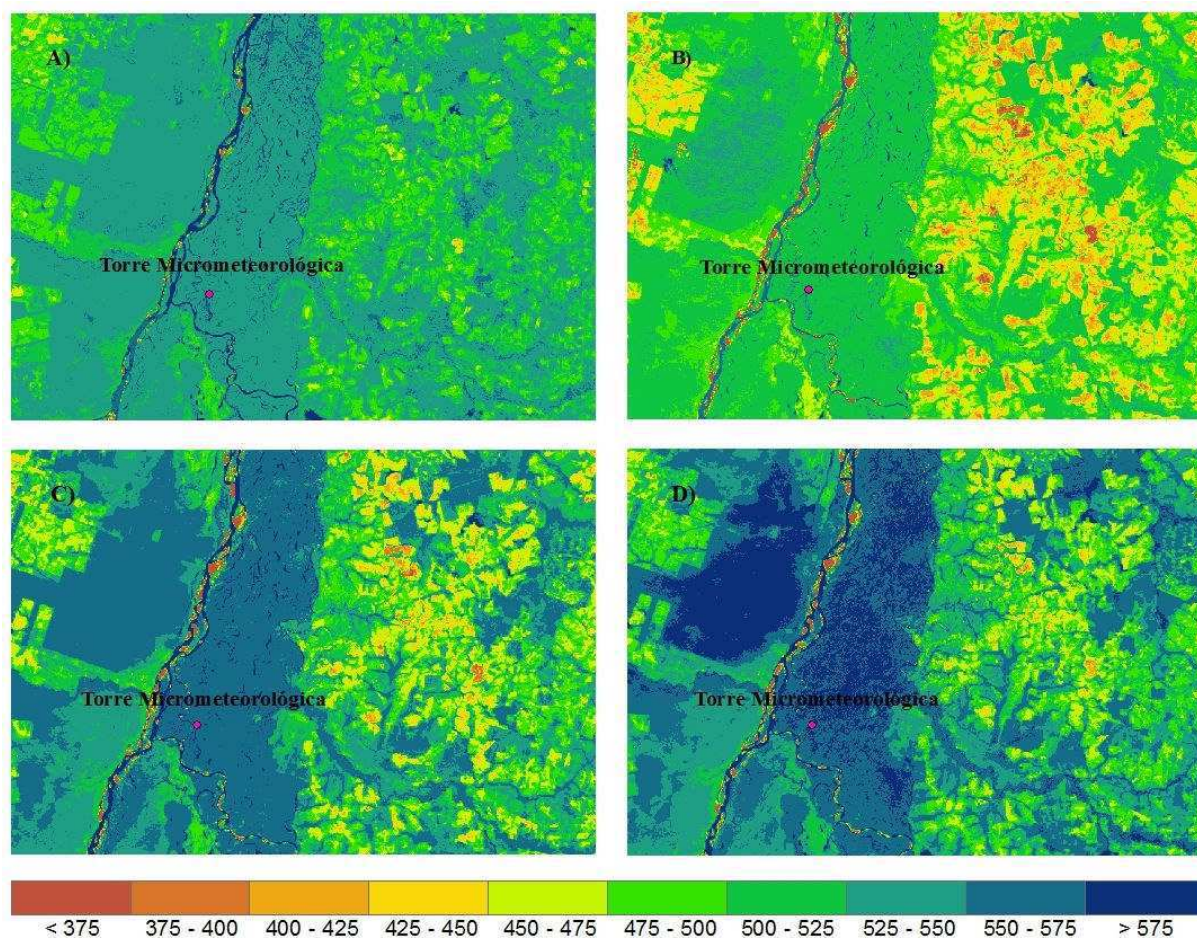
Em áreas antropizadas os valores encontrados estão situados, de um modo geral, entre 425 a 500 W m<sup>-2</sup>, com alguns pontos que variaram entre 375 a 425 W m<sup>-2</sup>. Os bancos de areia no leito do Rio Araguaia se apresentaram para todas as imagens com valor inferior a 375 W m<sup>-2</sup>. Bastiaanssen et al. (1998) obtiveram para deserto valores do Rn em torno de 400 W m<sup>-2</sup>. Silva et al. (2005b), para Juazeiro-BA e Petrolina-PE, obtiveram em solo exposto valor de 421,8 W m<sup>-2</sup>. Gomes (2009) encontrou valores entre 300 e 400 W m<sup>-2</sup> para Santa Rita do Passa Quatro-SP, em áreas que sofrem de ação antrópica, valores estes ligeiramente menores aos aqui apresentados. Já Chavez et al. (2007) obtiveram para solos descobertos valores entre 500 e 550 W m<sup>-2</sup>, valores ligeiramente maiores aos encontrados no presente estudo.

Comparando visualmente as quatro imagens estudadas, apresentadas na Figura 6, se pode diferenciar claramente áreas de corpos d'água, vegetação nativa e áreas antropizadas. E, de acordo com as cartas apresentadas, percebe-se que houve uma visível diferença entre os dias estudados.

Pode-se constatar e observar nas imagens estudadas e aqui apresentadas, que as áreas em que se registraram albedos elevados o saldo de radiação instantâneo foi menor, e naquelas com menor albedo o Rn foi relativamente bem superior. Estes resultados evidenciam o papel desempenhado pela radiação solar como modulador do saldo radiativo. Analisando os resultados das diferentes áreas pode-se verificar que na área da vegetação nativa foi encontrado valor maior do saldo de radiação instantâneo, se comparado com as áreas antropizadas, indicando uma maior energia disponível para ser transformada em calor sensível e latente.

Na Tabela 7 estão representados os valores instantâneos do saldo de radiação obtidos pelo SEBAL e os medidos na torre micrometeorológica. Pode-se verificar uma variação do saldo de radiação instantâneo entre 525,4 a 586,8 W m<sup>-2</sup>, e como se percebe houve uma variação significativa do saldo para os dias estudados.

