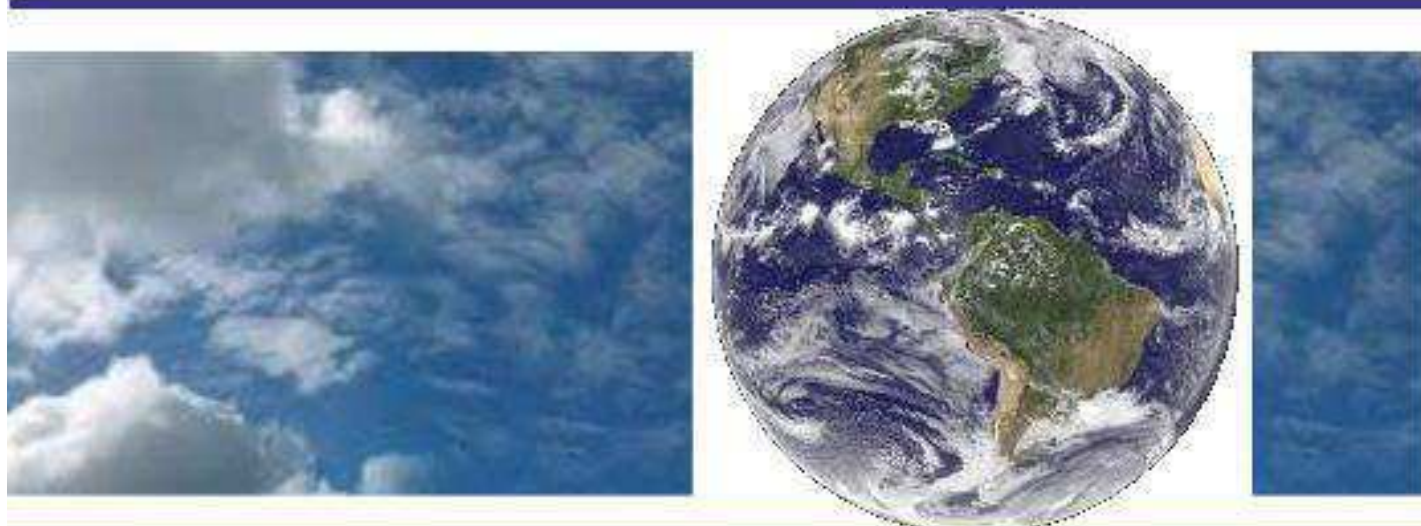


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



Tese de Doutorado

HELIOFÁBIO BARROS GOMES

**BALANÇOS DE RADIAÇÃO E ENERGIA EM ÁREAS DE CULTIVO DE
CANÁ-DE-AÇÚCAR E CERRADO NO ESTADO DE SÃO PAULO
MEDIANTE IMAGENS ORBITAIS**

Campina Grande, Abril de 2009



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



TESE DE DOUTORADO

**BALANÇOS DE RADIAÇÃO E ENERGIA EM ÁREAS DE CULTIVO DE CANA-DE-
AÇÚCAR E CERRADO NO ESTADO DE SÃO PAULO MEDIANTE IMAGENS ORBITAIS**

HELIOFÁBIO BARROS GOMES

Campina Grande - Paraíba

Abril - 2009

HELIOFÁBIO BARROS GOMES

**BALANÇOS DE RADIAÇÃO E ENERGIA EM ÁREAS DE CULTIVO DE CANA-DE-
AÇÚCAR E CERRADO NO ESTADO DE SÃO PAULO MEDIANTE IMAGENS ORBITAIS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Área de Concentração: **Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia**

Sub-área: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientadores: **Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva**

Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcante

Campina Grande - Paraíba

Abril - 2009

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA
CENTRAL DA UFCG

G633b

Gomes, Heliofábio Barros.

Balancos de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no Estado de São Paulo mediante imagens orbitais / Heliofábio Barros Gomes. - Campina Grande, 2009.

108 f.

Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2009.

"Orientação : Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, Prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcante".

Referências.

1. Radiância. 2. Reflectância. 3. Albedo. 4. Calor Sensível e Calor Latente. 5. Tese - Meteorologia. I. Silva, Bernardo Barbosa da. II. Cavalcante, Enilson Palmeira. III. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB). IV. Título

CDU 551.5:535.241.43(043)

HELIOFÁBIO BARROS GOMES

BALANÇO DE RADIAÇÃO E ENERGIA EM ÁREAS DE CULTIVOS DE CANA-DE-
AÇÚCAR E CERRADO NO ESTADO DE SÃO PAULO MEDIANTE IMAGENS ORBITAIS

TESE APROVADA EM 29/4/2009

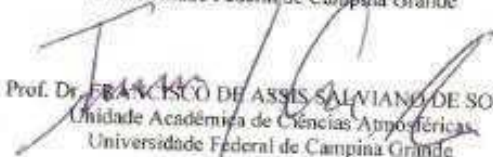
BANCA EXAMINADORA



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



Prof. Dr. NILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. FRANCISCO DE ASSIS SALVIANO DE SOUSA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. VICENTE DE PAULO RODRIGUES DA SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ LEONALDO DE SOUZA
Instituto de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Alagoas



Prof. Dr. NELSON JESUS FERREIRA
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

DEDICATÓRIA

Dedico esta tese à memória de minha mãe **Solange Barros**, que foi um exemplo de vida, força, coragem, caráter, dignidade e sabedoria que nos deixou.

A minha família, Hélio Soares (Pai), Cicera Lopes (Mãe de coração) e irmãos Helber, Heliton, Helder, Suelen, Emanuelle, Samuelle e Samuellson.

Ao meu sogro Robson Maciel e minha sogra Ana Lúcia, as minhas cunhadas Rosana e Rosemary, as minhas sobrinhas Giulya e Maria Eduarda e meu sobrinho Helinho.

A minha esposa **Roberta Alves** pelo amor, dedicação e compreensão durante todos esses anos de união. Eu te Amo. Ofereço.

AGRADECIMENTOS

“A Deus, acima de tudo e de todos, fonte infinita de sabedoria”.

Aos meus pais, meus maiores amigos, meus amores e minha inspiração, por terem feito tudo que estava ao alcance para me ajudar sempre, por me encaminharem na vida com tanto carinho e paciência, respeito e valores. Agradeço-os por me ensinarem, me corrigirem, me incentivarem, me acalmarem.

Especialmente ao meu pai por me mostrar o caminho e me fazer entender as razões de sua importância e à minha mãe por me ensinar a segui-lo sempre com o coração, paixão e persistência.

Aos meus avôs maternos (Francisco Barros e Nail Eloi), meus tios (Silvio, Sonaldo e Biu), primos (Joácio, Fabrício, Thiago), pelo apoio dado durante esses quatro anos de curso.

Aos meus amigos que sempre deram incentivos e suporte no dia a dia de minha vida, sou bastante grato a todos, em especial, Andréia (Deinha), Kleber e Bebel.

Ao meu irmão Helber pelo incentivo, pela força dada através de contato direto com professores e alunos da USP e do CPTEC, contribuindo com informações relevantes durante minha pesquisa.

A minha esposa Roberta, em especial, que esteve sempre ao meu lado, mesmo quando distante, pelo amor, apoio, compreensão, conselhos, amizade, orientação e colaboração em praticamente todas as fases desta tese. Eu te amo !!!

Aos meus sogros Robson Maciel e Ana Lúcia pelo apoio constante em todo esse tempo de convivência, nas dificuldades e vitórias durante os obstáculos encontrados com o passar do tempo, vocês sempre estarão no meu coração, não apenas como sogros e sim como novos pais que ganhei ao conhecer essa maravilhosa pessoa que Deus colocou no meu caminho. Obrigado por tudo que fizeram por mim em todo esse tempo.

Ao meu orientador e amigo Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, primeiramente pelo convite para desenvolver esse trabalho, por apostar na minha capacidade, desafiar meus limites e por fazer sempre o possível para me oferecer todos os meios e estruturas necessárias no desenvolvimento desse trabalho do início ao fim, pela valiosa orientação, e também pelos ensinamentos de uma forma geral durante essa caminhada. Por ser um exemplo de pessoa e de profissional, pela confiança, honestidade, dedicação, apoio e principalmente por compartilhar comigo essa experiência durante o curso.

Aos professores Paulo Roberto Coelho Araujo e Jurandir Nicácio (IGDEMA/UFAL) pela oportunidade concedida para a realização deste curso.

Ao prof. Dr. Enilson Palmeira Cavalcante pelo apoio e incentivo nos momentos difíceis durante o curso, principalmente na fase inicial do curso.

Ao meu grande amigo e companheiro Sandro Holanda (Bifana) por compartilhar seus conhecimentos através de nossas discussões e descontrações, dia a pós dia ou noite após noite, durante nossa permanência em Campina Grande.

Aos amigos Marcus Vinicius e Carlos Antonio pela ajuda essencial e constante ao longo do trabalho, principalmente na familiarização com o software utilizado para execução do trabalho.

Aos colegas, Kleber Ataíde, Lincoln, Hudson, Cícera, Taciana, Márcia, Djane, Péricles, Ewerton, Gildarte, Lindemberg (Bega), Roberto Alan pelo companheirismo e pela boa convivência que tivemos durante o curso.

Aos professores, Francisco de Assis Salviano de Sousa, Vicente de Paulo Rodrigues da Silva DCA/CCT/UFCG, Nelson Jesus Ferreira CPTEC/INPE e José Leonaldo de Souza ICAT/UFAL pelas valiosas sugestões na elaboração desse trabalho.

Ao prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha pelos dados e informações concedidas a respeito das torres micrometeorológicas localizadas na região de estudo.

Ao Dr. Alaor Moacyr Dall'Antonia Jr (INMET) pela disponibilização de alguns dados das estações convencionais para o desenvolvimento da tese de doutorado. Em especial, ao amigo Fabrício Santos Daniel pela ajuda dada no envio dos mesmos.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia pelos ensinamentos e amizade concedidos, em particular aos professores Enio Pereira de Souza e Manoel Gomes.

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

E a todos que direta e indiretamente colaboraram na condução e realização do presente trabalho.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	i
LISTA DE TABELAS.....	iv
LISTA DE SÍMBOLOS.....	v
RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	viii
1. INTRODUÇÃO.....	01
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	04
2.1 - Balanço de radiação na superfície.....	04
2.1.1 - Balanço de onda curta.....	06
2.1.2 - Balanço de onda longa.....	09
2.1.3 - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada.....	14
2.1.4 - Evapotranspiração.....	15
2.1.5 - Evapotranspiração estimada por sensoriamento remoto.....	17
2.1.6 - O SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land).....	20
2.1.7 - O METRIC (Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration).....	24
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	26
3.1 - Área de estudo.....	26
3.2 - Torres micrometeorológicas.....	28
3.3 - Dados radiométricos.....	30
3.4 - Processamentos das imagens.....	30
3.5 - O algoritmo SEBAL/METRIC.....	30
3.5.1 - Calibração radiométrica.....	31
3.5.2 - Reflectância monocromática.....	32
3.5.3 - Albedo planetário ou albedo do topo da atmosfera.....	33
3.5.4 - Albedo da superfície.....	33
3.5.5 - Índices de vegetação.....	35
3.5.6 - Emissividades.....	35

3.5.7 - Temperatura da superfície.....	36
3.5.8 - Radiação de onda longa emitida.....	36
3.5.9 - Radiação de onda longa incidente.....	36
3.5.10 - Radiação de onda curta incidente.....	36
3.5.11 - Saldo de radiação.....	37
3.5.12 - Fluxo de calor no solo.....	37
3.5.13 - Fluxo de calor sensível.....	38
3.5.14 - Fluxo de calor latente.....	42
3.5.15 - Evapotranspiração real horária.....	42
3.5.16 - Evapotranspiração real diária.....	42
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	44
4.1 - Componentes do balanço de radiação.....	44
4.1.1 - Mapas temáticos do albedo.....	44
4.1.2 - Validação dos métodos de correção do albedo da superfície.....	50
4.1.3 - Mapas temáticos do saldo de radiação.....	50
4.1.4 - Validação do saldo de radiação.....	57
4.2 - Componentes do balanço de energia.....	58
4.2.1 - Mapas temáticos do fluxo de calor no solo.....	58
4.2.2 - Fluxo de calor sensível.....	64
4.2.3 - Validação do fluxo de calor sensível.....	69
4.2.4 - Fluxo de calor latente.....	70
4.2.5 - Validação do fluxo de calor latente.....	75
4.2.6 - Evapotranspiração real diária.....	77
4.2.7 - Validação da evapotranspiração.....	83
5. CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES.....	86
5.1 - Conclusões.....	86
5.2 - Recomendações.....	87
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	88

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1	Localização do município de Santa Rita do Passa Quatro (SP), indicando a sua posição em níveis nacional e estadual (modificado de Salis et al.,1995).....	27
Figura 3.2	Recorte da imagem TM – Landsat 5 da área em estudo com combinação RGB das bandas espectrais 5, 4, 3 em composição falsa cor para o dia 16/07/2005, realçando as estações meteorológicas mais próximas e a posição das torres micrometeorológicas nos biomas de cerrado (▼) e cana-de-açúcar (▼).....	27
Figura 3.3	Torres micrometeorológicas situadas nos sítios experimentais dos biomas: (a) Cerrado e (b) cana-de-açúcar (Adaptado de Rocha, 2004).....	28
Figura 3.4	Diagrama das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação à superfície (Rn).....	31
Figura 4.1	Albedo da superfície para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.....	46
Figura 4.2	Albedo da superfície para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.....	47
Figura 4.3	Albedo da superfície para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.....	48
Figura 4.4	Albedo da superfície para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.....	49
Figura 4.5	Saldo de radiação na superfície ($W m^{-2}$) para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.....	53
Figura 4.6	Saldo de radiação na superfície ($W m^{-2}$) para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.....	54
Figura 4.7	Saldo de radiação na superfície ($W m^{-2}$) para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.....	55
Figura 4.8	Saldo de radiação na superfície ($W m^{-2}$) para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas	56

	correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.....	
Figura 4.9	Fluxo de calor no Solo ($W m^{-2}$) para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com SEBAL/METRIC utilizando o sensor TM – Landsat 5.....	60
Figura 4.10	Fluxo de calor no Solo ($W m^{-2}$) para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com SEBAL/METRIC utilizando o sensor TM – Landsat 5.....	61
Figura 4.11	Fluxo de calor no Solo ($W m^{-2}$) para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com SEBAL/METRIC utilizando o sensor TM – Landsat 5.....	62
Figura 4.12	Fluxo de calor no Solo ($W m^{-2}$) para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com SEBAL/METRIC utilizando o sensor TM – Landsat 5.....	63
Figura 4.13	Fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.....	65
Figura 4.14	Fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.....	66
Figura 4.15	Fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.....	67
Figura 4.16	Fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.....	68
Figura 4.17	Fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.....	71
Figura 4.18	Fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.....	72
Figura 4.19	Fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.....	73
Figura 4.20	Fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.....	74
Figura 4.21	Evapotranspiração real ($mm.dia^{-1}$) para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) cana-de-açúcar.....	79
Figura 4.22	Evapotranspiração real ($mm.dia^{-1}$) para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) cana-de-açúcar.....	80
Figura 4.23	Evapotranspiração real ($mm.dia^{-1}$) para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) cana-de-açúcar.....	81

Figura 4.24 Evapotranspiração real (mm.dia^{-1}) para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) cana-de-açúcar..... 82

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1	Descrição das variáveis medidas (nome e símbolo utilizados), instrumentação e geometria de instalação, nos sítios experimentais de Cerrado e Cana-de-açúcar.....	29
Tabela 3.2	Datas da colheita e de outros eventos notáveis para o sítio da cana durante o período de observação.....	30
Tabela 3.3	Constantes de calibração do Landsat 5-TM.....	32
Tabela 3.4	Valores da constante solar específica de cada banda espectral do TM - Landsat - $ESUN_{\lambda,b}$ ($W\ m^{-2}\ \mu m^{-1}$).....	33
Tabela 3.5	Coeficientes utilizados no cômputo das transmitâncias $\tau_{in,b}$ e $\tau_{out,b}$ para o TM – Landsat 5.....	34
Tabela 4.1	Albedo obtido com os métodos de correção atmosférica de METRIC, Idaho e Allen nos biomas cerrado (PDG) e Cana-de-açúcar (USR) e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos $[(Albedo_{Modelo} - Albedo_{Medido}) / Albedo_{Medido}] * 100$ (%)	50
Tabela 4.2	Valores do saldo de radiação (Rn) instantâneo dos biomas Cerrado e da Cana-de-açúcar obtidos mediante SEBAL com os métodos METRIC, Idaho e Allen e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos (%).....	58
Tabela 4.3	Valores do fluxo de calor sensível (H) instantâneo dos biomas Cerrado e da Cana-de-açúcar obtidos mediante SEBAL/METRIC e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos (%).....	69
Tabela 4.4	Valores do fluxo de calor latente (LE) instantâneo obtido segundo três diferentes procedimentos: uso das medições diretas com o método das correlações turbulentas (MCT), derivação do LE correspondente a um Kc de 1,2 para o Cerrado (MKc), Correlações turbulentas com fechamento do Balanço de Energia (CTFBE), nos biomas Cerrado e cana-de-açúcar, e os correspondentes Erros relativos (%).....	76
Tabela 4.5	Valores instantâneos da ET_h horária sobre os biomas cerrado e da cana-de-açúcar obtidos mediante SEBAL/METRIC e ET_o diária das estações São Simão e São Carlos para os dias estudados.....	83
Tabela 4.6	Valores da evapotranspiração de referência diários (ET_{24h}) sobre os biomas Cerrado e da cana-de-açúcar obtidos mediante SEBAL/METRIC para os dias estudados.....	85

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
c_p	Calor específico do ar a pressão constante	$J\ kg^{-1}$
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol	-
DA	Dia do Ano	-
TM	Thematic Mapper	-
ET	Evapotranspiração diária	$mm\ dia^{-1}$
$ET_{0\ H}$	Evapotranspiração de referência horária	$mm\ h^{-1}$
$ET_{0\ D}$	Evapotranspiração de referência diária	$mm\ dia^{-1}$
FET_0	Fração de evapotranspiração real	-
G	Fluxo de calor no solo	$W\ m^{-2}$
G	Constante solar	-
H	Fluxo de calor sensível	$W\ m^{-2}$
h	Altura média da vegetação	m
k	Constante de von Karman	-
L	Comprimento de Monin-Obukhov	m
L_λ	Radiância espectral para a banda λ	$W\ m^{-2}\ sr^{-1}$
λ	Calor latente de vaporização da água	$J\ kg^{-1}$
ND	Número digital	-
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor	$s\ m^{-1}$
r	Distância real Terra-sol	m
r_0	Distância média Terra-Sol	m
Rn	Saldo de radiação	$W\ m^{-2}$
$R_{s\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente	$W\ m^{-2}$
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície	$W\ m^{-2}$
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície	$W\ m^{-2}$
Ta	Temperatura do ar próximo a superfícies	K

T_s	Temperatura da superfície	K
u	Velocidade do vento	$m\ s^{-1}$
u^*	Velocidade de fricção	$m\ s^{-1}$
z	Altura	m
z_{om}	Coefficiente de rugosidade	m
θ	Ângulo zenital	Graus
α	Albedo da superfície -	-
α_{toa}	Albedo no topo da atmosfera	-
ϵ_0	Emissividade da superfície	-
ϵ_{NB}	Emissividade infravermelha da superfície	-
ϵ_a	Emissividade atmosférica	-
λ	Calor latente de vaporização	$J\ kg^{-1}$
LE	Fluxo de calor latente	$W\ m^{-2}$
ρ	Densidade do ar úmido	$Kg\ m^{-3}$
ρ_λ	Reflectividade da banda λ	-
σ	Constante de Stefan-Boltzman	$W\ m^{-2}\ K^{-4}$
τ_{sw}	Transmissividade do ar	-
ψ_h	Correção de estabilidade para o transporte de calor	-
ψ_m	Correção de estabilidade para o transporte de momentum	-

RESUMO

O sensoriamento remoto é uma ferramenta que possibilita identificar mudanças em diversos biomas terrestres e nos últimos anos foram desenvolvidas técnicas que possibilitam a determinação das componentes do balanço de energia com imagens orbitais e poucos dados de superfície. A presente pesquisa contempla a bacia do rio Mogi-Guaçu em virtude das alterações no uso do solo a que a mesma tem sido submetida nas últimas décadas e que tem despertado o interesse de pesquisadores em avaliar os impactos que essas mudanças podem promover no clima local. O presente trabalho tem por objetivo avaliar se as alterações promovidas pela substituição da vegetação primária do Cerradão, por cana-de-açúcar e eucalipto, podem ser detectadas com o SEBAL/METRIC, e se este algoritmo pode ser calibrado e validado nas condições climáticas do município de Santa Rita do Passa Quatro (SP). Para a realização da pesquisa utilizou-se o SEBAL/METRIC, com oito imagens orbitais do TM - Landsat 5, na órbita 220 e ponto 75, nas datas de 22/02, 11/04, 29/05, 14/06, 01/08, 17/08 e 21/11, todas do ano de 2005. Foram obtidas a calibração radiométrica e a reflectância monocromática de cada banda espectral, para em seguida se efetuar a correção atmosférica ao albedo no topo da atmosfera; em seguida, foram determinados os mapas temáticos do albedo, temperatura da superfície, índices de vegetação, saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e evapotranspiração real diária (ET). A evapotranspiração de referência foi obtida com dados de quatro estações em superfície: duas micrometeorológicas (no Cerrado e em cana-de-açúcar) e duas meteorológicas, localizadas nos municípios de São Simão e São Carlos, no período de fevereiro de 2005 a fevereiro de 2006. Os dados das duas torres foram empregados na validação e calibração do SEBAL/METRIC. Os valores do saldo de radiação no Cerrado, de modo geral, foram significativamente maiores que os da cana-de-açúcar, devido principalmente ao maior albedo e temperatura deste último. No período úmido, o Cerrado destacou-se com evapotranspiração ($7,8 \text{ mm dia}^{-1}$) maior do que sobre a cana-de-açúcar ($6,3 \text{ mm dia}^{-1}$). A temperatura sobre o Cerrado foi menor que sobre a cana-de-açúcar, consistente com a comparação da partição de energia na maior parte do ano. Conclui-se que a substituição do Cerrado pela cana-de-açúcar aumenta a temperatura da superfície, a temperatura do ar do ar, o albedo e o fluxo de calor sensível. Por outro lado, diminui a evapotranspiração e, portanto, o fluxo de massa para a atmosfera. A técnica empregada possibilita destacar com nitidez padrões que diferenciam o Cerrado das demais áreas da bacia do rio Mogi – Guaçu, contempladas no estudo e que a validação de algumas componentes dos balanços de radiação e energia confirmam que o SEBAL/METRIC pode ser usado na avaliação dos impactos ambientais causados pela alteração na cobertura do solo nas condições climáticas da área de estudo.

Palavras-chave: radiância, reflectância, albedo, calor sensível e calor latente.

ABSTRACT

Remote sensing is a tool that make possible to identify important changes in several terrestrial biomes. The developed of new techniques in the last years has made possible the determination of the energy balance components with satellite images and few weather data. The research includes the basin of the river Mogi Guaçu because of changes in soil use to which it has undergone in recent decades and has attracted the interest of researchers to assess the impacts that these changes may promote the local climate. The present work has the main objective evaluate if the changes occurred in primary vegetation of Cerradão when this kind of vegetation is replaced by sugar-cane and eucalyptus crop, can be detected with SEBAL/METRIC. At the same time, if this algorithm can be applied and validated in the climatic conditions of Mogi – Guaçu basin. Eight TM - Landsat 5 images, in the orbit 220 and point 75, obtained in February 22, April 11, May 29, June 14, August 01 and 17, and November 21, 2005, were used with the SEBAL/METRIC algorithm. Radiometric calibration and spectral reflectivity for each TM - Landsat 5 band were determined. Then, an atmospheric correction was performed in order to obtain the surface albedo and thematic maps of the albedo, land surface temperature, vegetation indexes, net radiation, soil heat flux (G), sensible heat flux (H), latent heat flux (LE) and daily actual evapotranspiration (ET). The reference evapotranspiration was obtained with data from four weather stations: two micrometeorological (in Cerrado and in a sugar-cane) and two more located in São Simão and São Carlos cities, from the period of February 2005 to February 2006. The data from the two towers were used for validation and calibration of SEBAL/METRIC. The values of net radiation in the Cerrado, in general, were significantly larger than on the sugar-cane, mainly due to the largest albedo and temperature of this last one. In the wet period, the Cerrado presented evapotranspiration values (7.8 mm day^{-1}) higher than the sugar-cane crop (6.3 mm day^{-1}). The temperature on the Cerrado was usually smaller than on sugar-cane, in accordance with the partition of energy balance components along the year. The main conclusion is that the substitution of Cerrado for sugar-cane crop increases land surface temperature, air temperature, albedo and the sensible heat flux. On the other hand, it reduces the evapotranspiration and, therefore, the water mass flow for the atmosphere. The technique used makes possible to highlight patterns that differentiate the Cerrado from the other vegetation types of the Mogi - Guaçu river basin. The validation of some radiation and energy balance components confirm that SEBAL/METRIC can be used for evaluation of environmental impacts caused by change in primary vegetation in such climatic conditions of the study area.

Key words: radiance, reflectance, albedo, sensible heat, latent heat

1. INTRODUÇÃO

O tempo e o clima exercem grande influência sobre o tipo e estado da vegetação terrestre, mas, em contrapartida, podem ocorrer alterações profundas no clima local em decorrência de mudanças promovidas no uso do solo. Nesse sentido, avaliar as alterações que podem ocorrer em componentes dos balanços de radiação, a exemplo do albedo, temperatura da superfície e do próprio saldo de radiação, e de energia, mais especificamente no fluxo de calor latente em áreas de vegetação nativa que estão sendo substituídas por pastagem ou cultivos comerciais, ganha a cada dia mais importância em face às alterações climáticas em curso no nosso planeta.

Os padrões apresentados por diferentes componentes do balanço de radiação e energia à superfície sobre diferentes tipos de vegetação são controlados por características da superfície, como albedo, área foliar, rugosidade, capacidade fotossintética, entre outros, que controlam a temperatura e umidade do ar, a velocidade do vento, a evapotranspiração e até mesmo a precipitação (Pielke et al., 1991). Um exemplo desta relação de controle da superfície no clima é a conversão de áreas com culturas anuais, por reflorestamento nos Estados Unidos, que levaria a uma significativa redução do albedo, aumento da evapotranspiração e, conseqüentemente, a uma significativa redução da temperatura, particularmente da máxima (Jackson et al., 2005). No Brasil, as mudanças de uso da terra têm promovido a substituição da vegetação primária por agroecossistemas, como as culturas anuais e perenes, pastagens e florestas de rápido crescimento. Em consequência da ocupação da região Sudeste nos últimos séculos e do avanço da fronteira de áreas agrícolas na região Centro-oeste nas últimas décadas, restam apenas 20% da área original do Cerrado (Myers et al., 2000), hoje considerado um dos biomas globais mais ameaçados (Silva e Bates, 2002). O Cerrado foi a maior região de savana da América do Sul e o segundo maior bioma natural do

Brasil (Ribeiro e Walter, 1998) e o seu domínio ocorre sob regime de chuvas marcadamente sazonal, precipitação anual entre 800 e 2250 mm, com aproximadamente 90% desta concentrada no período de setembro a abril (estação chuvosa) e a temperatura média anual de 18 a 28 °C (Oliveira-Filho e Ratter, 2002).

Os processos radiativos em superfície são de grande importância no processo de redistribuição de umidade e calor no solo e na atmosfera, e que se manifesta não apenas localmente, mas também em escala global (Bastiaanssen et al., 1998a; Roerink et al., 2000).

No Estado de São Paulo grandes extensões da vegetação primária foram transformadas em agroecossistemas e a cana-de-açúcar passou a ocupar os solos mais férteis de áreas em que predominava o Cerradão e a floresta estacional, embora atualmente a cana-de-açúcar esteja também ocupando solos mais arenosos. Com o advento do carro a álcool e por ocupar o primeiro lugar dentre os biocombustíveis nacionais, a cana-de-açúcar tornou-se um monocultivo intensivamente explorado, já mesmo a partir da década de 1970.

O monocultivo de cana-de-açúcar pode influenciar o clima regional através de alterações que venham a promover no balanço de energia local e em decorrência dos efeitos causados pelos aerossóis provenientes das queimadas, que regionalmente ocorrem no período da safra da cana-de-açúcar. Estudos do balanço de energia em cana-de-açúcar (Cabral, 2001; Cabral et al., 2003; Negrón-Juarez, 2004) mostram que ocorre uma redução no saldo de radiação e na evapotranspiração média anual, além de aumento na temperatura do ar nas áreas com cana-de-açúcar, em comparação àquelas do Cerrado. Estudos preliminares sugerem que a substituição do Cerrado pela cana-de-açúcar, além das profundas alterações causadas à fauna e flora desse bioma, poderá causar alterações importantes na formação de nuvens.

A quantificação das perdas de água de superfícies cultivadas para a atmosfera é um elemento muito valioso no planejamento de atividades agrícolas e no gerenciamento dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica. Porém, têm sido propostos diversos métodos, como o balanço de energia baseado na razão de Bowen, método das correlações turbulentas balanço hídrico no solo, dentre outros, destinados à quantificação da evapotranspiração (ET). Essas técnicas, em geral, têm validade sobre áreas homogêneas, notadamente quanto aos aspectos da disponibilidade hídrica aos cultivos e fenologia. No entanto, quando o interesse contempla áreas com diversos cultivos, em diferentes estágios de desenvolvimento e umidade, é imprescindível o uso de técnicas de sensoriamento remoto e imagens orbitais. Entretanto, estes métodos apresentam grandes limitações quando se pretende fazer estimativas da ET em áreas com grande cobertura espacial e acentuada heterogeneidade.

Nesse sentido, tem crescido o número de pesquisas que empregam técnicas de sensoriamento remoto na identificação de áreas de cultivo, bem como, na estimativa de

parâmetros biofísicos a serem utilizados em modelos de crescimento, produtividade, balanço hídrico, etc.

O SEBAL (Surface Energy Balance for Land) é um dos mais destacados algoritmos para estudos dos fluxos de calor e massa na superfície, por exigir poucos dados de superfície, o que o faz o mais utilizado em países em desenvolvimento. As imagens de satélite possibilitam a determinação do albedo, índices de vegetação e temperatura da superfície, e têm sido utilizado em diversas regiões do mundo (Bastiaanssen et al., 1998b; Bastiaanssen, 2000; Granger, 2000; Ahmad e Bastiaanssen, 2003; Paiva, 2005; Tasumi et al., 2005; Mendonça, 2007, Folhes, 2007; Bezerra et al, 2008).

Mais recentemente, Allen et al. (2007a) promoveram aprimoramentos no SEBAL, habilitando-o a aplicações em regiões montanhosas, o que resultou no METRIC (Mapping Evapotranspiration at high Resolution and with Internalized Calibration), que emprega o método residual da equação do balanço de energia para estimar a evapotranspiração, com auxílio de dados de radiância de cada uma das sete bandas correspondentes às do sensor Thematic Mapper (TM) a bordo do satélite TM – Landsat 5. No entanto, alterações nos processos de transferência de massa, calor e momento, resultantes das modificações na cobertura vegetal, vem sendo estudadas utilizadas mediante parametrização desses processos com calibrações efetivadas em regiões áridas e/ou semi-áridas do planeta. A presente pesquisa contempla a bacia do rio Mogi-Guaçu em virtude das alterações no uso do solo a que a mesma tem sido submetida nas últimas décadas e que tem despertado o interesse de pesquisadores nacionais em avaliar os impactos que essas mudanças podem promover no clima local. Ademais, a técnica SEBAL/METRIC usualmente tem sido aplicada em regiões áridas e/ou semi-áridas, o que representa um grande desafio investigar a sua aplicabilidade nas condições climáticas da referida bacia hidrográfica.

Portanto, o objetivo do trabalho é avaliar se as alterações promovidas pela substituição da vegetação primária do Cerradão, por cana-de-açúcar e eucalipto no município de Santa Rita do Passa Quatro (SP), podem ser detectadas com o SEBAL/METRIC, e se esse algoritmo pode ser calibrado e validado nas condições climáticas do mesmo. Os objetivos específicos da pesquisa são: a) o mapeamento do albedo, saldo de radiação, temperatura da superfície, fluxos de calor no solo, de calor sensível e calor latente; b) mapeamento da evapotranspiração real diária; c) validação de alguns componentes derivados dos balanços de radiação e energia; e d) identificação de padrões que possam diferenciar o Cerradão e os cultivos de eucalipto e cana-de-açúcar.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 - Balanço de radiação à superfície

O Sol é a principal fonte de energia para diversos processos naturais que ocorrem na superfície terrestre. Do total de energia radiante emitida pelo Sol, apenas uma pequena parte chega à superfície da Terra. A radiação solar quando penetra na atmosfera terrestre, sofre uma série de processos que a modificam, ou seja, parte da energia incidente é absorvida e parte é espalhada, ambas influenciando o espectro, modificando consideravelmente a energia espectral que passa através da atmosfera. A radiação espalhada é denominada de radiação difusa, sendo que parte desta retorna para o espaço e parte chega à superfície da Terra. Por outro lado, parte da radiação que incide no topo da atmosfera, atinge diretamente a superfície terrestre, sendo denominada de radiação direta. Assim, a soma da radiação direta mais a radiação difusa é denominada de radiação solar global.

A energia utilizada nos processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, na transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera e no metabolismo das plantas, é proveniente da radiação solar. Neste sentido, é importante se estudar a partição dos componentes do balanço de radiação a superfície e, sobretudo, aqueles relacionados com as perdas de água para a atmosfera, em virtude da crescente demanda sobre a água doce e da conseqüente otimização dos mecanismos de gestão dos recursos hídricos.

A radiação solar é a mais importante fonte de energia para toda a biosfera. Na interação da radiação solar que incide sobre uma superfície vegetada, parte dela é refletida de volta para o espaço, outra é absorvida pelo dossel e, eventualmente, pelo solo, contribuindo para o seu aquecimento, e uma terceira parte é transportada para a atmosfera pelos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem o dossel e a atmosfera. O saldo de radiação à superfície é resultante do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa, ou seja, o balanço

entre a radiação global incidente menos a radiação global refletida, e a radiação proveniente da atmosfera menos aquela emitida pela superfície da Terra. O balanço de radiação das áreas naturais e agrícola é de extrema importância nos estudos de energia regionais que ajudarão na produção e produtividade da vegetação (Souza e Escobedo, 1997).

O balanço de energia à superfície representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície e determina a quantidade de fluxo de energia disponível para a evaporação da água e para a variação na temperatura da superfície, sendo, portanto, mais complexo que no topo da atmosfera, já que considera os fluxos de energia e de umidade por condução e por convecção no movimento dos fluidos. Esses movimentos, por sua vez, dependem basicamente da insolação e características da superfície, tais como umidade, cobertura vegetal e albedo, e do estado da atmosfera.

Em estudos recentes, alguns autores têm desenvolvido técnicas para determinar o saldo de radiação na superfície através de estimativas dos componentes do balanço de radiação. Estas técnicas utilizam dados obtidos de imagens de satélites ambientais e têm a finalidade de abranger grandes áreas. Ou seja, a tendência é avaliar os componentes do balanço de radiação, tomando como base informações obtidas pelos sensores a bordo de satélites ambientais.

O saldo de radiação desempenha um papel fundamental nos métodos que estimam as perdas de água por superfícies vegetadas e é um parâmetro importante no planejamento das atividades agrícolas. Próximo à superfície, o saldo de radiação é convertido em outras formas de energia, associadas às variações espaciais e temporais de vários parâmetros meteorológicos.

Desse modo, ocorre próximo à superfície um balanço de radiação global que envolve os componentes de onda curta e longa, assumindo valores positivos durante o período diurno e negativo à noite, contendo um total diário sempre positivo, com exceção de condições extremas em altas altitudes (Allen et al., 1998).

Rosenberg et al. (1983) definem o balanço de radiação em uma determinada superfície como sendo o resultado da contabilização entre a energia radiante recebida e perdida pela superfície. Leitão (1989) afirma que este saldo de radiação desempenha papel fundamental nos métodos que estimam as perdas d'água por superfícies vegetadas, considerando esse parâmetro extremamente importante no planejamento das atividades agrícolas.

De acordo com Bisht et al. (2005), o saldo de radiação (R_n) é uma componente de grande importância no balanço de energia e é usado em várias aplicações incluindo monitoramento e previsões climáticas e do tempo e em meteorologia agrícola.