Destaque-se que o saldo radiômetro (instrumento que obtém o saldo de radiação) possui um erro instrumental de 2,5% e, dependendo da altura que o mesmo seja instalado em relação à superfície de estudo, tem cobertura de círculo com raio que varia de 5 a 15 m, o que seria equivalente a um pixel do TM. Em vários estudos com imagens TM o Erro Relativo Médio é inferior a 5%. No entanto, ao se comparar uma imagem TM completa, com cerca de 38 milhões de pixels, se constata a grande importância da obtenção do Rn com imagens a satélite, em particular, com imagens TM – Landsat.



**Figura 6** - Saldo de radiação instantâneo obtido através do sensor TM para os seguintes dias de estudo: 03/06/2005 (A), 21/07/2005 (B), 06/08/2005 (C) e 22/08/2005 (D).

Neste presente estudo foram obtidos erros relativos que variaram entre 0,07 a 4,75%. Gomes (2009) encontrou erros relativos que variaram entre 0,41 a 14,28%, enquanto Gomes et al. (2009) encontraram erros de 0,4 a 6,3%. Os erros obtidos pelos autores foram superiores aos obtidos com este estudo, indicando que a metodologia aqui apresentada se mostra bastante eficaz.

O erro relativo médio aqui apresentado foi de 2,35%. Santos (2011) encontrou erros médios entre 5,20 a 9,98%. O erro absoluto médio foi de  $13,38 \text{ W m}^{-2}$  e o REQM encontrado nesta pesquisa foi de  $17,79 \text{ W m}^{-2}$ . Bisht et al. (2005) obtiveram  $\text{REQM} = 74 \text{ W m}^{-2}$ , enquanto Ryu et al. (2008) registraram valores entre 46 a  $65 \text{ W m}^{-2}$ , Wang e Liang (2009) de  $17,72$  e  $16,88 \text{ W m}^{-2}$ , Bisht e Bras (2010) de  $37 \text{ W m}^{-2}$  e Jin et al. (2011) de  $30 \text{ W m}^{-2}$ , nestes últimos dois estudos foram utilizados dados do MODIS. Os dados obtidos pelos autores aqui apresentados foram superiores aos aqui encontrados, exceto os de Wang e Liang (2009), que encontraram valores ligeiramente inferiores, confirmando a eficácia da metodologia proposta com o presente estudo.

**Tabela 7** - Valores medidos e estimados do Saldo de Radiação Instantâneo -  $Rn_{inst}$  ( $W m^{-2}$ ) para os dias de estudo e seus respectivos erros relativo (ER) e absoluto (EA).

Data	DOA	$Rn_{inst,med}$	$Rn_{inst,sebal}$	ER (%)	EA ( $W m^{-2}$ )
03/06/2005	154	559,9	560,3	0,07	0,39
21/07/2005	202	551,6	525,4	4,75	26,22
06/08/2005	218	587,2	563,3	4,06	23,86
22/08/2005	234	583,7	586,8	0,53	3,07
<b>Média</b>				<b>2,35</b>	<b>13,38</b>