Kjaersgaard et al. (2007) estimaram o saldo de radiação a partir da radiação solar global - R_s e outras variáveis meteorológicas. Nesse estudo, a estimativa diária do saldo de

radiação foi realizada utilizando regressão linear simples (função apenas de R_s), regressão múltipla (função de R_s , temperaturas máxima e mínima) e modelos empíricos acoplados com envolvendo a equação de Stefan-Boltzmann. Esse estudo foi realizado com dados de duas estações meteorológicas situadas na Dinamarca. Seus resultados mostraram boas estimativas quando os coeficientes das equações utilizadas foram calibrados localmente. Eles observaram uma diferença significativa ao comparar o R_n estimado a partir apenas de R_s , com aqueles valores obtidos com os outros modelos.

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

$$R_n = (1 - \alpha) R_s + R_{ol,atm} - R_{ol,emi} - (1 - \epsilon_0) R_{ol,atm} \quad (2.1)$$

em que R_s é a radiação de onda curta ou solar incidente, α é o albedo da superfície, $R_{ol,atm}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície, $R_{ol,emi}$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície; o termo $(1 - \epsilon_0) R_{ol,atm}$ corresponde a radiação de onda longa refletida pela superfície e ϵ_0 é emissividade da superfície.

Souza et al. (2008) implementaram um modelo de transferência radiativa numa atmosfera estratificada em 16 camadas, tendo como principais vantagens uma estrutura simples e permite estimar a irradiância que chega a superfície com boa precisão ao mesmo tempo em que avalia o perfil vertical de absorção na atmosfera.

2.1.1 – Balanço de onda curta

A radiação de onda curta é aquela com comprimento de onda na faixa de 0,15 a 4,0 μm . Na prática, as medidas de onda curta na superfície são representadas por medidas de radiação global, que compreende duas componentes: a radiação direta e a radiação difusa.

Considerando-se a inexistência de observações de radiação solar em muitos pontos da superfície da Terra e as dificuldades inerentes a sua obtenção, muitos modelos têm sido desenvolvidos visando a estimar a radiação solar global, difusa e direta. Entre eles, citam-se os de Beyer et al. (1991), Moriarty (1991), Satyamurty e Lahiri (1992), dentre outros. Esses modelos consideram como base de cômputo da R_s outras variáveis rotineiramente medidas em estações meteorológicas.

O balanço de radiação de onda curta na superfície é determinado pela diferença entre os fluxos de radiação incidente e refletido, sendo, portanto, dependentes da radiação solar global e do albedo – α da superfície. Portanto, num dado instante e período, o saldo de radiação de onda curta é dado por:

$$R_{n,oc} = R_s(1 - \alpha) \quad (2.2)$$

O saldo de onda curta numa dada área, como pode ser observado, dependerá da radiação solar incidente e do albedo. Nesse sentido, se em dado instante a R_s for constante em dada área o $R_{n,oc}$ dependerá exclusivamente do tipo de cobertura do solo, ou seja, do albedo. De tal forma que, se o valor do albedo for elevado, o balanço de onda curta será reduzido e se o valor do albedo for reduzido, o balanço $R_{n,oc}$ será elevado.

O albedo é uma medida adimensional e varia segundo as características da superfície, a razão entre a radiação solar direta e a difusa e em função do ângulo zenital solar. Para superar as limitações decorrentes da utilização de albedos prescritos para as superfícies continentais, modelos de transferência de radiação nos dosséis de vegetação têm sido desenvolvidos para considerar a variação do albedo causada por ambos os fatores internos e externos ao dossel (Song, 1998). Valores altos ocorrem próximo do nascer e pôr-do-sol, e mínimos próximos do meio-dia. Contudo, em muitos casos, a variação não é simétrica, especialmente sobre superfícies vegetadas. Embora os efeitos mencionados anteriormente sobre o albedo tenham sido extensivamente explorados (Monteith, 1973; Leitão, 1994), variáveis micrometeorológicas, tais como o vento e o orvalho, podem ser também importantes. Segundo Minnis et al. (1997), as variáveis micrometeorológicas podem causar uma assimetria no albedo diurno tão alto quanto 10%. Song (1998) avaliou o albedo considerando dados de observações no campo e através de simulações e concluiu que a inclinação do dossel, devido a predominância de fortes ventos, é uma possível causa da assimetria. Ressaltou, ainda, que o orvalho pode aumentar o albedo nas primeiras horas da manhã, mas provavelmente não contribui significativamente para a assimetria no restante do dia, nem explica os albedos mais baixos observados pela manhã.

Segundo Paiva (2005), o albedo pode ser medido em superfície ou obtido por sensoriamento remoto e cita os trabalhos de Tanre e Duhaut (1990), Bastiaansen et al. (1998), Fox et al. (2000), Davidson e Wang (2004) e Fang et al. (2004), dentre outros, como exemplos de pesquisadores que obtiveram estimativas de albedo pelo uso do sensoriamento remoto. Existem vários algoritmos destinados ao cômputo do albedo superficial, mediante medições realizadas com o AVHRR-NOAA. Um dos mais conhecidos foi proposto por Wydick et al. (1987), que relacionaram as refletâncias espectrais do AVHRR, medidas no topo da atmosfera, com o albedo superficial. Outro modelo muito utilizado é o proposto por Hucek e Jacobowitz (1995) e, mais recentemente, Liang et al. (2002) obtiveram, para vários sistemas (AVHRR, MODIS, ETM+ e outros), equações de transformação da refletância de diferentes bandas espectrais em albedo superficial. Todas essas parametrizações aplicam-se às refletâncias espectrais à superfície, quando feitas as devidas correções atmosféricas. Antunes et al. (2003) também efetivaram essas correções a imagens TM - Landsat 5 e ETM⁺ - Landsat

7 utilizando o modelo 6S RTM e obtiveram em áreas vegetadas diminuição da refletância corrigida para as bandas 1, 2 e 3 e aumento as bandas 4, 5 e 7. Tasumi et al. (2003) obtiveram para imagens TM - Landsat 5 cerca de 25% na diferença entre o albedo determinado utilizando o modelo MODTRAN e o albedo determinado pela metodologia do SEBAL. Já Weligepolage (2005), utilizou os algoritmos SEBAL e S-SEBI com o sensor ASTER e concluiu que o albedo estimado através da refletância com correção atmosférica caracteriza bem melhor os alvos estudados. Souza (2008) compararam o albedo da superfície com correção atmosférica segundo procedimentos propostos por Allen et al. (2002) e Tasumi (2003), utilizando imagem Landsat 7 - ETM⁺ para áreas irrigadas e de vegetação nativa no município de Petrolina - PE, e concluíram que o método de correção de Allen et al. (2002), com base na altitude de cada pixel da imagem, apresentou resultados mais próximos aos observados em os pomares irrigados naquela região.

O albedo varia conforme as características físico-químicas das superfícies e com o ângulo zenital, dependendo do tipo e condições de superfície, a partir de valores tão baixos como 5% (para oceanos sob condições de vento leve), a tão altos quanto 90% (para neve seca e fresca). O albedo mais comum é o de uma superfície da água, que depende do ângulo zenital, nebulosidade, velocidade do vento e impurezas da água. O albedo do oceano para um dia de céu claro aumenta drasticamente quando o ângulo de elevação se aproxima de 0°. Outro fator que promove variações do albedo são as atividades humanas, tais como desflorestamento, agricultura e urbanização. Em superfícies vegetadas, o albedo depende da textura do solo e das condições fisiológicas da copa da planta. Já em um solo seco, o albedo é expressivamente maior que o observado em um solo úmido, enquanto uma superfície lisa tem albedo maior que uma superfície rugosa (Hartmann, 1994). Para Arya (2001), variações inadvertidas ou intencionais do albedo local, regional ou global podem causar significativa variação no balanço de energia à superfície e, com isso, favorecem variações no micro ou macro-clima. Note-se que essa variabilidade do albedo afeta diretamente a temperatura do solo. Um estudo realizado por Souza Filho et al.(2006), numa região de floresta no nordeste da Amazônia, mostrou que o albedo da superfície, em períodos mais chuvosos (406 mm/período), é inferior ao observado durante períodos menos chuvosos (52 mm/período); adicionalmente, constataram que, durante períodos menos chuvosos, o comportamento diário do albedo acompanha a variação da elevação solar; já nos períodos chuvosos, o albedo não responde bem à elevação solar e tem uma amplitude menos acentuada que a observada durante épocas menos chuvosas.

O albedo é essencial na determinação do balanço de radiação (Iqbal, 1983), da magnitude e da partição da energia solar absorvida em modelos climáticos (Dickinson, 1992).

Além disso, existe a necessidade de especificar o albedo como uma função do tipo de cobertura da terra e do ângulo zenital solar e que seja distribuído no espaço e no tempo em uma grande região.

O albedo de superfícies vegetadas depende da textura do solo e das condições fisiológicas da copa da planta. Copas compostas de folhas com geometria complexa e muitos espaços vazios, têm o albedo que pode ser menor que o da superfície vegetada com plantas com um tipo único de folha.

Dickinson et al. (1990) afirmam que o albedo de superfície da Terra é um parâmetro importante para os modelos climáticos. Nos modelos de Circulação Geral da Atmosfera, o albedo de superfície é colocado como representação adequada dos processos de realimentação. Estes processos são funções do comprimento de onda, ângulo solar e da razão da irradiância difusa-direta. Muitos satélites medem em faixas espectrais de pouco interesse para os modelos de Circulação Geral e a maioria destes modelos admitem erros de 5% a 15% do albedo.

O procedimento ideal para determinar o albedo de superfície seria aplicar a correção radiométrica para a radiância de cada canal, e depois corrigir a anisotropia da superfície e integrar no intervalo de comprimento de onda desejado (Kassar, 1995).

Bastiaanssen (1998) relata que os satélites medem a reflectância espectral, em bandas estreitas no topo da atmosfera, sendo a conversão dessas reflectâncias em uma única banda um procedimento bastante comum, em que a radiação solar espectral incidente, em cada banda, é ponderada por um fator de proporcionalidade e o albedo planetário obtido pela integração dessas ponderações, sendo o albedo da superfície estimado em função do albedo planetário e da transmitância atmosférica de onda curta. Baseados nessa premissa, Tasumi et al. (2005) propuseram um método de estimativa do albedo da superfície para atender a demanda operacional de profissionais que interagem com gestão de recursos naturais, sem, necessariamente, possuírem um alto nível de conhecimento da física atmosférica e dos processos de transferência radioativa. O método foi desenvolvido usando-se o modelo de transferência radioativa SMARTS2 e vem sendo utilizado operacionalmente pela Universidade de Idaho - EUA, para a estimativa do balanço de energia da superfície.

2.1.2 – Balanço de onda longa

A radiação de onda longa da atmosfera é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida, pois os instrumentos disponíveis não possibilitam medições com precisão satisfatória. Entretanto, esta variável é obtida indiretamente através da equação do

balanço de radiação, quando os demais termos são medidos ou estimados através de vários modelos.

Com uma temperatura média em torno de 300 K, a Terra apresenta a máxima emissão de REM em torno de 9,7 μm , sendo que a maioria da radiação emitida pela Terra e pela atmosfera está contida no intervalo de 4 a 100 μm e, por isto, é denominada radiação de onda longa ou radiação termal (Brutsaert, 1982).

Sendo a distribuição da radiação emitida pela Terra (emitância terrestre) distinta da distribuição espectral da radiação solar incidente na superfície terrestre (irradiância solar), é possível o estudo em separado dos processos de transferência radiativa para estes dois tipos de radiação.

O saldo de radiação de onda longa é um componente de grande importância em diversos estudos meteorológicos, como, por exemplo, para previsão de variações diurnas de temperatura, geadas e nevoeiros noturnos, bem como em avaliações do resfriamento radiativo noturno de construções (Jimenez et al., 1987).

O balanço de onda longa (BOL) a superfície, apresentada na Eq. 2.3, compreende três componentes: a radiação atmosférica incidente ($R_{L\downarrow}$), a radiação atmosférica refletida pela superfície e a radiação emitida ($R_{L\uparrow}$). A primeira é função, basicamente, da temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e da cobertura de nuvens. A última, por sua vez, depende da temperatura e emissividade da superfície.

A emitância terrestre, por outro lado, depende da temperatura do solo e de sua emissividade. Na prática, quando não se dispõe de aparelhos de medida, uma alternativa seria o uso de equações empíricas para a estimativa do balanço de onda longa (Vianello et al. 1991).

$$BOL = R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (2.3)$$

Os métodos mais precisos para calcular a radiação de onda longa da atmosfera em dias de céu claro são baseados em dados do perfil de umidade e de temperatura do ar próximo à superfície (Leitão, 1994). Como estes dados raramente estão disponíveis, modelos mais simples têm sido desenvolvidos baseados na lei de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon \sigma T^4 \quad (2.4)$$

em que: ε é a emissividade do corpo (adimensional) e σ a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

Entretanto, balanço radiação de onda longa, pode ser reescrito pela seguinte da seguinte forma:

$$BOL = R_{L\downarrow} - \varepsilon \sigma T^4 \quad (2.5)$$

Hartman (1994) cita que, para a maioria das superfícies naturais, a emissividade, razão entre a emissão real de uma superfície e a emissão de um corpo negro a mesma temperatura, varia de 0,95 a 0,98. Segundo Brutsaert (1982), em áreas gramadas, a emissividade varia entre 0,97 e 0,98. Como a emissividade é diferente da unidade, parte da radiação de onda longa ($R_{L\downarrow}$) é refletida pela superfície e pode ser incluída no cálculo do saldo de radiação (Eq. 2.7).

O saldo de radiação de onda longa é um dos componentes de grande importância no balanço de energia e seguramente o componente do balanço de radiação mais difícil de ser medido. Uma das principais razões é o fato de que muitos instrumentos desenvolvidos para esse propósito emitem radiação em comprimentos de onda e intensidade comparáveis àqueles que devem ser medidos pelo instrumento (Silva, 2003). Entretanto, em muitas situações práticas em Meteorologia, ainda é eficiente calcular a radiação da atmosfera baseando-se em observações de variáveis mais facilmente medidas. Diversas são as metodologias encontradas na literatura, referentes ao cálculo da radiação atmosférica para condições de céu claro, entre eles citam-se Brunt (1932); Brunt (1982); Swinbank (1963); Goody (1964); Idso e Jackson (1969); Brutsaert (1982); Satterlund (1979); Heitor et al. (1991), dentre outros.

Um dos termos que se insere na equação de Stefan-Boltzmann é a emissividade da atmosfera. Muitas pesquisas têm proposto uma relação entre a emissividade da atmosfera e variáveis meteorológicas, tais como temperatura do ar e umidade relativa do ar. Este é caso do estudo realizado por Crawford e Duchon (1999), onde a radiação de onda longa incidente à superfície foi estimada com base em observações de radiação solar global, temperatura, umidade e pressão do ar, em Oklahoma – EUA.

Pereira et al. (1997) citam que o modelo desenvolvido por Brunt (1952) (Eq. 2.6) considera um fator para correção do efeito da nebulosidade e duas aproximações, sendo a primeira a que considera a temperatura do ar como representativa da temperatura da superfície e a segunda, a que considera a estimativa da emissividade atmosférica (ϵ_a) como função da concentração de vapor d'água, representada pela pressão parcial de vapor (e_a):

$$BOL = - \left[a + b(e_a)^{0,5} \right] \sigma T_a^4 \left[c + d \frac{n}{N} \right] \quad (2.6)$$

em que: $a = 0,56$; $b = -0,09$; $c = 0,1$; $d = 0,9$; n/N a razão de insolação e T_a a temperatura média diária do ar (K).

Após o detalhamento desses fluxos radiativos, o saldo total de radiação na superfície efetiva (R_n) formulado pela seguinte expressão:

$$R_n = BOC + BOL \quad (2.7)$$

$$Rn = R_{s\downarrow} (1 - \alpha) + R_{L\downarrow} - \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (2.8)$$

O saldo de radiação (Rn) varia temporal e espacialmente, dependendo das características ópticas 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. Pereira et al. (2002) citam que o saldo de radiação pode ainda ser medido por um saldo-radiômetro, constituído de duas placas sensoras com pares termoeletrônicos, uma voltada para cima e outra para baixo, captando as energias de ondas curta e longa, direcionadas para dentro e para fora do sistema. Apesar da disponibilidade desse tipo de sensor, a medida direta do saldo de radiação (Rn) é pouco comum, tanto em estações meteorológicas convencionais como nas automáticas.

Na falta de um saldo-radiômetro, pode-se estimar Rn medindo-se ou estimando-se a radiação global ($R_{s\downarrow}$) e usando-se o valor adequado para o albedo (α) da superfície, aplicando-se esses valores na expressão $BOC = R_{s\downarrow} (1-\alpha)$. Já o BOL, pode ser estimado por algum modelo proposto na literatura, como, por exemplo, o de Brunt (1952).

Bastianssen (1998) cita que a equação do balanço de radiação pode ser resolvida por uma combinação de dados de sensoriamento remoto, tais como albedo, emissividade e temperatura da superfície, com dados de campo, tais como radiação solar global e radiação de onda longa incidente, onde é classicamente descrita em função do balanço de radiação de onda curta e do balanço de radiação de onda longa.

A temperatura do ar é a variável meteorológica mais medida e de grande importância no monitoramento de vários fenômenos climatológicos, tais como monitoramento de secas, detecção de queimadas, monitoramento da superfície do mar, detecção e monitoramento do estresse hídrico de culturas e estudos de mudanças climáticas, dentre outras aplicações. A estimativa da temperatura da superfície terrestre (T_o) é uma tarefa complicada, devido à complexidade de separar os efeitos atmosféricos e as emissividades dos efeitos da temperatura de superfície, nas medições de radiação.

Utilizando sensoriamento remoto para obter a temperatura da superfície, deve-se considerar os problemas resultantes dos efeitos de absorção atmosférica e da emissividade da superfície, ao nível de cada pixel da imagem. Para a correção desses efeitos, têm sido propostos diferentes algoritmos para obtenção de valores de T_o mais confiáveis.

De acordo com Labed e Stoll (1991), se faz necessário ter um conhecimento da radiação espectral termal, principalmente da radiação refletida pela atmosfera, para se obter com melhor precisão a temperatura de superfícies. Os autores fizeram medidas de emissividade para dois tipos de rochas, em vários comprimentos de onda, e conseguiram medir a temperatura dessas superfícies com precisão menor que 1K.

Guaquan e Zhangzhi (1992) desenvolveram um método que apresentou uma boa correlação entre a emissividade e a reflectância com o Índice de Área Foliar (IAF). Quando o IAF aumenta, a emissividade também aumentava até alcançar um valor constante. De acordo com o método, para valores de IAF maior ou igual a 2, a emissividade se torna constante e igual a 0,98.

A obtenção da temperatura da superfície terrestre através de imagens termais, obtidas por sensoriamento remoto, é de considerável importância para muitas aplicações em oceanografia, estudos de mudanças climáticas, geologia, hidrologia e monitoramento da vegetação (Sobrinho et al., 1996). Com relação às componentes do balanço de energia, a temperatura da superfície é importante para a determinação do balanço de ondas longas.

Em superfícies vegetadas Ottlé e Stoll (1993), observaram que a emissividade teve uma variação menor que 10%. Os autores mostraram que se as observações do vapor de água e dióxido de carbono forem corrigidas corretamente, as diferenças das temperaturas de superfícies, calculadas separadamente pelos canais 4 e 5, dependem da emissividade de cada canal. As comparações da variação da diferença das temperaturas com a emissividade fizeram os autores concluir que, para as superfícies continentais, as diferenças podem atingir até 4 K, sofrendo uma diminuição para as áreas de floresta enquanto que para os oceanos as diferenças foram praticamente nulas.

Devido a emissividade existe diferenças na medição da temperatura de superfície no oceano e continente, já que a emissividade do oceano é aproximadamente unitária e possui pequena variabilidade, e a emissividade da superfície continental não é uniforme e nem unitária. A emissividade dos lagos naturais é de 0,97 e a da água pura é de 1,0 (Malatt 1967, citado em Griend e Owe, 1993).

A temperatura de solos nus pode variar em alguns graus em dezenas de metros e entre áreas plantadas e não plantadas a variação é maior. A radiação emitida termicamente por qualquer superfície depende da temperatura da superfície, da emissividade da superfície, sendo que esta última representa a eficiência da superfície em transmitir a energia radiante gerada no solo. A temperatura do ar não é boa indicadora da temperatura de superfície, porque em algumas superfícies com baixa evaporação (vegetação “estressada”), a temperatura de superfície excede em vários casos em 7°C a temperatura do ar (Price, 1993)..

A obtenção do balanço ou saldo de radiação a superfície (R_n) e de suma importância para a agricultura, pois é uma variável básica na estimativa da evapotranspiração (ET) e no cálculo do Balanço Hídrico, que são essenciais para a utilização racional dos recursos hídricos. O saldo de radiação e a quantidade de energia que sobra na superfície e que será utilizada nos processos de aquecimento do ar e do solo, na fotossíntese e como calor latente.

Souza e Silva (2005) utilizaram um método simples e prático, sem prejuízo de precisão, para estimar a temperatura da superfície através de imagens do TM - Landsat. O método apresenta uma sensibilidade relativamente baixa em relação à temperatura e a transmitância da atmosfera, o que de certa forma justifica a pouca diferença com relação ao cálculo da temperatura da superfície sem correção atmosférica.

2.1.3 - Índice de vegetação da diferença normalizada

Nas últimas décadas, com o advento do Sensoriamento Remoto orbital, tornou-se possível o monitoramento da evolução espacial e temporal das mudanças na cobertura vegetal da superfície terrestre. Várias técnicas para a obtenção de reflectâncias espectrais, foram desenvolvidas para indicar o grau de verde de vegetação da superfície terrestre. O SEBAL é uma dessas que vem sendo largamente utilizada em estudos de monitoramento da variação da vegetação, principalmente pelo IVDN cuja sua variação anual indica o estresse ambiental causado pelo impacto climático regional (Paiva, 2005).

A distribuição espacial e temporal da cobertura vegetal de uma região é fortemente influenciada por um conjunto de fatores ambientais incluindo condições climáticas, topografia, solos e suas propriedades associadas. Sendo a vegetação um indicador das condições ambientais reinantes (CO_2 , ozônio, temperatura, ciclo hidrológico etc), as mudanças na sua dinâmica são indicadores úteis das variações destas condições.

O IVDN é largamente utilizado na agricultura como instrumento de previsão de safras (Ippoliti-Ramiro, 1999), bem como em monitoramento de desmatamentos, queimadas e variação na dinâmica da cobertura vegetal (Shimabukuro et al., 1998). Em adição, o IVDN derivado de imagens AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) é o mais utilizado para a análise de cobertura vegetal em escala global. Exemplos do uso do IVDN podem mapear a vegetação, mostraram que este é correlacionado linearmente com a radiação fotossinteticamente ativa interceptada pela vegetação e com o índice de área foliar (IAF) (Tucker et al., 1985).

Wallace (2000) realizou estudo para discriminação remota de campos de cereais inundados, com experimentos utilizando aviões e também dados Landsat – TM. Foram encontradas diferenças marcantes em culturas em terras secas e inundadas e concluiu que as melhores faixas espectrais para estas discriminações são o infravermelho próximo, por sua reflectância diminuída em áreas inundadas e o infravermelho termal, pela diminuição da temperatura radiométrica nas mesmas áreas. Esses resultados indicaram que as plantas saudáveis (não inundadas) têm maior reflectância no infravermelho próximo e maior temperatura no infravermelho termal.

Smith et al. (1990) correlacionaram o IVDN obtido pelo Landsat e a temperatura de superfície (T_s), e concluíram que as regiões agrícolas apresentaram uma correlação inversa entre o IVDN e T_s , mas as florestas não apresentaram uma relação evidente, devido a ausência de solos expostos. A linha de correlação de T_s versus IVDN para florestas foi uma linha abaixo daquela obtida para áreas agrícolas, devido a temperatura das florestas ter sido 4°C mais baixa. Os pontos obtidos para as florestas foram mais aglomerados e não se distribuíram em uma linha, devido a pouca variação da temperatura das florestas em relação aos campos abertos. A relação T_s versus IVDN existiu apenas para áreas agrícolas e pastagens. A relação desapareceu quando foram misturadas florestas e áreas agrícolas.

Oliveira (2005) mapeou o IVDN e a temperatura da superfície terrestre da mesorregião leste do estado de Alagoas, mediante dados multiespectrais do TM-Landsat 5 e obteve valores médios de 0,66. De acordo com a análise verificou-se que a região possui cobertura vegetal em quase toda extensão.

2.1.4 - Evapotranspiração

A evapotranspiração pode ser definida como a quantidade de água evaporada e transpirada por uma superfície com algum grau de cobertura vegetal, durante determinado período. Isto inclui a evaporação da água do solo, a evaporação da água depositada pela irrigação, chuva ou orvalho na superfície das folhas e a transpiração vegetal. A evapotranspiração pode ser expressa em valores totais, médios ou diários, em volume por unidade de área ou em lâmina de água, no período considerado. É um processo que depende principalmente da quantidade de energia solar que chega a superfície do solo, visto que se trata de um processo com gasto de energia (Bernardo et al., 2005).

O conhecimento das taxas de perdas de água por evapotranspiração nas zonas áridas do globo é de grande importância em decorrência da característica natural destes ecossistemas, que apresenta reduzida disponibilidade hídrica. Este problema se torna mais acentuado nas regiões áridas de clima quente que não possuem água de degelo e os seus rios são em quase sua totalidade intermitentes ou efêmeros. Nestas regiões, os rios são perenizados artificialmente por vazões controladas de açudes. Bezerra e Oliveira (1999) lembram que o manejo das irrigações deve atender às necessidades das culturas, de modo a permitir a manifestação de seu potencial produtivo. Assim, para um planejamento racional das irrigações é de fundamental importância o conhecimento da evapotranspiração da cultura durante todos os seus estágios de desenvolvimento.

As regiões áridas e semi-áridas do globo representam um dos mais extensos ambientes do globo terrestre, abrangendo em torno de 40% das terras do globo. Um fator impressionante

nestes ecossistemas é a heterogeneidade natural da superfície. Muitos dos estudos sobre as relações solo-água-plantas nestes ecossistemas são desenvolvidos em micro-escalas espacial e temporal e em períodos curtos. Poucas são as informações existentes sobre radiação e componentes do balanço de energia em escala de bacia hidrográfica (Malek e Bingham, 1997). Os referidos autores mostraram as relações entre a radiação global e os componentes de balanço de energia para a bacia Grande, localizada na parte norte do Estado de Nevada. A média anual do albedo foi de 24% (sendo máximo na superfície coberta pela neve, 85%, e mínimo, 10%, para o solo molhado). Os restantes 44%, representa o saldo de radiação, o qual será empregado nos processos de fluxo de calor latente e sensível. Os autores supra citados observaram que 85,3 e 14,6% do saldo anual da radiação foram usados no aquecimento do ar e na evapotranspiração, respectivamente.

Devido às elevadas taxas de perdas d'água para a atmosfera e ao fato da evapotranspiração ser um dos componentes mais importantes do balanço hídrico, a sua estimativa com melhor precisão e confiabilidade é essencial em estudos que envolvam programação de irrigação, planejamento e um melhor manejo de recursos hídricos armazenados nos reservatórios do semi-árido. Várias são as equações, métodos e modelos desenvolvidos para estimar a evapotranspiração (ET), que por seu caráter empírico tem precisão variável. Alguns métodos a subestimam enquanto outros a superestimam, de modo que, calibrações e validações dos métodos são necessárias para se atingir uma estimativa da evapotranspiração com uma maior confiabilidade. A essas limitações, adicione-se o fato de que os métodos e equações empregados tratam de estimativas em uma escala local.

Na escolha de um método para a estimativa da evapotranspiração devem ser levados em consideração praticidade e precisão, pois, apesar dos métodos teóricos e micrometeorológicos serem baseados em princípios físicos, apresenta limitações, principalmente quanto à instrumentação, o que pode restringir a sua utilização (Berlato e Molion, 1981).

O coeficiente de cultivo (K_c) é um fator que relaciona a demanda hídrica da cultura (ET_c) com a do ambiente (ET_o), ou seja, para se determinar a ET_c , multiplicam-se os valores medidos ou estimados da ET_o por esse fator (K_c). Moran et al. (1989) ressaltam que estimativas da ET_o baseadas em dados de estações meteorológicas possuem o limitante de representar valores pontuais, que podem representar, satisfatoriamente, as condições locais, mas se o objetivo for a obtenção regional da ET por métodos que utilizam interpolações ou extrapolações dos parâmetros micrometeorológicos de uma determinada área, os métodos pontuais podem aumentar as incertezas das análises.

Para Bernardo et al. (2005), a estimativa do consumo de água pelas culturas agrícolas é um dos principais parâmetros para o correto planejamento, dimensionamento e manejo de

qualquer sistema de irrigação; bem como, para avaliação e manejo dos recursos hídricos. O consumo total de água de uma cultura é a quantidade de água requerida pela mesma, em determinado período de tempo, de modo a não limitar seu crescimento e produção, sob as condições climáticas locais, ou seja, é a quantidade de água necessária para atender a evapotranspiração (ET) e a lixiviação dos sais do solo, sendo que a ET constitui a maior e mais importante parte deste processo. Esse é o conceito de uso consultivo em condições ideais. Em diversas ocasiões, os cultivos não irrigados enfrentam situações que diferem bastante de tais condições ideais, gerando várias implicações sobre sua produtividade.

2.1.5 - Evapotranspiração estimada por sensoriamento remoto

Durante as últimas décadas, os cientistas têm demonstrado interesse crescente no uso de dados de satélites para a obtenção de informações sobre parâmetros importantes para um maior entendimento das condições da superfície terrestre em diferentes aplicações, tais como, hidrologia, meteorologia e agronomia (Bastiaanssen et al., 1998a).

Segundo Diak et al. (2004), a estimativa do balanço de radiação do sistema terra-atmosfera tem sido um dos principais objetivos dos satélites meteorológicos e ambientais desde o lançamento do Explorer VII, em 1959. Os instrumentos a bordo desse satélite foram designados para medir a radiação termal emitida pelo sistema terra-atmosfera.

Essas medidas eram pouco exatas em comparação as obtidas atualmente, mas forneceram aos cientistas os primeiros dados referentes ao balanço de radiação do planeta. Nos vários anos que se seguiram ao lançamento do satélite Explorer VII, os balanços de radiação solar e termal no topo da atmosfera foram estimados por sensores, a bordo de satélites meteorológicos, que registravam separadamente a radiação infravermelha-termal emitida e a radiação solar refletida pelo sistema terra-atmosfera.

Pesquisadores como Sobrino et al. (2005) comentam que métodos tradicionais de estimativa da evapotranspiração, como razão de Bowen, fornecem estimativas precisas sobre uma área homogênea, mas os resultados não se aplicam para grandes áreas com diferentes coberturas. Os referidos pesquisadores acreditam que um significativo avanço ocorrerá com o mapeamento da distribuição espacial da evapotranspiração pelo emprego do sensoriamento remoto.

A estimativa da evapotranspiração é essencial em sistemas de irrigação, perdas em reservatórios de água, computação do balanço hídrico, prognósticos de escoamento superficial e em estudos meteorológicos e climáticos. Uma estimativa mais acurada da demanda de água pelas culturas, da programação dos intervalos de irrigação e uma melhora da aplicação dos métodos de estimativa do consumo de água pelas culturas promove uma maior eficiência no

uso dos recursos hídricos (Medina et al., 1998). Entretanto, o tamanho das bacias hidrográficas é um dos principais problemas para a elaboração do balanço hídrico (Mohamed et al., 2004).

A aplicação de técnicas de sensoriamento remoto permite uma determinação espacialmente distribuída da evapotranspiração (Medina et al., 1998). O desenvolvimento atual do uso de dados de satélites para a determinação da evapotranspiração torna possível o estudo das perdas evaporativas sem a necessidade do cálculo do balanço hídrico. A energia necessária para a evaporação da água é resolvida como um termo residual do balanço de energia à superfície. O balanço de energia descreve as interações físicas na interface superfície-atmosfera. Resolver a equação do balanço de energia envolve a subdivisão da energia líquida disponível em fluxos usados em diferentes processos na superfície terrestre, tais como, fluxo de calor latente para evaporação da água, fluxo de calor sensível para aquecer o ar e o solo (Timmermans e Meijerink, 1999).

Uma das vantagens da determinação da evapotranspiração através de imagens de satélite é a obtenção deste valor tomado pixel a pixel, ou seja, os valores de evapotranspiração poderão ser extrapolados para uma área maior ou até uma região, diferentemente do que ocorre com dados locais. Outra grande vantagem do emprego de imagens de satélites na estimativa da evapotranspiração em escala regional reside no fato de que, a água gasta no processo de evapotranspiração, pode ser obtida diretamente sem a necessidade de quantificar outros parâmetros hidrológicos de difíceis determinações, como a umidade, por exemplo. Esse fato é bem mais acentuado nas regiões secas do globo, seja pela falta de informações, seja pela peculiaridade dos ecossistemas presentes nestas áreas. Flerchinger e Cooley (2000), em estudos sobre o balanço hídrico em regiões semi-áridas montanhosas no estado de Idaho, USA, comentam as dificuldades de se estimar a evapotranspiração em escala regional. Os autores afirmam que esta limitação é decorrente da grande variabilidade espacial e temporal das precipitações, associados ao grande número de comunidades vegetais presentes nestas áreas.

Buscando reduzir essas incertezas, diversos algoritmos foram desenvolvidos nas últimas décadas com o objetivo de estimar os fluxos de energia na superfície terrestre com base na utilização de técnicas de sensoriamento remoto.

A equação do balanço de radiação pode ser resolvida por uma combinação de dados de sensoriamento remoto (albedo, emissividade e temperatura da superfície) com dados de campo (radiação solar global e radiação de ondas longas incidente), ou, totalmente com dados de sensoriamento remoto (Bastiaanssen, 1998).

Outra linha de pesquisa destinada à obtenção dos fluxos de calor à superfície e evapotranspiração são os modelos que se baseiam nos processos físicos de transporte de massa e energia acoplados em um modelo de interação solo-planta-atmosfera, como os SVAT, que são modelos físicos. Segundo Nagler et al. (2005), os modelos físicos utilizados na estimativa da evapotranspiração baseiam-se na resolução da equação do balanço de energia. No entanto, para que os modelos SVAT sejam operacionais, é necessário que se tenha um conjunto de dados de modo a realizar as parametrizações dos diversos processos de transferência envolvidos no sistema solo-planta-atmosfera.

Nesse sentido, os modelos semi-empíricos apresentam-se como uma alternativa visando operacionalizar as estimativas das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração. Entre os modelos semiempíricos mais recentes, destacam-se o algoritmo do balanço de energia para a superfície terrestre (Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL) (Bastiaanssen, 1995) e mapeamento da evapotranspiração em alta resolução e com calibração internalizada (Mapping Evapotranspiration at high resolution and with Internalized Calibration – METRIC) (Tasumi et al., 2005). Esses modelos vêm sendo amplamente utilizados em superfícies heterogêneas (Bastiaanssen et al., 1998b, Tasumi, 2003, Mohamed et al., 2004, Di Pace, 2004, Paiva, 2005, Folhes, 2007) na tentativa de descrever a variação espacial dos fluxos de superfície com base em funções semi-empíricas.

É importante destacar que as aproximações que possibilitam a obtenção das componentes do balanço de energia por meio de imagens obtidas por sensores a bordo das plataformas satelitais levam em conta algumas considerações ou hipóteses. Essas hipóteses devem ser cuidadosamente examinadas antes da geração de mapas espacializados, tanto de variáveis que caracterizam a superfície da região de interesse, tais como albedo, temperatura da superfície, coeficiente de rugosidade dentre outros, quanto dos fluxos radiativos e dos fluxos de energia.

Os dados do radiômetro avançado de altíssima resolução (Advanced Very High Resolution Radiometer - AVHRR) dos satélites da Administração Nacional de Oceano e Atmosfera (National Oceanic Atmospheric Administration - NOAA) vêm sendo utilizados, há mais de duas décadas, para fins de monitoramento de forma operacional de elementos, como: nuvens, albedo, neve, temperatura da superfície do mar e condição do estado da vegetação (Paiva, 2005). Recentemente, esforços vêm sendo desenvolvidos no sentido de se estender a utilização dos dados AVHRR tentando preencher lacunas importantes no contexto do programa internacional de mudanças climáticas globais. Nesse contexto, pesquisas foram sendo direcionadas para obtenção dos seguintes parâmetros: componentes do balanço de energia (Tarpley, 1994; Bastiaanssen, 1998; Havstad et al., 2000; Diak et al., 2004; Rivas e

Caselles, 2004), detecção de queimadas e secas (Liu et al., 1994; Liu et al., 2001; Giglio et al., 2003a.; Giglio et al., 2003b; Ramesh et al., 2003; Tanaka et al., 2003; Huang e Siegert, 2004; Manzo-Delgado et al., 2004; Song et al., 2004; Zhang et al., 2004) e temperatura da superfície terrestre (Becker e Li, 1990; Sobrino et al., 1991; Kerr et al., 1992; Li e Becker, 1993; Coll et al., 1994a; França, 1994; Caselles et al., 1997; Sobrino e Kharraz, 2003; Sobrino et al., 2004).