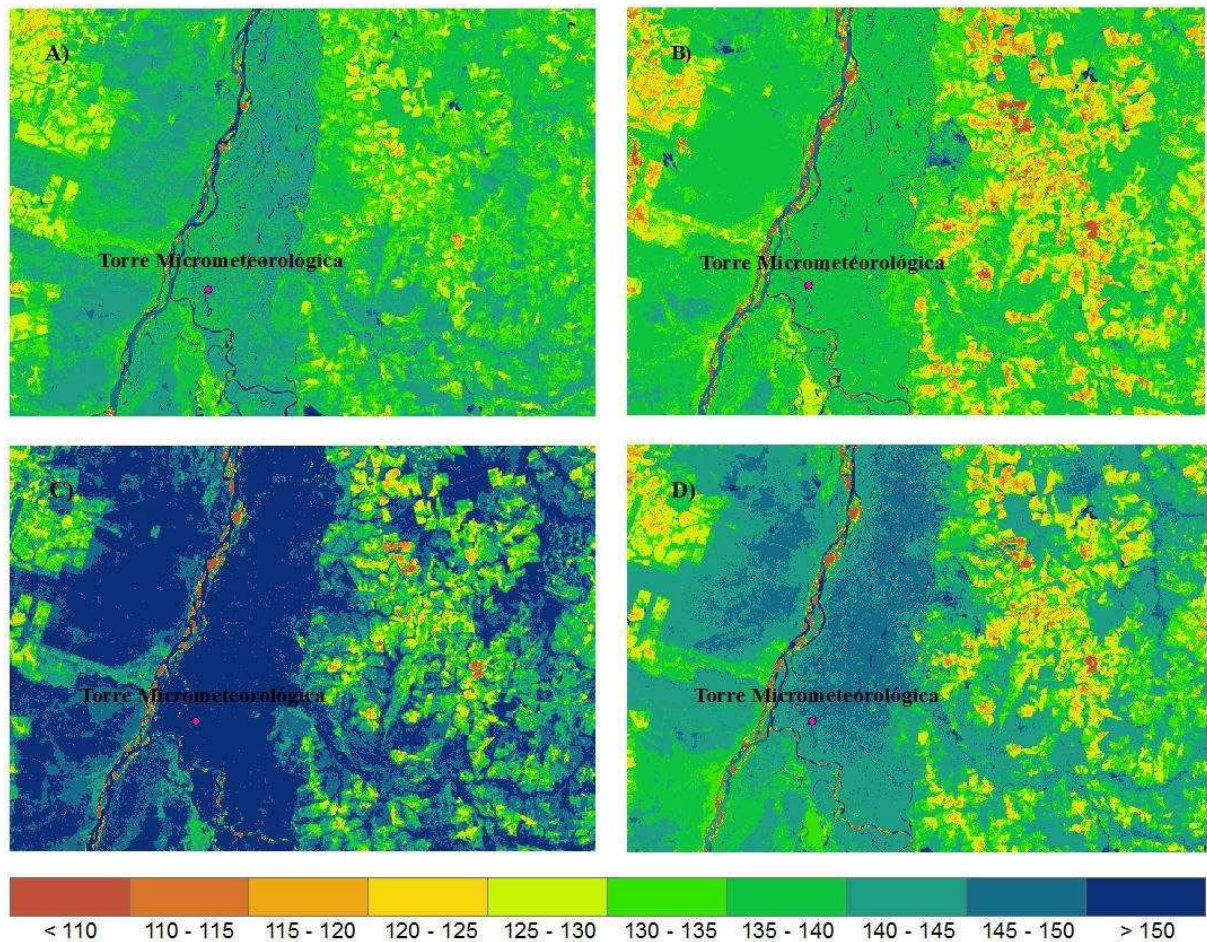
#### 4.2.2 - Saldo de radiação diário

Os valores médios do saldo de radiação diário ( $Rn_{24h}$ ) obtidos com o SEBAL variaram entre 132,7 e 145,2  $W m^{-2}$ , que corresponderam aos dias 21/07/2005 e 06/08/2005. Na Figura 7 pode-se observar as cartas geradas para o  $Rn_{24h}$  para todos os dias estudados. Os padrões do  $Rn_{24h}$  são absolutamente idênticos aos observados nas cartas do  $Rn_{inst}$ .

Os dados do  $Rn$  diário medidos mediante a torre micrometeorológica corroboram com os valores apresentados nas cartas geradas do saldo de radiação diário. Os maiores valores do saldo de radiação diário foram verificados em corpos d'água, apresentando valores superiores a 150  $W m^{-2}$ , seguido dos valores obtidos de superfícies cobertas por vegetações nativas (Cerrado), que para cada dia de estudo apresentou-se de forma particular. Nas imagens do dia 03/06/2005 as áreas de vegetação registraram  $Rn$  entre 130 a 140  $W m^{-2}$ , a do dia 21/07/2005 entre 130 e 135  $W m^{-2}$ , no dia 06/08/2005 o  $Rn_{24h}$  apresentou-se com valores maiores que 150  $W m^{-2}$  em sua grande maioria e, por fim, no dia 22/08/2005 se obteve valores entre 140 e 150  $W m^{-2}$ . Como esperado os menores valores de  $Rn$  diário ocorreram em áreas antropizadas, que apresentaram valores entre 120 e 135  $W m^{-2}$  (de forma geral), apresentando ainda pequenos focos com valores menores que 110  $W m^{-2}$ . Silva et al. (2011) encontraram valores de  $Rn_{24h}$  entre 173,4 a 196,6  $W m^{-2}$  e 95,6 a 112,5  $W m^{-2}$  para o Açude São Gonçalo e solo exposto na Paraíba, respectivamente.

As cartas geradas através do sensor TM mostram claramente os dias de estudo e as divisões entre as áreas acima citadas (rio, áreas antropizadas e vegetação nativa). No canto superior esquerdo de cada imagem ficou bem evidente a diminuição do saldo de radiação diário a superfície, onde se percebe claramente a ocupação antrópica, com seus limites bem definidos em todas as imagens analisadas. No lado direito da imagem pode-se observar a ocupação humana, de forma que dá para visualizar a diminuição do  $Rn_{24h}$ , mas não ficam estabelecidos claramente um padrão ao longo das imagens. Pode-se avaliar através das cartas apresentadas que a Ilha do Bananal está sob o arco do desmatamento e que isto influencia diretamente o clima local, haja vista que um maior saldo de radiação está diretamente

associado a um albedo pequeno, maior índice de vegetação e menor  $T_s$ , que reúnem condições para proporcionar um alto valor do fluxo de calor latente e baixo calor sensível. Em contrapartida, um albedo aumentado com a presença humana, em geral deduz o  $R_n$  e os índices de vegetação, e contribui para aumentar a  $T_s$  e o fluxo de calor sensível, resultando em aumento na temperatura do ar.



**Figura 7** - Representação do saldo de radiação diário obtido através de imagens do sensor TM para os seguintes dias de estudo: 03/06/2005 (A), 21/07/2005 (B), 06/08/2005 (C) e 22/08/2005 (D).

Na Tabela 8 estão apresentados os valores medidos e estimados do saldo de radiação diário com seus respectivos erros relativos e absolutos. Pode-se verificar que estes resultados obtidos através das técnicas do SEBAL foram bastante significativos, uma vez que os erros obtidos foram muito pequenos.

**Tabela 8** - Valores medidos e estimados do saldo para os dias de estudo e seus respectivos erros relativo (ER) e absoluto (EA).

Data	DOA	Rn,24h_med	Rn,24h_sebal	ER (%)	EA (W m <sup>-2</sup> )
03/06/2005	154	138,6	139,5	0,65	0,90
21/07/2005	202	138,4	137,5	0,65	0,90
06/08/2005	218	146,5	151,5	3,41	5,00
22/08/2005	234	139,5	143,8	3,08	4,30
<b>Média</b>				<b>1,95</b>	<b>2,78</b>

A obtenção dos erros médios relativos e absolutos foi de 1,95% e 2,78 W m<sup>-2</sup>, respectivamente, enquanto a Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) foi de 3,36 W m<sup>-2</sup>. Para o REQM Bisht et al. (2005) obtiveram 50 W m<sup>-2</sup> e Bisht e Bras (2010) encontraram 38 W m<sup>-2</sup>, em ambos os estudos foram utilizados dados do sensor MODIS. Esses resultados da REQM dos autores mencionados foram bem superiores ao encontrado no presente trabalho, muito provavelmente devido ao pressuposto de Rn nulo em todo o período noturno, que conceitualmente não estaria adequado.

### 4.3 - Análises das duas áreas selecionadas

A partir das imagens estudadas, foram escolhidas duas áreas para fazer o recorte em superfície homogênea, de modo que as médias obtidas representassem bem os valores medidos na superfície. A área 1 representa área com vegetação de grande porte e a área 2 representa área antropizada, conforme representação da Figura 8, com imagens de alta resolução para uma identificação mais precisa da superfície analisada. Estas imagens foram adquiridas junto ao Google Earth com imagens geradas no dia 28 de maio de 2004.