Akbari et al. (2007) utilizaram 40 imagens AVHRR-NOAA, sendo 14 para obtenção da evapotranspiração real (ET real) em áreas irrigadas na bacia Zayandeh Rud, situada no Irã. Essa área, na sua maioria, é caracterizada como árida e semiárida e as informações de ET real foram utilizadas para otimização da performance do sistema de irrigação. Esses pesquisadores verificaram que os padrões da ET real acompanham os padrões do IVDN, ou seja, altos valores do índice de vegetação estão associados a altos valores da evapotranspiração real. Observaram também que a ET real, em áreas irrigadas, apresentam valores próximos a evapotranspiração potencial, enquanto, em solo aberto, os valores de ET real tendem a zero.

2.1.6 - SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)

O algoritmo SEBAL foi desenvolvido em 1995 por Bastiaanssen (Bastiaanssen et al., 1998b; Bastiaanssen, 2000) e validado em vários ecossistemas mundiais, como Egito, Espanha, Portugal, França, Itália, Argentina, China, Índia, Paquistão, Nigéria, Zâmbia, Etiópia, Estados Unidos, Novo México etc. (Tasumi, 2003). O SEBAL é um algoritmo semi-empírico que promove a parametrização do balanço de energia e fluxos de superfície baseado em alguns dados locais e medições espectrais de satélites (Weligepolage, 2005). É necessário que os canais visível, infravermelho próximo e infravermelho termal sejam tomados como dados de entrada para o processo.

De acordo com Bastiaanssen (2000), apesar do algoritmo SEBAL ser fundamentado em formulações empíricas, os resultados da validação do mesmo em experimentos de campo têm mostrado que o erro relativo na fração evaporativa foi de 20%, 10% e 1% nas escalas de 1km, 5km e 100km, respectivamente. O autor espera que o SEBAL apresente melhores resultados em escala regional, como também em áreas com superfície heterogênea.

Seus produtos principais são: a obtenção do albedo da superfície, das emissividades e índices de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor no solo, de calor sensível e latente; e o consumo de água, ou a ET real, pixel a pixel. Em estudos desenvolvidos por Ahmad e Bastiaanssen (2003) e Mohamed et al. (2004) observou-se, também, que a umidade do solo pode ser derivada da fração evaporativa.

O SEBAL é amplamente aplicado na agricultura irrigada, onde o mesmo é utilizado em estudos que visam determinar principalmente o consumo hídrico de culturas, ou seja, a ET

real. Com esse objetivo o SEBAL tem sido aplicado em diversas partes do mundo, como em Botsuana (Timmermans e Meijerink, 1999), nas Filipinas (Hafeez et al., 2002), no Sri Lanka (Bastiaanssen e Chandrapala, 2003; Hemakumara et al., 2003; Samarasinghe, 2003) e no Brasil. Existem, ainda, aplicações em estudos nos Estados Unidos (Allen et al., 2005; Tasumi et al., 2005; Ahmad e Bastiaanssen, 2003; Tasumi e Allen, 2007), no Uzbequistão (Chemin et al., 2004), e no Brasil, onde o SEBAL tem sido aplicado em vários estudos sobre a área do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, localizado nos sertões dos Estados da Bahia e Pernambuco, às margens do Rio São Francisco em torno das cidades de Petrolina-PE e Juazeiro-BA (Lopes, 2003; Bezerra, 2004; Di Pace, 2004; Feitosa, 2005; Silva e Bezerra, 2006) e na Chapada do Araripe no Estado do Ceará (Bezerra, 2006; Mendonça, 2007 e Folhes, 2007), em dourados (Paiva, 2005).

O referido algoritmo, quando aplicado a imagens de satélites com alta resolução espacial, é capaz de determinar a variabilidade espacial da evapotranspiração internamente e entre campos irrigados; esta é uma informação valiosa, pois quando aplicado adequadamente possibilita alcançar grande eficiência na atividade de irrigação, principalmente em regiões onde há imitações de disponibilidade de recursos hídricos, como em regiões áridas e semi-áridas.

A formulação do algoritmo SEBAL teve como objetivo principal suprir a carência de algoritmos para esta aplicação, em escala regional. Pois, de acordo com Bastiaanssen et al. (1998a), os algoritmos clássicos de sensoriamento remoto até então existentes e que eram baseados em medidas de temperatura de superfície em combinação com outros parâmetros hidrometeorológicos espacialmente constantes, eram satisfatórios para avaliar os fluxos de superfície em micro escala, mas para macro escala, os mesmos se mostravam ineficientes.

Daí, ainda segundo Bastiaanssen et al. (1998a), a necessidade de algoritmos mais avançados para aplicação em terrenos com diferentes ocupações (solo exposto, vegetação nativa, cultura irrigada) a uma escala maior com paisagens fisiograficamente diferentes.

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

O autor propõe o emprego de poucas relações e suposições empíricas que se relacionam às questões de estimativas do fluxo de calor no solo, da emissividade da superfície e dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica para o transporte de calor. No SEBAL, o fluxo

de calor no solo é determinado em função do índice de vegetação por diferença normalizado (NDVI), do saldo de radiação, do albedo e da temperatura da superfície (Bastiaanssen, 1995; Bastiaanssen et al., 1998a). As estimativas da emissividade da superfície estão relacionadas ao índice de área foliar (IAF) e ao índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI). Marx et al. (2008) procuraram avaliar as imprecisões propagadas para o cálculo do fluxo de calor sensível (H) advindas das incertezas nos dados de entrada (qualidade do canal visível e correspondentes valores de NDVI e SAVI) e incerteza nos coeficientes de estimativa do IAF e SAVI. Segundo esses autores, esses fatores contribuem para uma incerteza relativa total de 15 a 20% na estimativa de H. Uma problemática encontrada nessa estimativa relaciona-se ao ajuste das constantes empíricas tanto do SAVI como do IAF. Todavia, nem sempre se dispõe de informações obtidas *in situ* para a calibração dessas equações.

O fluxo de calor sensível é considerado o ponto mais delicado do SEBAL. Sua estimativa é dependente da resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) e do gradiente de temperatura. Como, a princípio, essas duas variáveis não são conhecidas, Bastiaanssen (1995) faz algumas considerações a fim de permitir a obtenção de H. A primeira delas é o estabelecimento dos pixels de referência ou âncoras, seco e úmido, que representam as condições extremas de umidade e temperatura na área de estudo. Não existe qualquer método definitivo ou inquestionável para que o usuário faça as escolhas dos pixels âncoras na imagem utilizada. Marx et al. (2008) sugerem que existem os riscos relacionados a uma escolha errônea desses pixels, como, por exemplo, assumir como quente um pixel contendo queimadas e como pixel frio um pixel contendo nuvens. Dessa maneira, é fácil perceber que há, nesse ponto, uma questão subjetiva que deve ser tratada com cuidado e rigor. É fácil perceber também que tanto mais complexa é a escolha quanto menor for a resolução espacial da imagem utilizada.

Para Bastiaanssen et al. (2005), esse processo de auto-calibração do SEBAL elimina a propagação dos erros no particionamento do balanço de energia e elimina a necessidade de correção atmosférica na estimativa da temperatura da superfície, que requereria informações de radiossondagens. Para esses autores, esses atributos fazem do SEBAL um algoritmo relativamente único dentre os demais métodos de balanço de energia com base em sensoriamento remoto.

Tasumi et al. (2005b), em estudo realizado em área do Centro Sul de Idaho (USA), comparando dados de albedo de superfície medidos por lisímetro com valores estimados pelo SEBAL e METRIC foi significativamente superestimado em relação ao valores do METRIC. A estimativa foi mais alta em áreas com características de IVDN altos, vegetação de campos agrícolas, e foi mais baixa em superfícies brilhantes e secas como solos exposto e em algumas

áreas brilhantes em cidades. A diferença na precisão da estimativa de albedo de solo é causada pela diferença na assinatura espectral para a reflectância da superfície. Comparando as muitas superfícies naturais que têm uma assinatura relativamente sem igual onde a reflectância é muito mais alta em faixas do infravermelho-próximo que em faixas visíveis. O algoritmo SEBAL calculou o albedo para superfícies com vegetação e solo escuro com alta precisão, mas com baixa precisão em superfícies de solo luminoso.

Menezes et al. (2007) realizaram um estudo para estimar os componentes do balanço de radiação e de energia a superfície e determinar a evapotranspiração/evaporação horária na região de Santa Bárbara (MG) por meio do uso do algoritmo SEBAL, considerando as condições de relevo montanhoso e plano. Observou-se um maior saldo de radiação para condições de relevo montanhoso em quatro tipos de uso e ocupação do solo. Nesta condição, tem-se que a energia incidente não é totalmente homogênea ao se considerar a área totalmente plana.

Bezerra et al. (2008) estimaram a evapotranspiração de referencia pelo algoritmo SEBAL aplicado a imagens TM – Landsat 5 e compararam seus resultados com obtidos pela técnica da razão de bowen, verificando assim a potencialidade da técnica de propiciar a variabilidade espacial da ETr, evidenciando a sua sensibilidade a diferentes ocupações de solo.

Nas estimativas realizadas por Bastiaanssen e Ali (2003), com o uso de 20 imagens do sensor AVHRR, cobrindo um ciclo anual da cultura, o SEBAL teve bom desempenho para as culturas do trigo, arroz e cana-de-açúcar, e, baixo desempenho para a cultura do algodão. Em análises estatísticas os autores justificam que o baixo desempenho do SEBAL para a cultura do algodão se deve às incertezas dos dados de produção, nos quais não foram medidos no campo e sim adquiridos de registros elaborados pelos próprios produtores. Além disso, os autores destacam que o tamanho do pixel (resolução espacial) das imagens do sensor AVHRR (1,1 km) também pode ter contribuído para o aumento das incertezas.

O SEBAL usa apenas a temperatura da superfície (T_s), reflectância espectral e hemisférica da superfície (ρ_λ), índices de vegetação (IVDN, SAVI, IAF), bem como de suas inter-relações para fazer estimativas dos fluxos de energia à superfície e inferir sobre os diversos tipos de superfícies da região de estudo. O mesmo faz estimativas de ET a partir do fluxo de calor latente (LE), calculado como resíduo do balanço de energia, que é dado por:

$$LE = R_n - G - H$$

10)

em que R_n é o saldo de radiação à superfície, G é o fluxo de calor no solo e H é o fluxo de calor sensível, todos em $W\ m^{-2}$.

2.1.7 – O METRIC (Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration)

Mais recentemente, Allen et al. (2005) desenvolveram o METRIC (Mapping evapotranspiration at high resolution and with internalized calibration), que é um algoritmo destinado à estimativa do balanço de energia muito similar ao SEBAL, com algumas particularidades relacionadas à escolha do pixel úmido e ao cálculo da diferença de temperatura nesse pixel. Além disso, uma outra diferença entre esses dois métodos diz respeito à estimativa da evapotranspiração diária.

O METRIC, apresentado em detalhe em Allen et al. (2007a), representa um aprimoramento do SEBAL e vem sendo aplicado com sucesso para superfícies heterogêneas e áreas montanhosas adotando procedimentos que envolvem o processamento de imagens espectrais requeridas no SEBAL, mais a inclusão de Modelo de Elevação Digital - MED e dados da evapotranspiração de referência horária e diária. A principal diferença entre os dois modelos está associada ao cômputo da densidade de fluxo de calor sensível. Em ambos os modelos, a transferência de energia para as camadas atmosféricas é modelada a partir do conhecimento dos dados de velocidade do vento e temperatura radiométrica da superfície. Ao mesmo tempo, efetiva a correção atmosférica de cada uma das bandas espectrais do TM - Landsat 5 e combina a reflectividade das diferentes bandas reflectivas corrigidas, para obtenção do albedo da superfície.

No METRIC o balanço de energia é internamente calibrado para as duas condições extremas (seco e úmido) usando dados disponíveis localmente. Essa calibração é feita para cada imagem usando a ET_0 da alfafa computada para dados horários (Allen et al., 2007b). A precisão da estimativa da ET_0 da alfafa tem sido estabelecida por lisímetros e outros estudos que apresentam alta confiabilidade (Asce-Ewri, 2002).

A calibração interna no cômputo do H dentro do SEBAL e METRIC e o uso do gradiente de temperatura eliminam a necessidade de correções atmosféricas refinadas da temperatura da superfície (T_s) e da reflectância (albedo), medidos usando modelos de transferência radiativa (Tasumi et al., 2005b). A calibração interna também reduz impactos de erros na estimativa da correção da estabilidade aerodinâmica e rugosidade da superfície (Allen et al., 2007a).

O METRIC tem sido utilizado no monitoramento de aquíferos, como ferramenta no planejamento de recursos hídricos e em modelos hidrológicos (Morse et al., 2004), como também, no mapeamento da ET, avaliação de áreas irrigadas e manejo de salinidade (Allen et al., 2007b).

O SEBAL e o METRIC são muito similares. A principal diferença entre os modelos está associada ao cálculo de H. Mais especificamente, está associada à determinação de dT no pixel frio. Nos dois modelos, a transferência de energia para as camadas atmosféricas é modelada a partir do conhecimento dos dados de velocidade do vento e temperatura radiométrica da superfície. São consideradas as mesmas suposições para pixel quente nos dois modelos. No entanto, a determinação de dT no pixel úmido para o METRIC não obedece o mesmo procedimento utilizado no SEBAL.

O METRIC admite que, no pixel frio (que deve estar associado a uma cultura em pleno desenvolvimento), o valor de dT não é exatamente igual a zero, mas é calculado em função de ETo (Allen et al., 2007b).

No algoritmo METRIC o albedo superficial é obtido a partir da refletância, corrigido os efeitos atmosféricos banda a banda, estimando o cômputo da refletância da superfície para cada banda do sensor, onde a transmissividade é obtida como uma função da pressão atmosférica e do conteúdo de vapor d'água presente na atmosfera. Portanto, é diferente do modo encontrado pelo SEBAL, que é obtido através de simples correção atmosférica do albedo do topo da atmosfera e a transmissividade atmosférica é computada simplesmente em relação à altitude de cada pixel. No METRIC, portanto, o albedo superficial é obtido a partir da correção dos efeitos atmosféricos na refletância de cada uma das bandas espectrais, ao passo em que em outras versões do SEBAL, a correção atmosférica é aplicada a toda a faixa compreendida pela radiação de onda curta, qual seja, de 0,3 a 3,0 μm . Assim, a transmissividade dos fluxos radiativos que ingressam na atmosfera e atingem a superfície, bem como os fluxos refletidos pela superfície e que atravessam a atmosfera em direção do sensor a bordo do satélite, são corrigidos através da transmissividade obtida em função da pressão atmosférica e do conteúdo de vapor d'água presente na atmosfera.

Folhes et al. (2007) aplicando o METRIC, verificou que os maiores valores do calor sensível são encontrados em região de solo exposto em ou caatinga aberta, enquanto os menores são observados em corpos d'água ou áreas com vegetação irrigada, e utilizou para estimativa da evapotranspiração real no Distrito de Irrigação Jauguaribe-Apodi, situado na Chapada do Apodi, nas proximidades dos limites entre os estados de Ceará e Rio Grande do Norte.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 - Área de estudo

A área de estudo compreende parte da bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu, que inclui o município de Santa Rita do Passa Quatro (21°42'37"S; 47°28'41"W; 748 m), Estado de São Paulo, conforme ilustrado na Figura 3.1. Destaque-se na área de estudo a existência da reserva Cerrado Pé-de-Gigante, uma das seis glebas disjuntas que constituem o Parque Estadual de Vassununga, criado em 26/10/1970 através do Decreto Federal 52.546, sendo administrado pelo Instituto Florestal da Secretaria de Estado do Meio Ambiente (SMA) do estado de São Paulo. O Cerrado Pé-de-Gigante (PDG) é parte integrante do município de Santa Rita do Passa Quatro e localiza-se às margens da Rodovia Anhanguera (SP 330), entre os km 255 e 258, sendo circundada por plantações de cana-de-açúcar. O nome Pé-de-Gigante se deve a um rebaixamento no interior da unidade de conservação com o aspecto de uma pegada gigante, provavelmente causado por erosão das cabeceiras do córrego Paulicéia (Pivello et al., 1998).

O clima da região de Santa Rita do Passa Quatro é marcadamente sazonal: ameno e seco no inverno e quente e úmido no verão, com temperaturas médias mensais que variam entre 19°C, no mês mais frio (junho), a 24°C, no mês mais quente (fevereiro). A precipitação pluviométrica média anual é de 1.498,0 mm, apresentando valores médios mensais superiores a 200 mm durante os meses de dezembro a fevereiro, enquanto os meses de junho a agosto os valores são inferiores a 50 mm (Pires Neto et al., 2005).

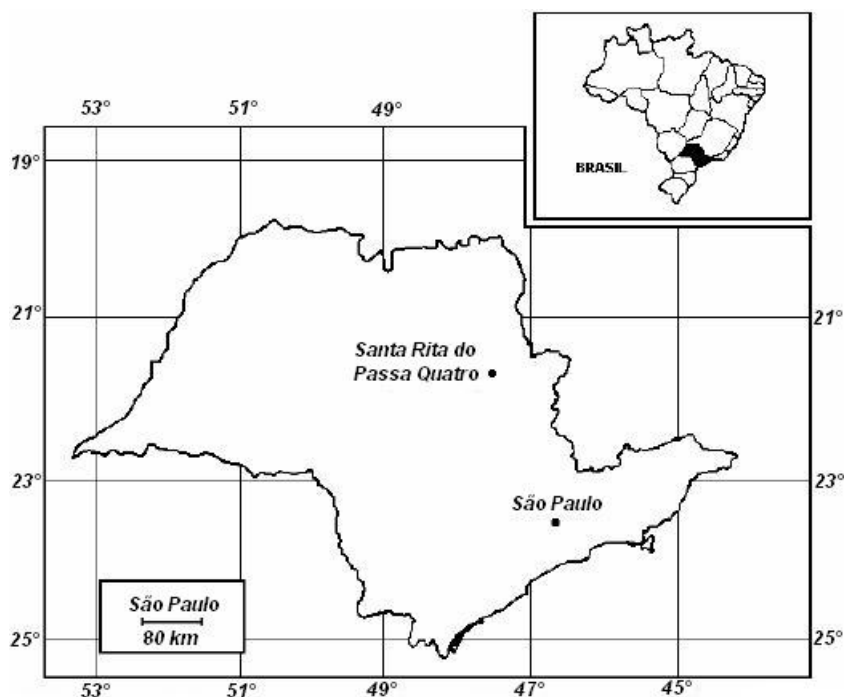


Figura 3.1 – Localização do município de Santa Rita do Passa Quatro (SP), indicando a sua posição em níveis nacional e estadual (modificado de Salis et al.,1995).