**Figura 8** - Imagens de alta resolução para as áreas analisadas. A área 1 (A) e a área 2 (B).

As datas selecionadas para a avaliação dos recortes correspondem aos dias com extremos do Rn em relação aos dias estudados, quais sejam: 03/06/2005 e 22/08/2005. Nestas áreas foram extraídas médias dos recortes cujos valores estão representados na Tabela 9. Para avaliar se havia diferença significativa entre as médias obtidas, utilizou-se o Test t de Student,

unilateral com nível de significância de 0,05% ( $\alpha = 0,0005$ ). O valor do t tabelado encontrado para este nível de significância, com graus de liberdade tendendo ao infinito, foi de 3,2905. Estes graus de liberdade foram utilizados em virtude de cada recorte possuir 30 X 30 pixels, ou seja, constituindo amostras com 900 dados.

Analisando os valores obtidos de todas as médias através do Teste t de Student, observa-se que o t calculado ( $t_{\text{calc}}$ ) foi muito superior ao t tabelado (3,2905), o que significa dizer que as médias diferem significativamente entre si, para o nível de significância adotado. Em todos os casos de comparação de médias os valores obtidos através do  $t_{\text{cal}}$  foi muito superior, o que significa que houve uma grande diferença entre as médias, ou seja, que há uma grande diferença nos componentes do saldo de radiação e, conseqüentemente, no balanço final do saldo de radiação à superfície, entre áreas desmatadas e áreas com vegetação natural.

De acordo com a Tabela 9 pode-se observar que a diferença no valor do albedo da superfície entre as áreas é claramente perceptível, no qual confirma que superfícies sem vegetação refletem mais do que superfícies com vegetação. Ainda de acordo com os valores abordados nesta tabela observa-se o aumento do albedo da superfície para as mesmas áreas em dias distintos, pois a primeira imagem está mais próxima do fim das cheias do Rio Araguaia, o que significa que a superfície está mais úmida do que a superfície do dia 22/08/2005. Os valores obtidos para estes recortes corroboram com os dados já apresentados e comentados no item anterior.

Na Tabela 9 estão representados os valores médios do albedo, do IVDN, da temperatura da superfície e do saldo  $R_{n,\text{inst}}$  e  $R_{n,24h}$ , para as duas áreas selecionadas. Na área 1 (vegetação natural) detecta-se maior valor do IVDN do que na área 2 (áreas antropizadas), como já era esperado. Os valores diminuíram para a mesma área do dia 03/06/2005 para o dia 22/08/2005 e uma possível explicação é que o último dia se apresenta com maior distância do período das cheias, que implica em menor estoque de umidade no solo e, como consequência, resulte em menor vigor da vegetação. Os valores aqui obtidos estão em consonância com os detectados e comentados anteriormente.

A temperatura da superfície em solo desmatado se mostrou maior em relação à área de vegetação nativa. Subtraindo estas médias extremas obtém-se uma diferença que chega a 5,8 K, isto para as médias do dia 22/08/2005 (Tabela 9). Essa grande diferença em  $T_s$  pode ser justificada pelo aumento da radiação solar incidente e redução na umidade do solo.

Comparando a temperatura da superfície com os resultados do albedo e do IVDN, pode-se observar uma forte associação, pois um maior albedo e menor IVDN resultam, em geral, em maior temperatura da superfície. Com os resultados obtidos das áreas 1 e 2 é

possível verificar o impacto climático local que ocorre devido a ocupação do solo e a devastação da vegetação nativa.

Conforme a Tabela 9 pode-se perceber que os menores valores do saldo de radiação instantâneo foram observados na área 2, que são superfícies modificadas. Observa-se que para a área 1 o saldo aumentou para os diferentes dias estudados, isto se deve ao menos em parte, ao aumento da radiação solar incidente. Este resultado indica que há menor energia disponível para ser transformada em calor sensível e latente (área 2), se comparado com outra área de estudo (área 1).

**Tabela 9** - Valores médios obtidos para as diferentes áreas de estudo, do albedo da superfície, IVDN, Temperatura da superfície, Saldo de radiação instantâneo e diário, e o valor do t calculado.

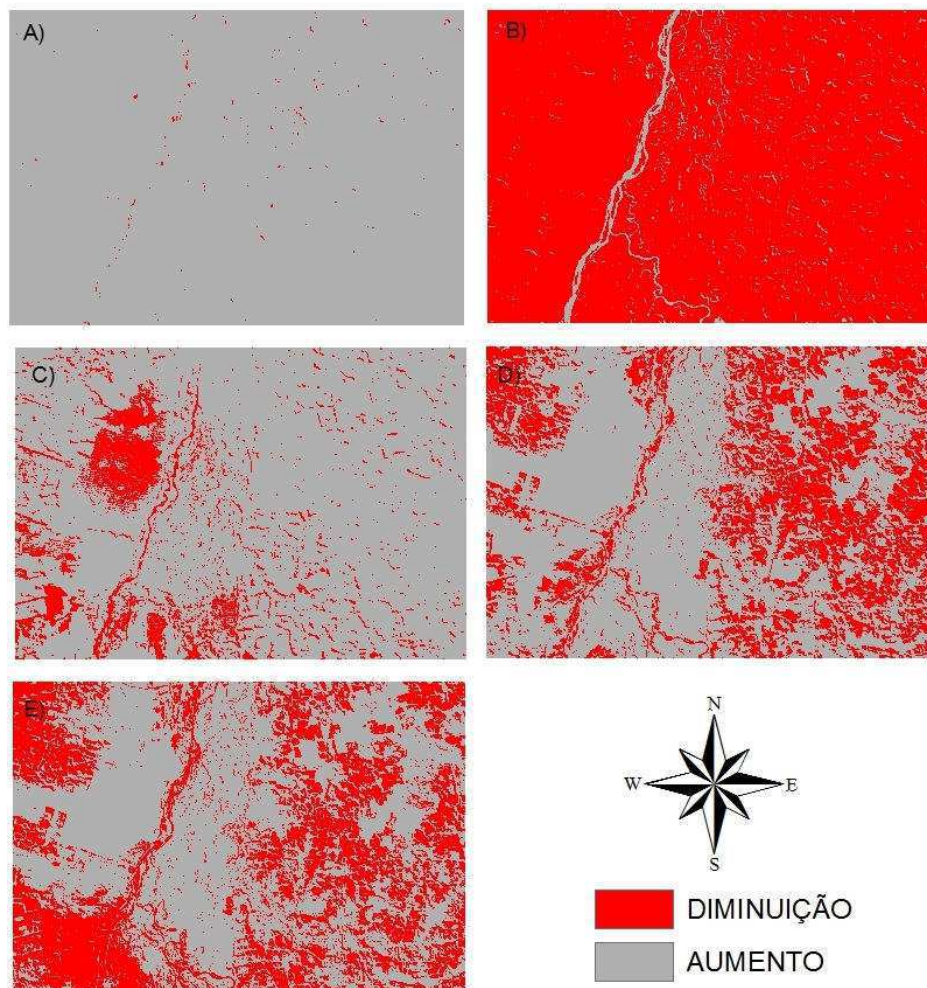
Albedo da superfície					
Data	Área 1		Área 2		t,calc.
	Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	
03/06/2005	0,112	0,005	0,162	0,012	115,4
22/08/2005	0,162	0,003	0,231	0,016	127,2
IVDN					
Data	Área 1		Área 2		t,calc.
	Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	
03/06/2005	0,719	0,018	0,614	0,060	50,3
22/08/2005	0,575	0,014	0,240	0,064	153,4
Temperatura da superfície					
Data	Área 1		Área 2		t,calc.
	Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	
03/06/2005	293,4	0,222	295,7	0,912	73,5
22/08/2005	293,2	0,198	299,0	0,825	205,1
Saldo de Radiação Instantâneo					
Data	Área 1		Área 2		t,calc.
	Média	Desvio Padrão	Média	Desvio padrão	
03/06/2005	545,2	3,702	496,8	11,278	122,3
22/08/2005	582,5	2,889	496,0	15,733	162,2
Saldo de Radiação Diário					
Data	Área 1		Área 2		t,calc.
	Média	Desvio Padrão	Média	Desvio Padrão	
03/06/2005	140,5	1,039	129,2	2,644	119,3
22/08/2005	145,2	0,823	128,4	3,815	129,1

A média do saldo de radiação diário apresentados na Tabela 9 para as diferentes áreas analisadas confirma tudo o que foi visto anteriormente e mostra o impacto do desmatamento de áreas nativas, haja vista que o  $R_n$ ,24h se mostrou menor nas áreas desmatadas do que nas áreas com vegetação natural. A partir dos resultados aqui apresentados pode-se observar claramente o impacto da ocupação humana com suas ações de desmatamentos em relação ao clima local. Conforme se depreende, na região de estudo a substituição da vegetação por pastagens ou áreas agrícolas reduz os índices de vegetação e  $R_n$ , e aumenta  $T_s$  e o albedo. A conjugação desses elementos produz aumento da temperatura do ar, conforme fenômeno

também registrado no Cerradão paulista e documentado por Silva et al. (2010) e Gomes et al. (2009).

#### 4.4 - Análise dos resultados do método álgebra das imagens

As cartas obtidas através da metodologia proposta pela álgebra das imagens estão representadas na Figura 9. Nela está representada o albedo, o IVDN, a Ts e o Rn instantâneo e diário.



**Figura 9** - Resultados das componentes e do saldo de radiação através do método de álgebra das imagens. Albedo (A); IVDN (B); Temperatura da superfície (C); Saldo de radiação instantâneo (D); Saldo de radiação diário (E).

Pode-se observar que o albedo (Figura 9A) registrou um aumento em todo o recorte estudado, com pouquíssimos pontos que houve diminuição. Para o IVDN (Figura 9B) pode-se observar que houve uma diminuição em toda a área de estudo, exceto para o leito do rio no qual se apresenta em agosto com o nível mais baixo em relação ao mês de junho. A carta da Ts (Figura 9C) obtida evidencia um aumento da temperatura da superfície na maior parte da área, exceto onde há vegetação nativa de grande porte e parte do leito do rio. Já para o saldo de radiação (tanto o instantâneo quanto o diário representados, respectivamente, nas Figuras 9D e 9E) constata-se uma diminuição do albedo em toda a área desmatada e um aumento em toda área de vegetação nativa.



## 5 - CONCLUSÕES

O presente trabalho mostrou, a partir de imagens do Landsat 5 – TM, a eficiência do método proposto para a estimativa do saldo de radiação (instantâneo e diário) à superfície, empregados em técnicas do sensoriamento remoto. O método se mostrou bastante eficaz, pois não necessitou parâmetros de entrada obtidos em superfície e foi capaz de estimar o saldo de radiação instantâneo à superfície com pequenos erros relativos e absolutos.

Já o saldo de radiação diário com uso de imagens e apenas a radiação solar global diária resultou em erros ainda menores que os observados para  $R_n$ , inst.

A presença humana na área de estudo altera os fluxos radiativos e impacta a temperatura da superfície, com consequências diretas na temperatura do ar.

Na análise das componentes do saldo de radiação os maiores erros foram observados no cômputo do albedo, embora os padrões apresentados tenham grande associação com o IVDN e  $T_s$ .

Nas duas áreas selecionadas para comparação das médias, constatou-se haver diferenças significativas entre as médias de todas as variáveis estudadas, ao nível de significância de 0,05%, segundo o Teste t de Student.