O retângulo selecionado para o estudo possui as seguintes coordenadas: canto superior esquerdo (longitude $47^{\circ}51'09''$ W e latitude $21^{\circ}32'37''$ S) e canto inferior esquerdo (longitude $47^{\circ}51'21''$ W e latitude $21^{\circ}43'07''$ S), canto superior direito (longitude $47^{\circ}34'21''$ W e latitude $21^{\circ}32'53''$ S) e canto inferior direito (longitude $47^{\circ}34'32''$ W e latitude $21^{\circ}43'24''$ S) (Figura 3.2).

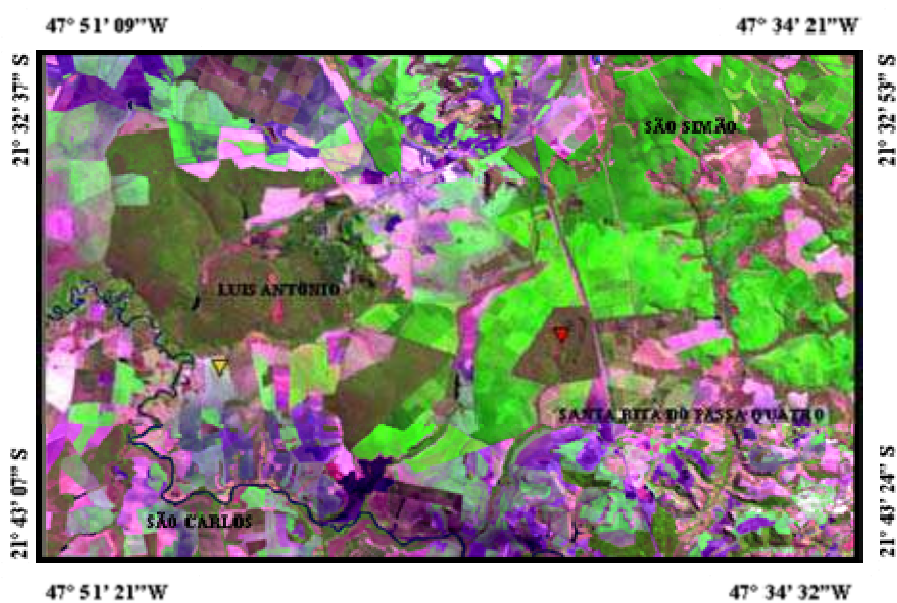


Figura 3.2 – Recorte da imagem TM – Landsat 5 da área em estudo com combinação RGB das bandas espectrais 5, 4, 3 em composição falsa cor para o dia 16/07/2005,

realçando as estações meteorológicas mais próximas e a posição das torres micrometeorológicas nos biomas de cerrado (▼) e cana-de-açúcar (▼).

3.2 - Torres micrometeorológicas

Dados micrometeorológicos coletados no período de 07 de fevereiro de 2005 a 06 de fevereiro de 2006, nos biomas Cerrado (Figura 3.3a) e cana-de-açúcar (Figura 3.3b), foram empregados para calibração e validação do SEBAL/METRIC. Esses dados foram cedidos pelo professor Dr. Humberto Ribeiro da Rocha, do Departamento de Ciências Atmosféricas, Laboratório de Biosfera-Atmosfera (IAG/USP).

A instrumentação utilizada nas duas torres micrometeorológicas instaladas em cada sítio, inclui medições automáticas de diferentes elementos do tempo e clima, que possibilita a determinação de fluxos energéticos e de massa (CO_2 e vapor d'água). As mesmas estão ilustradas na Figura 3.3a, caso do bioma Cerrado e Figura 3.3b, para o plantio de cana-de-açúcar. Na Tabela 3.1 estão relacionadas as variáveis e/ou elementos meteorológicos, com os respectivos instrumentos utilizados em cada torre.



(a)



(b)

Figura 3.3 – Torres micrometeorológicas situadas nos sítios experimentais dos biomas: (a) Cerrado e (b) cana-de-açúcar (Adaptado de Rocha, 2004).

Além dos dados meteorológicos utilizados na validação e calibração do SEBAL/METRIC na região de estudo, também foram utilizados dados das estações meteorológicas automáticas de São Carlos (83726) e São Simões (83669), situadas nos municípios de São Simão (21,48°S; 47,55°W; 617 m) e São Carlos (21,97°S; 47,87°W; 856 m), ambos em São Paulo. Esses dados foram cedidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia

(INMET) e utilizados no cômputo da evapotranspiração de referência diária - ETo, segundo método FAO-56 (Allen et al., 1998).

As medições micrometeorológicas no bioma Cerrado, com área de aproximadamente 1060 hectares, foram iniciadas em janeiro de 2000. Instalou-se, para tanto, uma plataforma instrumental (torre Hi - Way Access Intl de 21 m) (Figura 3.3a), localizada na Gleba Pé de Gigante (21° 37' 9,26" S; 47° 37' 56,38" W; 710 m), município de Santa Rita de Passa Quatro, SP, onde fica a nascente do córrego Paulicéia, que é afluente da margem direita do rio Mogi-Guaçu. A fisionomia predominante na área é de cerrado *sensu stricto*, com altura do dossel de aproximadamente 10 m, circundado por plantações de eucalipto, citrus e cana-de-açúcar (Rocha et al., 2002).

A torre da cana-de-açúcar foi instalada no início de fevereiro de 2005, num talhão de aproximadamente 351 hectares, na Fazenda São José do Pulador, Usina Santa Rita (21°38'S; 47°47'W; 552 m), no município de Luiz Antônio, SP. O talhão foi cultivado com soca de cana-de-açúcar, variedade SP83-2847, com espaçamento entre linhas de 1,5 m e com altura média de 3,5 m por ocasião das colheitas, realizadas em 14 de abril de 2005 e 10 de maio de 2006 (segundo e terceiro cortes, respectivamente).

Tabela 3.1 - Descrição das variáveis medidas (nome e símbolo utilizados), instrumentação e geometria de instalação, nos sítios experimentais de Cerrado e Cana-de-açúcar.

VARIÁVEL	SÍMBOLO	SENSOR		POSIÇÃO (m)	
		CERRADO	CANA-DE-AÇÚCAR	CERRADO	CANA-DE-AÇÚCAR
Temperatura do ar	Ta (°C)	Psicrômetro CSI HMP45C	Psicrômetro CSI HMP45C	21	8,5
Umidade Relativa	UR (%)	Psicrômetro CSI HMP45C	Psicrômetro CSI HMP45C	21	8,5
Precipitação	Prec (mm)	Pluviômetro Hydrological Services	Pluviômetro Hydrological Services	21	8,5
Velocidade do Vento	U (m.s ⁻¹)	Anemômetro RM Young	Anemômetro RM Young	21	8,5
Direção do vento	Dir (°)	Anemômetro RM Young	Anemômetro RM Young	21	8,5
Pressão Atmosférica	Patm (hPa)	Barômetro Vaisala PTB101B	Barômetro Vaisala PTB101B	21	1
Irradiância solar global incidente e refletida	Ki e Kr (W m ⁻²)	Piranômetro Licor 200X	Piranômetro Licor 200X	21	8,5
RFA incidente e refletida	RFAi e RFAr (W m ⁻²)	Licor Quantum LI 190	PAR LITE Kipp & Zonen	21	8,5
Saldo de radiação	Rn (W m ⁻²)	Saldo- Radiômetro REBS	Saldo- Radiômetro REBS	21	8,5
Fluxo de calor no Solo	G (W m ⁻²)	REBS HFT3	REBS HFT3	(0,02)	(0,02)
Fluxo de calor Latente	LE (W m ⁻²)	Anemômetro sônico Gill R2-A	Anemômetro sônico Gill R2-A	21	10,5

Fluxo de calor Sensível	H (W m ⁻²)	Anemômetro sônico Gill R2-A	Anemômetro sônico Gill R2-A	21	10,5
-------------------------	---------------------------	-----------------------------------	-----------------------------------	----	------

Tabela 3.2 - Datas da colheita e de outros eventos notáveis para o sítio da cana-de-açúcar durante o período de observação.

Data	Descrição
06 de fevereiro de 2005	Instalação da plataforma instrumental
23 de fevereiro de 2005	Aplicação do maturador
14 de abril de 2005	Colheita: a cana foi queimada dias antes e cortada a seguir; as folhas foram deixadas sobre o solo
12 a 20 de maio de 2005	Queima de palha acumulada, aragem do solo e adubação
Início de junho de 2005	Aplicação de herbicidas
10 de maio de 2006	Colheita

3.3 - Dados radiométricos

As componentes dos balanços de radiação e de energia, subseqüentemente usadas na determinação da evapotranspiração diária, foram feitas a partir de imagens geradas pelo *Thematic Mapper* – TM, a bordo do satélite Landsat 5, e alguns dados complementares de superfície. As imagens Landsat 5 – TM usadas no estudo foram adquiridas junto à DGI (Divisão de Geração de Imagens) do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), e compreendem a órbita 200 e ponto 075, obtidas aproximadamente às 9h30min (tempo legal) nos dias 22 de fevereiro, dia sequencial do ano 53 (DA₅₃), 11 de abril (DA₁₀₁), 29 de maio (DA₁₄₉), 14 de junho (DA₁₆₅), 16 de julho (DA₁₉₇), 01 de agosto (DA₂₁₃), 17 de agosto (DA₂₂₉) e 21 de novembro (DA₃₂₅), todos do ano de 2005. Esses dias foram selecionados por não apresentar cobertura de nuvens sobre a região de estudo, durante a passagem do Landsat 5 sobre a área de estudo.

3.4 - Processamento das imagens

O processamento das imagens de satélite foi executado com o software ERDAS Imagine versão 8.7 e as operações matemáticas intra e inter bandas espectrais com a sua ferramenta Model Maker. O TM - Landsat 5 mede a radiância espectral de cada pixel em sete diferentes bandas espectrais e os armazena em forma digital, cuja *intensidade* varia de 0 a 255 (8 bits).

3.5 - O algoritmo SEBAL/METIC

O algoritmo SEBAL/METRIC é alimentado com imagens de satélite que propiciem a determinação do albedo e temperatura da superfície, além de outras informações usualmente obtidas em estações meteorológicas de superfície. Suas bases teóricas e computacionais são descritas em Bastiaanssen et al. (1998a) e apresentadas em detalhe em Allen et al. (2002). Mais recentemente, Allen et al. (2007a) apresentaram as parametrizações do METRIC, que representa um aprimoramento do SEBAL e propicia o emprego da técnica também em áreas montanhosas.

As etapas computacionais para a obtenção do saldo de radiação, através do SEBAL/METRIC estão representadas no diagrama da Figura 3.4 e detalhado na seqüência.

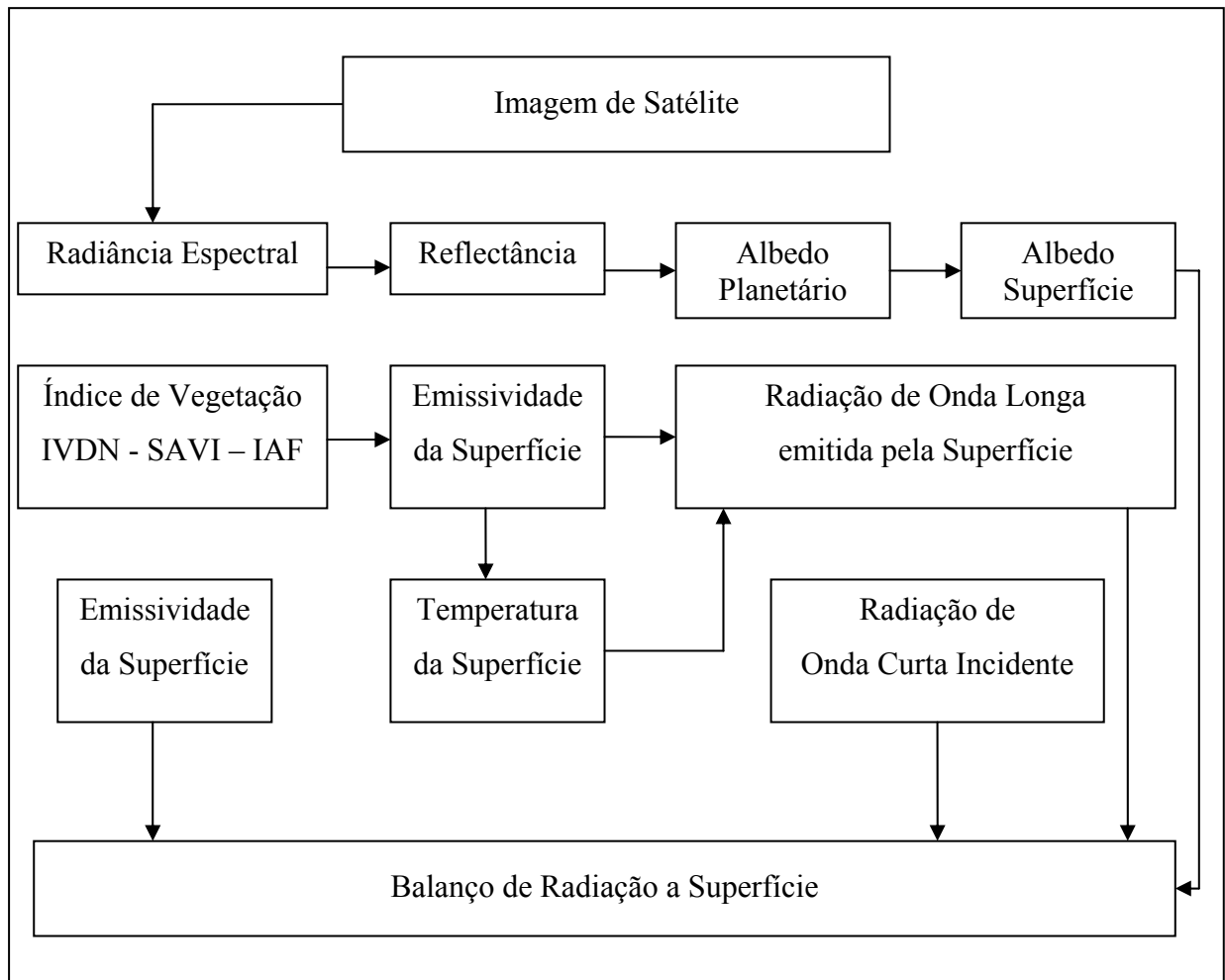


Figura 3.4 – Diagrama das etapas utilizadas para o processamento do balanço de radiação à superfície (R_n).

3.5.1 - Calibração radiométrica

A primeira etapa computacional do SEBAL é a obtenção da calibração radiométrica, que consiste na conversão do número digital (ND) de cada pixel e banda (b) do Landsat 5 – TM, em radiância espectral ($L_{\lambda,b}$), que é obtida pela seguinte expressão:

$$L_{\lambda,b} = \left(\frac{L_{\max,b} - L_{\min,b}}{255} \right) \times ND - L_{\min,b} \quad (3.1)$$

em que $L_{\min,b}$ e $L_{\max,b}$ são as radiâncias mínima e máxima obtidas mediante processo de calibração do Landsat 5 - TM, cujos valores, válidos para imagens geradas após 5 de maio de 2003, de acordo com Chander e Markham (2003), estão representados na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 - Constantes de calibração do Landsat 5 – TM, segundo Chander e Markham (2003).

Banda	$L_{\min,b}$ (W m ⁻² ster ⁻¹ μm ⁻¹)	$L_{\max,b}$ (W m ⁻² ster ⁻¹ μm ⁻¹)
1	-1,5200	193,000
2	-2,8400	365,000
3	-1,1700	264,000
4	-1,5100	221,000
5	-0,3700	30,200
6	1,2378	15,303
7	-0,1500	16,500

3.5.2 - Reflectância monocromática

Em seguida, calcula-se a reflectância monocromática de cada banda ($\rho_{\lambda,b}$), que é obtida pela razão entre a radiação solar refletida e radiação solar incidente em cada pixel. Em outras palavras, $\rho_{\lambda,b}$ representa a porção da radiação solar de cada banda que é refletida por cada pixel da imagem e o seu cômputo é efetivado pela equação (Allen et al., 2002a):

$$\rho_{\lambda,b} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda,b}}{d_r \cdot ESUN_{\lambda,b} \cdot \cos \theta} \quad (3.2)$$

em que $L_{\lambda,b}$ é a radiância espectral da banda b; d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol; $ESUN_{\lambda,b}$ é a constante solar monocromática associada a banda b do TM - Landsat 5 (Tabela 3.3); e θ é o ângulo de incidência da radiação solar, que é obtido em cada pixel mediante uso de Modelo de elevação digital (MED) e equação proposta por Duffie e Beckman (1991):

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \text{sen}(\delta) \text{sen}(\phi) \cos(s) - \text{sen}(\delta) \cos(\phi) \text{sen}(s) \cos(\gamma) + \\ & \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(s) \cos(\varpi) + \cos(\delta) \text{sen}(\phi) \text{sen}(s) \cos(\gamma) \cos(\varpi) \\ & + \cos(\delta) \text{sen}(\gamma) \text{sen}(s) \text{sen}(\varpi) \end{aligned} \quad (3.3)$$

onde δ = declinação do Sol; ϕ = latitude do pixel (positiva no Hemisfério Norte e negativa no Hemisfério Sul); s = inclinação da superfície, onde $s = 0$ para superfície horizontal e $s = \pi/2$ rad para inclinação vertical (s é sempre positivo e representa a inclinação em qualquer

direção); γ = ângulo do aspecto da superfície, onde $\gamma = 0$ para inclinação orientada para sul, $\gamma = -\pi/2$ rad para inclinação orientada para leste, $\gamma = +\pi/2$ rad para inclinação voltada para oeste e $\gamma = \pm\pi$ rad para inclinações orientadas para norte. O parâmetro ϖ é o ângulo horário, com $\varpi = 0$ ao meio-dia solar, $\varpi < 0$ pela manhã e positivo à tarde. Para pixels com pequena ou nenhuma inclinação, tem-se que:

$$\cos\theta = \text{sen}(\delta)\text{sen}(\phi) + \cos(\delta)\cos(\phi)\cos(\varpi) \quad (3.4)$$

Tabela 3.4 - Valores da constante solar específica de cada banda espectral do TM - Landsat - $ESUN_{\lambda,b}$ ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$).