## 6 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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.; Trezza, R.; Tasumi M. Surface energy balance algorithms for land. Advance training and user's manual, version 1.0, p.98, 2002.
- Amiri, W.; Weng, Q.; Alimohammadi A.; Alavipanah, S. Z. Spatial-temporal dynamics of land surface temperature in relation to fractional vegetation cover and land use/cover in the Tabriz urban area, Iran. *Remote Sensing of Environment*, v.113, p.2606–2617, 2009.
- 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.
- Assis, A. M. e Omasa, K. Estimation of vegetation parameter for modeling soil erosion using linear Spectral Mixture Analysis of Landsat ETM data. *Journal of Photogrammetry e Remote Sensing*, v. 62, p.309–324, 2007.
- Bakr, N.; Weindorf, D. C.; Bahnassy, M. H.; Marei, S. M.; El-Badawi. Monitoring land cover changes in a newly reclaimed area of Egypt using multi-temporal Landsat data. *Applied Geography*, v.30, p.592–605, 2010.
- 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.
- Batra, N.; Islam, S.; Venturini, V.; Bisht, G.; Jiang, L. Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains. *Remote Sensing of Environment*, v.103, p.1-15, 2006.
- Bezerra, B. G. Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL. 127p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, UFCG. Campina Grande, 2006.

- Bezerra, B. G.; Silva, B. B. da; Ferreira, N. J. Estimativa da Evapotranspiração Real Diária utilizando-se Imagens Digitais TM - Landsat 5. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.23, n.3, 305-317, 2008.
- Bezerra, M. V. C. Uso de imagens de satélite na determinação do coeficiente de cultivo, da evapotranspiração real e da produtividade de água na cultura do algodoeiro irrigado. 114p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, UFCG. Campina Grande, 2009.
- Bisht, G. e Bras, R. L. Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. *Remote Sensing of Environment*, v.114, p.1522-1534, 2010.
- Bisht, G.; 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.
- Bsaibes, A.; Courault, D.; Baret, F.; Weiss, M.; Olioso, A.; Jacob, F.; Hagolle, O.; Marloie, O.; Bertrand, N.; Desfond, V., Kzemipour, F. Albedo and LAI estimates from FORMOSAT-2 data for crop monitoring. *Remote Sensing of Environment*, v.113, p.716–729, 2009.
- Busetto, L.; Meroni, M.; Colombo, R. Combining medium and coarse spatial resolution satellite data to improve the estimation of sub-pixel NDVI time series. *Remote Sensing of Environment*, v.112, p.118–131, 2008.
- CdBrasil. Disponível em: <http://www.cdbrasil.cnpem.br/txt/landsat.htm>. Acesso em 10 de setembro de 2010.
- Chander, G.; Markham, B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and post calibration dynamic ranges. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, v.41, n.11, p.2674-2677, 2003.
- Chandrapala, L. e Wimalasuiya, M. Satellite Measurements supplemented with meteorological data to operationally estimate evaporation in Sri Lanka. *Agricultural Water Management*, v.58, p.89-107, 2003.
- Chavez, J.L.; Gowda, P.H.; Marek, T.H.; New, L.L. Evapotranspiration mapping using METRIC™ for region with highly advective conditions. In: *ASABE Annual International Meeting, Anais...* Minneapolis: ASABE, 2007.
- Chen, X.; Vierling, L.; Rowell, E.; De Felice, T. Using lidar and effective LAI data to evaluate IKONOS and Landsat 7 ETM+ vegetation cover estimates in a ponderosa pine forest. *Remote Sensing of Environment*, v.91, p.14-26, 2004.
- Courault, D.; Seguim, B.; Olioso, A. Review to estimate evapotranspiration from remote sensing data: some examples from the simplified relationship to the use meso scale atmospheric models. *ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions*, 17 Sept., 2002.
- Cracknell, A. P. The exciting and totally unanticipated success of the AVHRR in applications for which it was never intended. *Advances in Spatial Research*, v.28, p.233–240, 2001.

- De Bruin, H. A. R. From Penman to Makkink. In: Hooghart, J. C. (Ed.), Proceedings and information: TNO Committee on Hydrological. Gravenhage, The Netherlands, v.39, p.5-31, 1987.
- Di Pace, F. T.; Silva, B. B. da; 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.
- Dirmeyer, P. A., e Shukla, J. Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. *Journal of Geophysical Research*, v.99, p.20863–20878, 1994.
- Dozier, J.; Painter, T. H.; Rittger, K.; Frew, J. E. Time–space continuity of daily maps of fractional snow cover and albedo from MODIS. *Advances in Water Resources*, v.31, p.1515–1526, 2008.
- Du, H.; Cui, R.; Zhou, G.; Shi, Y.; Xu, X.; Fan, W.; Lü, Y. The responses of Moso bamboo (*Phyllos tachyheterocycla* var. *pubescens*) forest aboveground biomass to Landsat TM spectral reflectance and NDVI. *Acta Ecologica Sinica*, v.30, p.257–263, 2010.
- Engesat. Landsat 5 TM - Ficha Técnica Resumida. Disponível em: <http://www.engesat.com.br/?system=news&action=read&id=528>. Acesso em 20 de setembro de 2010.
- Feitosa, J. R. P. Uso de Técnica de Sensoriamento Remoto e Imagens Landsat-TM e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície. 164f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Programa Institucional de Pós-graduação em Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2005.
- Florenzano, T. G. *Imagens de Satélites para Estudos Ambientais*, São Paulo: Oficina de Texto, 2002.
- Fu, G.; Shen, Z.; Zhang, X.; Shi, P.; Zhang, Y.; Wu, J. Estimating air temperature of an alpine meadow on the Northern Tibetan Plateau using MODIS land surface temperature. *Acta Ecologica Sinica*, v.31, p.8–13, 2011.
- 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, n.4, p.225-241, 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.
- Gomes, H. F., Silva, B. B. da, Cavalcanti, E. P., Rocha, H. R. Balanço de radiação em diferentes biomas no estado de São Paulo mediante imagens Landsat5. *Geociências*, v.28, n.2, p.153-164, 2009.
- Graton, D. J.; Howarth, P. J.; Marceau, D. J. Using Landsat-5 thematic mapper and digital elevation data to determine the net radiation field of a Mountain Glacier. *Remote Sensing of Environment*, v.43, p.315-331, 1993.