Bandas	1	2	3	4	5	6	7
$ESUN_{\lambda,b}$	1957,00	1826,00	1554,00	1036,00	215,00	-	80,67

3.5.3 – Albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera

O albedo planetário, ou albedo no topo da atmosfera, representa o albedo da superfície no domínio da radiação de onda curta (0,3 – 3,0 μm), porém sem correção atmosférica, sendo obtido através de combinação linear das reflectâncias espectrais $\rho_{\lambda,b}$, com pesos $\varpi_{\lambda,b}$ estabelecidos para cada banda, segundo expressão:

$$\alpha_{\text{toa}} = (\varpi_1 \times \rho_{\lambda,1}) + (\varpi_2 \times \rho_{\lambda,2}) + (\varpi_3 \times \rho_{\lambda,3}) + (\varpi_4 \times \rho_{\lambda,4}) + (\varpi_5 \times \rho_{\lambda,5}) + (\varpi_7 \times \rho_{\lambda,7}) \quad (3.5)$$

em que cada peso ($\varpi_1, \varpi_2, \dots, \varpi_7$) é obtido pela razão entre a constante solar específica da banda b e a somatória de todas as constantes ESUN, qual seja:

$$\varpi_{\lambda,b} = \frac{ESUN_{\lambda,b}}{\sum ESUN_{\lambda,b}} \quad (3.6)$$

3.5.4 – Albedo da superfície

No SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998) a correção atmosférica é introduzida igualmente em todo o domínio da radiação de onda curta. Já no METRIC, a correção atmosférica é realizada em cada banda espectral separadamente. Em seguida, procede-se uma combinação linear das reflectâncias espectrais de cada banda, semelhante àquela empregada pela Equação 3.5, no entanto, com pesos ligeiramente diferentes dos usados na referida equação.

No METRIC, a reflectância espectral da banda b à superfície ($\rho_{\lambda,b,\text{sup}}$), portanto, com correção atmosférica, é determinada segundo expressão:

$$\rho_{\lambda,b,\text{sup}} = \frac{\rho_{\lambda,b} - \rho_{\text{atm},b}}{\tau_{\text{in},b} \cdot \tau_{\text{out},b}} \quad (3.7)$$

em que $\rho_{\lambda,b}$ e $\rho_{\text{atm},b}$ representam a reflectância espectral da banda b (Equação 3.2) e reflectância da atmosfera na banda b, respectivamente; $\tau_{\text{in},b}$ e $\tau_{\text{out},b}$ compreendem as

transmitâncias atmosféricas relativas à radiação solar incidente e radiação solar refletida na banda b , respectivamente. As transmitâncias $\tau_{in,b}$ e $\tau_{out,b}$ são dadas por (Tasumi, 2003; Allen et al., 2007a):

$$\tau_{in,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{K_t \cos \theta_{hor}} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \theta_{hor}} \right] + C_5 \quad (3.8)$$

$$\tau_{out,b} = C_1 \exp \left[\frac{C_2 P}{K_t \cos \eta} - \frac{C_3 W + C_4}{\cos \eta} \right] + C_5 \quad (3.9)$$

em que C_1 - C_5 são coeficientes obtidos através da utilização do código de transferência radiativa SMARTS2 (Simple Model of Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine) e que dependem do satélite; η é o ângulo de visada do sensor com relação a superfície horizontal, sendo igual a zero para o TM - Landsat 5 (Allen et al., 2007a) e, portanto, o $\cos \eta = 1$. As constantes C_1 - C_5 associadas ao TM - Landsat 5 estão representadas na Tabela 3.5.

O parâmetro $\rho_{atm,b}$ representa a radiação solar que é espalhada pela atmosfera na direção do sensor TM, podendo ser determinada por:

$$\rho_{atm,b} = C_b (1 - \tau_{in,b}) \quad (3.10)$$

em que C_b é um parâmetro relativo a cada uma das bandas espectrais do TM – Landsat 5, cujos valores constam da Tabela 3.5 (Tasumi, 2003; Allen et al., 2007a).

O albedo da superfície corrigidos os efeitos atmosféricos é, então, calculado pela equação:

$$\alpha_{sup} = \sum_{b=1}^6 [\rho_{\lambda,b,sup} \cdot w_b] \quad (3.11)$$

em que w_b é um fator de ponderação com o mesmo significado daquele usado na Equação 3.11, mas com a radiação solar espectral esperada à superfície cujos valores, projetados por Tasumi (2003) e Allen et al. (2007a), estão representados na Tabela 3.5.

Tabela 3.5 - Coeficientes utilizados no cômputo das transmitâncias $\tau_{in,b}$ e $\tau_{out,b}$ para o TM – Landsat 5 segundo Tasumi (2003) e Allen et al. (2007a).

Coeficiente	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
C_1	0,98700	2,319000	0,951000	0,375000	0,234000	0,365000
C_2	-0,00071	-0,000160	-0,000330	-0,000480	-0,001010	-0,00097
C_3	0,000036	0,000105	0,000280	0,005018	0,004336	0,004296
C_4	0,088000	0,043700	0,087500	0,135500	0,056000	0,015500
C_5	0,078900	-1,269700	0,101400	0,662100	0,775700	0,639000
C_b	0,640000	0,310000	0,286000	0,189000	0,274000	-0,186000
w_b	0,254000	0,149000	0,147000	0,311000	0,103000	0,036000

3.5.5 – Índices de vegetação

O IVDN foi proposto por Tucker (1979), de acordo com Tasumi (2003), e é um indicativo das condições, da densidade e porte da vegetação, sendo obtido pela razão entre a diferença das reflectâncias do infravermelho próximo (ρ_4) e do vermelho (ρ_3) e a soma das mesmas reflectâncias, conforme equação (Allen et al., 2002):

$$IVDN = (\rho_4 - \rho_3) / (\rho_4 + \rho_3) \quad (3.12)$$

O IVAS é um índice de vegetação que visa amenizar os efeitos de “background” do solo, sendo obtido através da equação (Huete, 1988):

$$IVAS = (1 + L)(\rho_4 - \rho_3) / (L + \rho_4 + \rho_3) \quad (3.13)$$

onde L é um fator de ajuste ao solo.

O cômputo do IAF, que representa a razão entre a área total de todas as folhas contidas em dado pixel, pela área do pixel, é feito por equação empírica calibrada por Allen et al. (2002):

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - IVAS}{0,59}\right)}{0,91} \quad (3.14)$$

3.5.6 – Emissividades

O cálculo da temperatura da superfície é feito através da equação de Planck invertida, proposta para um corpo negro, para o qual a emissividade é igual a 1. Como cada pixel não constitui um corpo negro, há necessidade de se estimar a sua emissividade no domínio espectral da banda termal (ε_{NB}), para fins do cômputo da T_s , bem como no cômputo da radiação de onda longa emitida pela superfície, que nesse caso é considerada a emissividade da banda larga (ε_0) (4 – 100 μm). O cômputo de ambas as emissividades é feito através das seguintes equações em função do IAF:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331.IAF \quad (3.15)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01.IAF \quad (3.16)$$

Considera-se que $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ para $IAF \geq 3$; no caso de $IVDN < 0$, representativo de corpos de água, considera-se $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$, de acordo com proposta de Allen et al. (2002).

3.5.7 – Temperatura da superfície

A obtenção da temperatura da superfície (T_s) é feita através da equação de Planck invertida, em função da radiância espectral da banda termal ($L_{\lambda,6}$) e da emissividade ε_{NB} , segundo equação (Marham e Baker, 1986; Tasumi, 2003):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (3.17)$$

onde $K_1 = 607,8 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1261 \text{ K}$.

3.5.8 – Radiação de onda longa emitida

O terceiro termo do balanço de radiação segundo o SEBAL é a radiação de onda longa emitida - $R_{ol,emi}$ (W m^{-2}) por cada pixel da área de estudo e o seu cômputo é feito mediante equação de Stefan-Boltzmann, em função da temperatura T_s e da emissividade da superfície ε_0 :

$$R_{ol,emi} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (3.18)$$

em que σ é constante de Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

3.5.9 – Radiação de onda longa incidente

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície - $R_{ol,atm}$ (W m^{-2}) também é calculada pela equação de Stefan-Boltzmann, em função da emissividade do ar - ε_a e da temperatura do ar - T_a obtida junto a uma estação meteorológica, na área de estudo, dada por:

$$R_{ol,atm} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (3.19)$$

em que

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (3.20)$$

3.5.10 – Radiação de onda curta incidente

A radiação solar global incidente - R_s (W m^{-2}) pode ser considerada constante em toda a área selecionada para a pesquisa e na ausência de registros piranométricos pode ser obtida segundo modelo (Allen et al., 2002; Trezza, 2002; Tasumi, 2003; Silva et al., 2005):

$$R_s = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (3.21)$$

onde G_{sc} é a constante solar (1367 W m^{-2}); τ_{sw} é a transmissividade atmosférica; d_r é o inverso do quadrado da distância Terra-Sol e θ é o ângulo de incidência da radiação solar. A

transmissividade τ_{sw} pode ser calculada usando uma função geral proposta pela ASCE-EWRI (2005):

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146P}{K_t \cos \theta_{hor}} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos \theta_{hor}} \right)^{0,4} \right] \quad (3.22)$$

onde P = pressão atmosférica (kPa); W = água precipitável na atmosfera (mm); θ_{hor} = ângulo solar zenital sobre uma superfície horizontal; K_t = coeficiente de turbidez ($0 < K_t \leq 1,0$), onde $K_t = 1,0$ para ar limpo e $K_t = 0,5$ para turbidez extrema, poeira ou ar poluído (Allen et al., 2007a). A pressão atmosférica pode ser calculada mediante expressão:

$$P = 101,3 \left(\frac{T_s - 0,0065z}{T_s} \right)^{5,26} \quad (3.23)$$

onde T_s é a temperatura padrão do ar (K), como usada pela EWRI em suas padronizações da ET; z é a altitude local (m); e W (mm) é calculada usando a pressão de vapor - e_a (kPa) próximo à superfície, obtida em estação meteorológica da área de estudo, de acordo com a equação (Garrison e Adler, 1990):

$$W = 0,14e_a P_{ar} + 2,1 \quad (3.24)$$

3.5.11 – Saldo de radiação

O saldo de radiação R_n ($W m^{-2}$), portanto, é obtido segundo a seguinte equação:

$$R_n = (1 - \alpha)R_s + R_{ol,atm} - R_{ol,emi} - (1 - \epsilon_0)R_{ol,atm} \quad (3.25)$$

em que todos os termos já foram devidamente explicitados.

3.5.12 – Fluxo de calor no solo

O Fluxo de calor no solo, G (Wm^{-2}), é computado segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038.\alpha + 0,0074.\alpha^2) (1 - 0,98.IVDN^4) \right] . R_n \quad (3.26)$$

onde T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$), α é o albedo da superfície, IVDN é o índice de vegetação da diferença normalizada e R_n é o saldo de radiação. Para corpos de água, onde o $IVDN < 0$, o valor de G pode ser considerado como $G = 0,3 R_n$ (Silva et al., 2006; Bezerra et al., 2008).

3.5.13 – Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível H (W m^{-2}) constitui a etapa computacional do SEBAL que requer maior atenção, haja vista que envolve uma série de considerações e pressupostos que, fazendo-os de maneira equivocada pode incorrer em grandes erros. A estimativa de H é feita com base na velocidade do vento, que juntamente com outras variáveis possibilita o cômputo da resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível, além da temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície (Bastiaanssen et al., 1998; Allen et al., 2002; Trezza, 2002; Tasumi, 2003; Allen et al., 2007a):

$$H = (\rho \times c_p \times dT) / r_{ah} \quad (3.27)$$

em que ρ é a densidade do ar úmido (Kg m^{-3}), c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura entre dois níveis próximos à superfície e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m^{-1}).

Para o cômputo de H , o SEBAL requer a escolha de dois pixels na cena, denominados “pixels âncoras”, para se determinar a variação de temperatura (dT), entre dois níveis de referência, bem como a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) em cada pixel da área de estudo.

Inicialmente, são colhidas informações da estação meteorológica local, ou seja, a velocidade do vento u (m.s^{-1}) e a altura média da vegetação h (m) da mesma. A primeira etapa consiste na obtenção do coeficiente de rugosidade - z_{0m} da estação meteorológica, que é calculado em função da altura média da vegetação, segundo equação (Brutsaert, 1982):

$$z_{0m} = 0,12.h \quad (3.28)$$

Em seguida, é computada a velocidade de fricção u_* (m s^{-1}) pelo perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (3.29)$$

onde k é a constante de von Karman ($k= 0,41$), u_x é a velocidade do vento (m.s^{-1}) na altura z_x e z_{0m} (m) é o coeficiente de rugosidade ao transporte de momentum.

Ainda considerando-se a atmosfera em equilíbrio neutro, é estimada a velocidade do vento para o nível em que a rugosidade da superfície já não afetaria a velocidade do vento (*blending height*). Esse nível é alcançado a $z = 100$ m, mas em regiões montanhosas tem sido

proposto $z = 200$ m. Para a região de estudo foi considerado $z = 100$ m e, portanto, projetou-se a velocidade do vento naquele nível segundo equação:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (3.30)$$

Levando-se em conta a hipótese de que u_{100} é constante para toda a cena estudada, é obtida a velocidade de fricção u_* ($m s^{-1}$) em cada pixel, através de:

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right)} \quad (3.31)$$

onde z_{0m} (m) é obtido em função do IVAS, segundo equação proposta por Bastiaanssen (2000):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62.IVAS) \quad (3.32)$$

De posse dos valores de u_* estima-se a resistência aerodinâmica r_{ah} ($s m^{-1}$) admitindo-se ainda a atmosfera em condição de estabilidade neutra, ou seja:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (3.33)$$

onde z_1 e z_2 são as alturas (m) acima da superfície, as quais são consideradas (Bastiaanssen et al., 1998; Allen et al., 2002; Tasumi, 2003; Silva e Bezerra, 2006; Allen et al., 2007a) como sendo, $z_1 = 0,1$ m e $z_2 = 2,0$ m.

A seguir calcula-se a diferença de temperatura próxima à superfície dT ($^{\circ}C$) para cada pixel, que é obtida através da relação linear entre dT e T_s , conforme a equação:

$$dT = a + bT_s \quad (3.34)$$

onde a e b são coeficientes da relação linear e são obtidos a partir dos pixels quente e frio.

No METRIC, aproximações e suposições são feitas similares ao SEBAL, para a determinação de dT , para o pixel quente, através de um balanço hídrico diário no solo, como o proposto pela FAO 56 (Allen et al., 1998), em condições de solo exposto para confirmar se a $ET = 0$ ou para identificar um valor superior, devido precipitações antecedentes ou outro evento de umidade (Tasumi e Allen, 2007). Assim, no METRIC:

$$H_{quente} = (Rn - G)_{quente} - LE_{quente} \quad (3.35)$$

Para o pixel frio, define-se o H no METRIC como:

$$H_{frio} = (Rn - G)_{frio} - LE_{frio} \quad (3.36)$$

Experiências mostram que campos agrícolas com cobertura densa (IAF>4) se apresentam como frios numa imagem de satélite, apresentando taxas de ET que são tipicamente cerca de 5% maior que a ET_0 da alfafa (Tasumi et al., 2005b). Assim, o valor de LE_{frio} é baseado em um pixel frio representativo selecionado na imagem e assume-se ser:

$$LE_{frio} = 1,05 \cdot ET_{0,alfafa} \cdot \lambda \quad (3.37)$$

em que λ é dado por:

$$\lambda = [2,501 - 0,00236(T_s - 273,15)] \cdot 10^6 \quad (3.38)$$

O gradiente de temperatura sobre o pixel frio, dT_{frio} , é computado considerando-se que:

$$dT_{frio} = H_{frio} r_{ah} / \rho_{ar} \cdot c_p \quad (3.39)$$

Os coeficientes a e b são determinados usando os dois pares de valores para dT e T_s , onde:

$$a = \frac{dT_{quente} - dT_{frio}}{T_{s,quente} - T_{s,frio}} \quad (3.40)$$

$$b = \frac{(dT_{quente} - a)}{T_{s,quente}} \quad (3.41)$$

O valor de H obtido inicialmente, para cada pixel, não é adequado e serve apenas como valor inicial de um processo iterativo que visa a cada iteração, refiná-lo considerando efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel.

Nesse sentido, o comprimento de Monin-Obukhov $L(m)$ é utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera e é computado em função dos fluxos de calor e de momentum pela seguinte expressão (Bastiaanssen, 1995; Allen et al., 2002; Timmermans et al., 2007):

$$L = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{k \cdot g \cdot H} \quad (3.42)$$

onde ρ , c_p já foram definidos anteriormente, u_* é a velocidade de fricção de cada pixel das imagens ($m \cdot s^{-1}$), T_s é a temperatura da superfície (K) em cada pixel, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,80 \cdot m \cdot s^{-2}$) e H é o primeiro valor obtido do fluxo de calor sensível (Wm^{-2}), pixel a pixel, considerando a condição de neutralidade. Os valores de L definem as condições de estabilidade obedecendo aos seguintes critérios: se $L < 0$, isso implica em uma atmosfera considerada instável; se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h) deverão ser considerados. Para isto, utilizam-se as formulações (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002; Silva e Bezerra, 2006; Bezerra et al., 2008):

Quando $L < 0$ (condição de instabilidade) tem-se que:

$$\psi_{m(100m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x_{(100m)}^2}{2}\right) - 2 \operatorname{arctg}(x_{(100m)}) + 0,5\pi \quad (3.43)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{(2m)}}{2}\right) \quad (3.44)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{(0,1m)}}{2}\right) \quad (3.45)$$

onde:

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L}\right)^{0,25} \quad (3.46)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (3.47)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (3.48)$$

Quando $L > 0$ (condição de estabilidade):

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \quad (3.49)$$

$$\psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (3.50)$$

$$\psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (3.51)$$

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

O valor corrigido da velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) é, portanto, dado por:

$$u_* = \frac{u_{100} \cdot k}{\ln\left(\frac{100}{z_{0m}}\right) - \psi_{m(100m)}} \quad (3.52)$$

em que u_{100} é a velocidade do vento a 100 m (ms^{-1}), k é a constante de von Karman, z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\psi_{m(100m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100 m.