- Greuell, W.; Reijmer, C. H.; Oerlemans, J. Narrowband-to-broad band albedo conversion for glacier ice and snow based on aircraft and near-surface measurements. *Remote Sensing of Environment*, v.82, p. 48–63, 2002.
- Hong, S. H.; Hendrickx, J. M. H.; Borchers, B. Up-scaling of SEBAL derived evapotranspiration maps from Landsat (30 m) to MODIS (250 m) scale. *Journal of Hydrology*, v.370, p.122-138, 2009.
- Huete, A. R.; Tucker, C. J. Investigation of soil influence in AVHRR red and near infrared vegetation index imagery. *International Journal of Remote Sensing*, v.12, p.1223-1242, 1991.
- Hwang, T.; Song, C.; Bolstad, P. V.; Band, L. E. Downscaling real-time vegetation dynamics by fusing multi-temporal MODIS and Landsat NDVI in topographically complex terrain. Article in press, 2011.
- Jimenez, J. I. et al. On the estimation of long wave radiation flux from clear skies. *Theoretical and Applied Climatology*, v.38, n.1, p.37-42, 1987.
- Jin, Y.; Randerson, J. T.; Goulden, M. L. Continental-scale net radiation and evapotranspiration estimated using MODIS satellite observations. *Remote Sensing of Environment*, v.115, p.2302-2319, 2011.
- Julien, Y.; Sobrino, J. A.; Jiménez-Muñoz, J. C. Land use classification from multitemporal Landsat imagery using the Yearly Land Cover Dynamics (YLCD) method. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v.13, p.711–720, 2011.
- Katsiabani, K.; Adaktilou, N.; Cartalis, C.A. Generalised methodology for estimating land surface temperature for non-urban areas of Greece through the combined use of NOAA–AVHRR data and ancillary information. *Advances in Space Research*, v.43, p.930–940, 2009.
- Kim, H. Y. e Liang, S. Development of a hybrid method for estimating land surface shortwave net radiation from MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, v.114, p.2393-2402, 2010.
- Lagouard, J. P.; Brunet, Y.; Kerr, Y.; Imbernon, J. Estimating the daily upward longwave radiation from NOAA-AVHRR data for mapping net radiation. *Advances in Space Research*, v.11, p.151-161, 1991.
- Liang, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, v.76, p.213- 238, 2000.
- Long, D.; Gao, Y.; Singh, V. P. Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days. *Journal of Hydrology*, v.388, p.217-233, 2010.
- Lourenço, R.W.; Landim, P.M.B. Estudo da variabilidade do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada/NDVI utilizando krigagem indicativa. *Holos Environment*, v.4, n.1, p.38-55, 2004.
- Luedeling, E. e Buerkert, A. Typology of oases in northern Oman based on Landsat and SRTM imagery and geological survey data. *Remote Sensing of Environment*, v.112, p.1181–1195, 2008.

- Lu, X. L. e Zhuang, Q. L. Evaluating evapotranspiration and water-use efficiency of terrestrial ecosystems in the conterminous United States using MODIS and AmeriFlux data. *Remote Sensing of Environment*, v.114, p.1924–1939, 2010.
- Lyapustin, A.; Wang, Y.; Kahn, R.; Xiong, J.; Ignatov, A.; Wolfe, R.; Wu, A.; Holben, B.; Bruegge, C. Analysis of MODIS–MISR calibration differences using surface albedo around AERONET sites and cloud reflectance. *Remote Sensing of Environment*, v.107, p.12–21, 2007.
- Machado, R.B., M.B. Ramos Neto, P.G.P. Pereira, E.F. Caldas, D.A. Gonçalves, N.S. Santos, K.Tabor e M. Steininger. 2004. Estimativas de perda da área do Cerrado brasileiro. Relatório técnico não publicado. 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.
- Meng, Q.; Cieszewski, C. J.; Madden, M.; Borders, B. A linear mixed-effects model of biomass and volume of trees using Landsat ETM+ images. *Forest, Ecology and Management*, v.244, p.93–101, 2007.
- Moody, E. G., King, M. D., Schaaf, C. B., Hall, D. K. Northern Hemisphere five year average (2000–2004) spectral albedos of surfaces in the presence of snow: Statistics computed from Terra MODIS land products. *Remote Sensing of Environment*, v.111, p.337–345, 2007.
- Nobre, C.A.; Fisch, G.; Nobre, A. D. Balanço de energia, vapor d'água e CO<sub>2</sub> em áreas de floresta tropical na Amazônia Central. Relatório do projeto (0966/95) realizado pelo INPE e INPA, p.373-385, 1999.
- Oliveira, L.L.; Vianello, R.L.; Ferreira, N.J. *Meteorologia Fundamental*, Erechim/RS: EdiFAPES, p.432, 2001.
- Oliveira, L.S. Fluxos atmosféricos de superfície sobre uma área de ecótono na Ilha do Bananal. 114f. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, 2006.
- Owen, T.W., Carlson, T.N., Gillies, R.R. An assessment of satellite remotely sensed land cover parameters in quantitatively describing the climatic effect of urbanization. *International Journal of Remote Sensing*, v.19, p.1663–1681, 1998.
- Painter, T. H.; Rittger, K.; McKenzie, C.; Slaughter, P.; Davis, R. E.; Dozier, J. Retrieval of subpixel snow covered area, grain size, and albedo from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, v.113, p.868–879, 2009.
- Paiva, C. M. Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR, Rio de Janeiro, 248f. Dissertação (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005.
- Pereira, A. R.; Angelocci, L. R.; Sentelhas, P. C. *Agrometeorologia fundamentos e aplicações práticas*. Guaíba-RS: Liv. e Ed. Agropecuária, 2002.

- Pinheiro, A. C. T.; Mahoney, R.; Privette, J. L.; Tucker, C. J. Development of a daily long term record of NOAA-14 AVHRR land surface temperature over Africa. *Remote Sensing of Environment*, v.103, p.153–164, 2006.
- Rezende, D.; Merlin, S.; Santos, M. Seqüestro de carbono: uma experiência concreta. 2ª ed. Aparecida de Goiânia: Ed. Poligráfica, 2001. 178 p.
- Rodrigues, J.O.; Andrade, E.M.; Teixeira, A.S; Silva, B.B.da. Sazonalidade de variáveis biofísicas em regiões semiáridas pelo emprego do sensoriamento remoto. *Revista de Engenharia Agrícola*, v.29, n.3, p. 452-465, 2009.
- Román, M. O., Schaaf, C. B., Lewis, P., Gao, F., Anderson, G. P., Privette, J. L., et al. Assessing the coupling between surface albedo derived from MODIS and the fraction of diffuse skylight over spatially-characterized landscapes. *Remote Sensing of Environment*, v.114, p.738–760, 2010.
- Román, M. O., Schaaf, C. B., Woodcock, C. E., Strahler, A. H., Yang, X., Braswell, R. H., et al. The MODIS (Collection V005) BRDF/albedo product: assessment of spatial representativeness over forested landscapes. *Remote Sensing of Environment*, v.113, p.2476–2498, 2009.
- Ryu, Y.; Kang, S.; Moon, S. K.; Kim, J. Evaluation of land surface radiation balance derived from moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) over complex terrain and heterogeneous landscape on clear sky days. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.148, p.1538-1552, 2008.
- Santos, F.A.C. Alterações no balanço radiativo e impactos climáticos decorrentes do uso da terra no estado de São Paulo. 83f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)– Universidade Federal de Campina Grande, 2011.
- Schaaf, C. B.; Wang, Z.; Strahler, A. H. Commentary on Wang and Zender—MODIS snow albedo bias at high solar zenith angles relative to theory and to in situ observations in Greenland. *Remote Sensing of Environment*, v.115, p.1296–1300, 2011.
- Shuai, Y.; Masek, J. G.; Gao, F.; Schaaf, C. B. An algorithm for the retrieval of 30-m snow-free albedo from Landsat surface reflectance and MODIS BRDF. *Remote Sensing of Environment*, v.115, p.2204–2216, 2011.
- Silva, B. B. da; Braga, A. C.; Braga, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo – PB mediante imagens orbitais. *Revista Caatinga*, Mossoró, v.24, n.3, p.145-152, 2011.
- Silva, B. B. da; Lopes, G. M.; Azevedo, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 – TM. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*. Santa Maria, v.13, n.2, p.201-211, 2005a.
- 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, 2005b.
- Silva, B. B. da; Mendonça, R. R. O.; Silva, S. T. A.; Ferreira, R. C. Mapeamento do albedo de áreas heterogêneas do estado do Ceará com imagens TM - Landsat 5. *Revista de Geografia*, v.25, n.2, 2008.

- 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, J.D.; Silva, B.B. da; Ceballos, J.C. Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.26, n.1, p. 31-44, 2008.
- Stroeve, J., Box, J. E., Gao, F., Liang, S., Nolin, A., & Schaaf, C. B. Accuracy assessment of the MODIS 16-day albedo product for snow: comparisons with Greenland in situ measurements. *Remote Sensing of Environment*, v.94, p.46–60, 2005.
- Tang, B. e 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.
- 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, R.; Li, Z. L.; Tang, B. An application of the Ts–VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions: Implementation and validation. *Remote Sensing of Environment*, v.114, p.540–551, 2010.
- Tarnavsky, E.; Garrigues, S.; Brown, M. E. Multiscale geostatistical analysis of AVHRR, SPOT-VGT, and MODIS global NDVI products. *Remote Sensing of Environment*, v.112, p.535-549, 2008.
- Tucker, C. J. Red and photographic infrared linear combinations in monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, v. 8, p. 127–150, 1979.
- Tucker, C. J. Remote sensing of leaf water content in the near infrared. *Remote Sensing of Environment*, v.10, p.23–32, 1980.
- 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.
- Vancutsem, C.; Ceccato, P.; Dinku, T.; Connor, S. J. Evaluation of MODIS land surface temperature data to estimate air temperature in different ecosystems over Africa. *Remote Sensing of Environment*, v.114, p.449–465, 2010.
- Varejão-Silva, M. A.; *Meteorologia e climatologia*. Ministério da Agricultura e Abastecimento, Instituto Nacional de Meteorologia, 2ª Ed. (versão digital), 463p., 2006.
- Walthall, C.; Dulaney, W.; Anderson, M.; Norman, J.; Fang, H.; Liang, S. A comparison of empirical and neural network approaches for estimating corn and soybean leaf area index from Landsat ETM+ imagery. *Remote Sensing of Environment*, v.92, p.465-474, 2004.
- Wang, W. e 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.
- Wan, Z. New refinements and validation of the MODIS Land surface Temperature/Emissivity products. *Remote Sensing of Environment*, v.112, p.59–74, 2008.



- Wang, X., & Zender, C. S. MODIS snow albedo bias at high solar zenith angles relative to theory and to in situ observations in Greenland. *Remote Sensing of Environment*, v.114, p.563–575, 2010.
- Weng, Q.; Lu, D. A sub-pixel analysis of urbanization effect on land surface temperature and its interplay with impervious surface and vegetation coverage in Indianapolis, United States. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v.10, p.68–83, 2008.
- Yuan, F. & Bauer, M. E. Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat island effects in Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, v.106, p.375–386, 2007.
- Zhang, Y.; Odeh, I.O.A.; Han, C. Bi-temporal characterization of land surface temperature in relation to impervious surface area, NDVI and NDBI, using a sub-pixel image analysis. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v.11, p.256–264, 2009.