De posse dos valores corrigidos de u_* , é computado o valor corrigido da resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} ($s\ m^{-1}$) através da seguinte equação (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002a; Silva e Bezerra, 2006; Bezerra et al., 2008):

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (3.53)$$

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

Obtidos os valores desses parâmetros retorna-se ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obtenha estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}) em cada pixel da área de estudo.

3.5.14 - Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente LE ($W\ m^{-2}$) é obtido pela simples diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível, conforme expressão:

$$LE = R_n - G - H \quad (3.54)$$

onde R_n é o saldo de radiação à superfície, G é o fluxo de calor no solo e H é o fluxo de calor sensível, todos em $W\ m^{-2}$.

3.5.15 - Evapotranspiração real horária

O fluxo de calor latente pode ser facilmente convertido em evapotranspiração real horária – ET_h (mm) integrando-o ao longo de uma hora (Tasumi, 2003; Allen et al., 2007a), qual seja:

$$ET_h = 3600 \cdot \frac{LE}{\lambda} \quad (3.55)$$

em que λ é o calor latente de vaporização da água ($J\ kg^{-1}$), dado por (Harrison, 1963):

$$\lambda = [2,501 - 0,00236 \cdot (T_s - 273,16)] \cdot 10^6 \quad (3.56)$$

sendo T_s a temperatura da superfície (K).

3.5.16 - Evapotranspiração real diária

A conversão da evapotranspiração real horária (ETh) em escala diária (ET_{24h}) é feita utilizando-se a metodologia sugerida por Trezza (2002), Tasumi (2003) e Allen et al. (2007), que consideram ser a razão entre a ET_h e a ET_{o,h} é válida para o período de 24 horas, daí que:

$$ET_{24h} = F \cdot ET_{o,24h} \quad (3.57)$$

em que ET_{o,24h} é a evapotranspiração de referência diária da FAO (mm dia⁻¹) e F é a fração de referência relativa horária, ou seja, igual à razão entre a ET_h e ET_{o,h}. O valor da ET_{o,24h} foi obtido a partir da integração dos valores diários de evapotranspiração horária calculada segundo a equação (Allen et al., 1998):

$$ET_{o,h} = \frac{0,408 \Delta (Rn - G) + \gamma \frac{37}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (3.57)$$

em que ET_{o,h} é a evapotranspiração de referência horária FAO-56 (mm h⁻¹); Δ é a declividade da curva de pressão de vapor (kPa °C⁻¹); γ é a constante psicrométrica (kPa °C⁻¹); Rn é o saldo de radiação (MJ m⁻² h⁻¹); G é o fluxo de calor no solo (MJ m⁻² h⁻¹); T é a temperatura média horária do ar a 2 m de altura (°C); u₂ é a velocidade média horária do vento a 2 m (m s⁻¹).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesta pesquisa procurou-se avaliar a exequibilidade do SEBAL/METRIC na estimativa das componentes dos balanços de radiação e energia nas condições climáticas da bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu. Nesse sentido, foram elaborados mapas temáticos de tais componentes, além da evapotranspiração real. Foram realizados recortes de áreas representativas do Cerrado e dos cultivos de cana-de-açúcar e eucalipto, e extraídas as correspondentes médias aritméticas das oito imagens selecionadas para a pesquisa. Esses dados possibilitaram identificar algumas das alterações que a substituição do Cerrado pelos cultivos da cana-de-açúcar e eucalipto promovem nas variáveis ambientais consideradas no estudo.

4.1 – Componentes do balanço de radiação

4.1.1 – Mapas temáticos do albedo

Nas Figuras 4.1 a 4.4 estão representados os mapas temáticos do albedo da superfície (α_{sup}) para a região de estudo, nos dias 22 de fevereiro e 11 de abril, 29 de maio e 14 de junho, 16 de julho e 01 de agosto, e 17 de agosto e 21 de novembro, respectivamente. O albedo da superfície exerce um controle na quantidade de energia que é absorvida pela superfície terrestre, atuando no balanço final de radiação e energia.

Os valores de albedo das áreas com presença de água, leito de riachos e do rio Mogi-Guaçu, além de outros reservatórios de água da cena estudada, foram inferior a 9% (azul

claro) e compreendem a classe dos mais baixos valores de albedo da superfície. Um estudo realizado por Silva et al. (2005) mostrou que corpos de água, tais como o reservatório de Sobradinho e pequenos açudes nas circunvizinhanças do perímetro irrigado Nilo Coelho, apresentaram valores de α_{sup} entre 9 e 12%, sugerindo, assim, valores de albedo para corpos de água superiores ao encontrado nesta pesquisa. Já Meireles (2007), em um estudo realizado na bacia do Acaraú-CE, encontrou valores de albedo entre 3 e 10% para corpos de água, similares aos encontrados nesta pesquisa. Os valores de albedo encontrados nesta pesquisa para os corpos de água são similares aos encontrados em Shuttleworth (1993), que registraram $\alpha_{\text{sup}} = 8\%$. Há outros registros de albedo da água com valores inferiores a 5%, e no caso do leito do São Francisco a turbidez da água provoca um aumento considerável no albedo, que de acordo com Silva et al. (2005) pode atingir valores da ordem de 15%.

Na Figura 4.1 prevalecem valores de α_{sup} na categoria 16 a 20 %, e nas áreas com vegetação de maior porte albedo entre 9 e 13 %. Esses valores podem ser observados com maior precisão nos biomas cerrado e eucalipto. As áreas com cana-de-açúcar apresentou valores de albedo mais freqüentemente na faixa entre 16 a 20%; no entanto, podem ser também observados valores entre 18 a 22%. Esses resultados estão de acordo com os encontrados por Tasumi (2003), que observou valores de α_{sup} entre 16 e 24% para regiões agricultáveis em Idaho – EUA. Além de Tasumi (2003), Shuttleworth (1993) registraram valores de albedo variando entre 15 a 20% para culturas como cana-de-açúcar, alguns cereais (exemplo trigo) e culturas de menor porte, como a beterraba. Ainda para os dias da Figura 4.2 foram observadas poucas ocorrências de albedo nas classes de 24 a 27 %, e acima de 27%.

Na Figura 4.2a predominam áreas com α_{sup} elevados (20 a 24%) e as áreas com menor α_{sup} mais uma vez compreendem as áreas de cerrado. Também são dominantes as áreas com α_{sup} entre 24 a 27%, mais claramente em 29 de maio, embora também com grande presença na imagem de 14 de junho (Figura 4.2b), com predomínio da classe de albedo entre 20 a 24%. Estes padrões estão associados a dinâmica que a estação chuvosa imprime na vegetação, não obstante as áreas de cerrado demonstrarem menor interferência desse fator, na medida que apresentam em todo o ano valores de α_{sup} em geral inferior a 15%.

Na Figura 4.3 a classe com maior cobertura espacial é a de 16 a 20%, representada pelo cor verde clara, e mais uma vez destaca-se o cerrado e eucalipto com α_{sup} correspondente à classe verde escura (valores do albedo entre 9 a 13%). Na Figura 4.4 são apresentados padrões muito semelhantes aos observados na Figura 4.4, e prevalecem valores de albedo entre 16 e 20%. Percebe-se claramente, os contornos de áreas com grande exposição do solo, evidenciada pelo alto valor do albedo, qual seja, faixa de 24 a 27%, ou classe de valores acima de 27%, provavelmente correspondendo a áreas agrícolas.



(a)



(b)

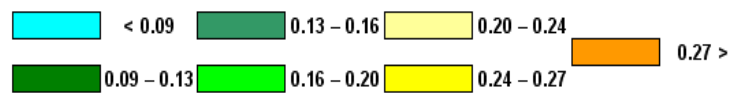
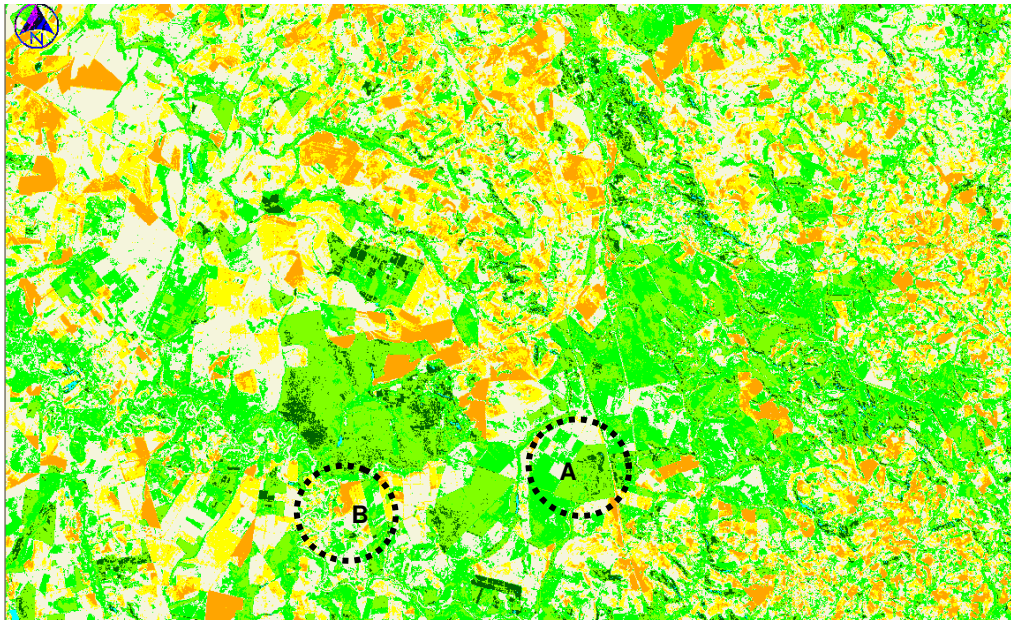
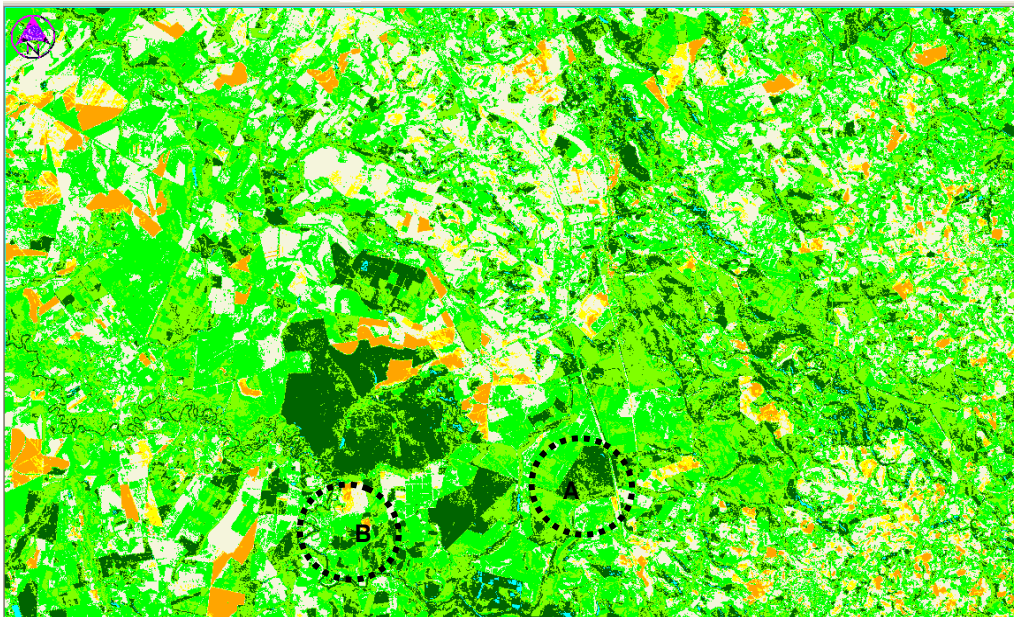


Figura 4.1 – Albedo da superfície para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.



(a)



(b)

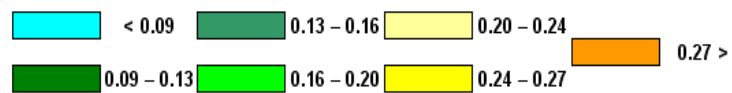
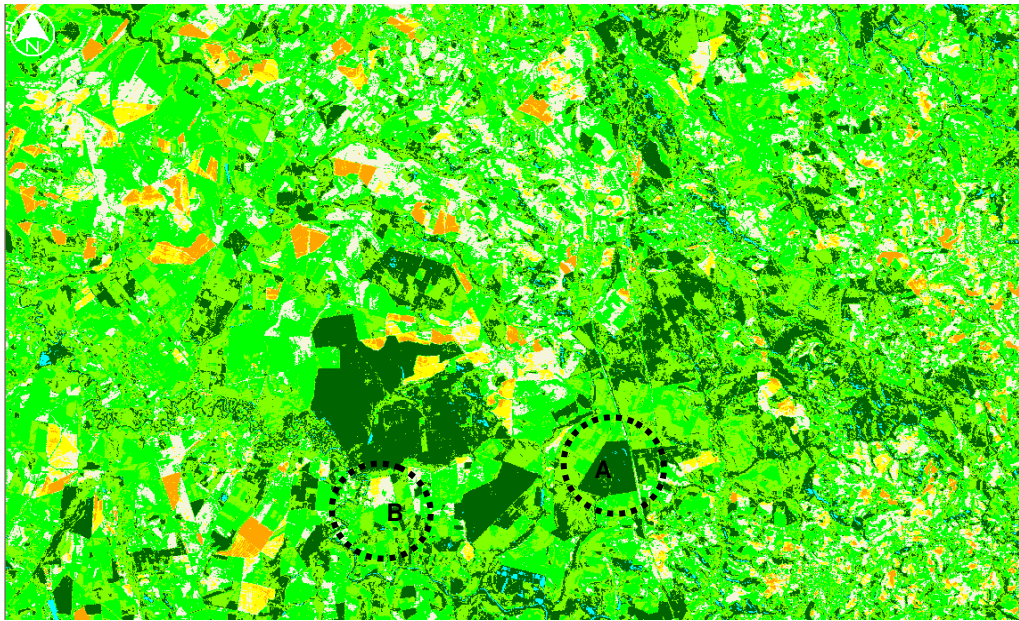
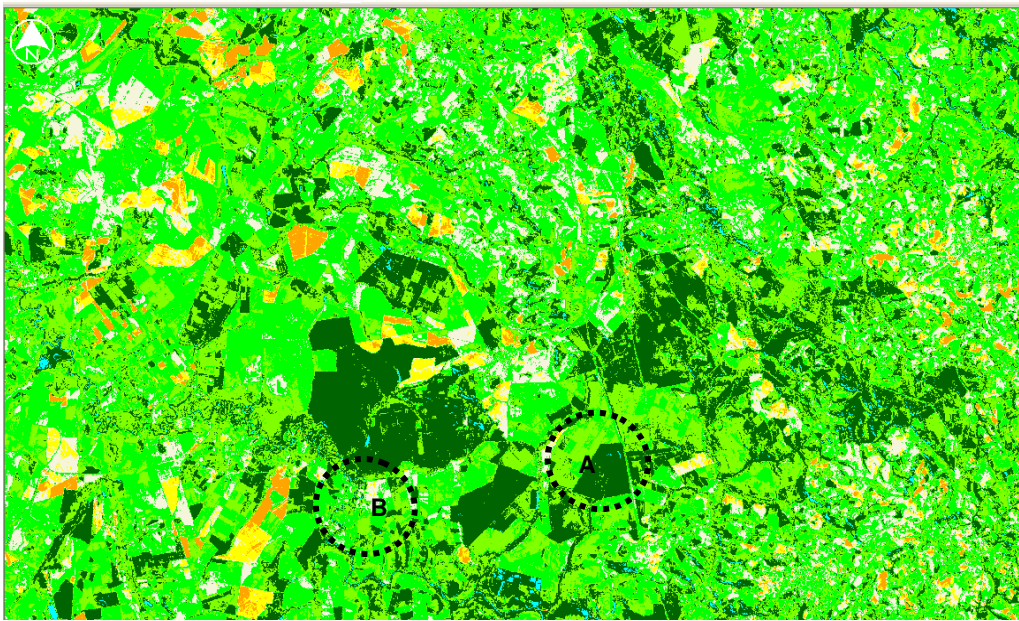


Figura 4.2 – Albedo da superfície para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.



(a)



(b)

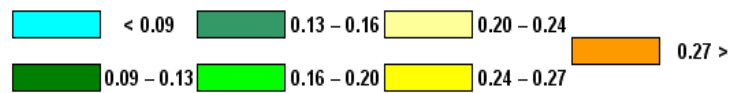
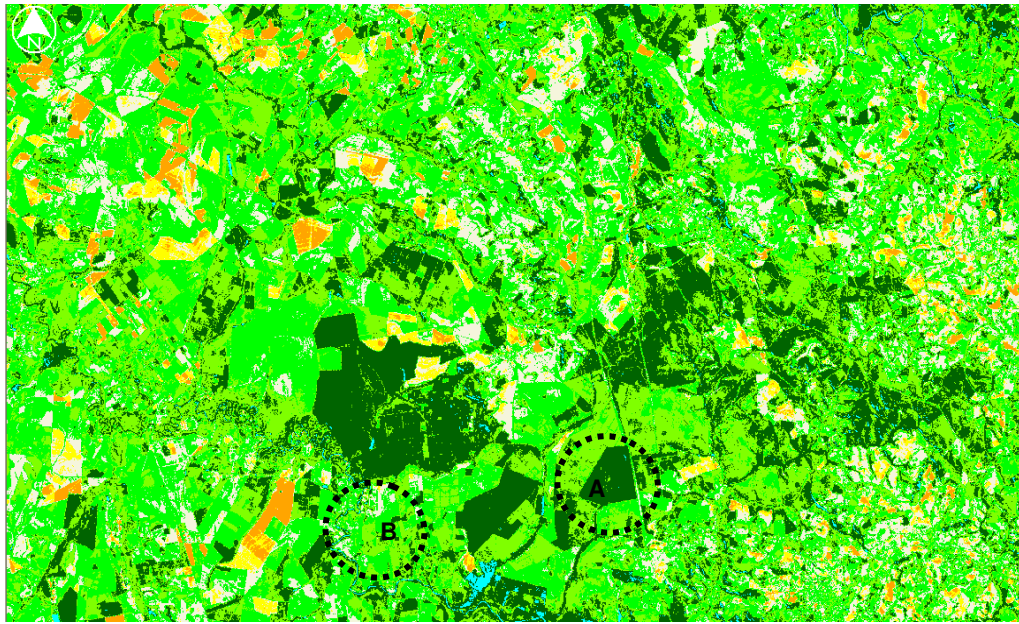
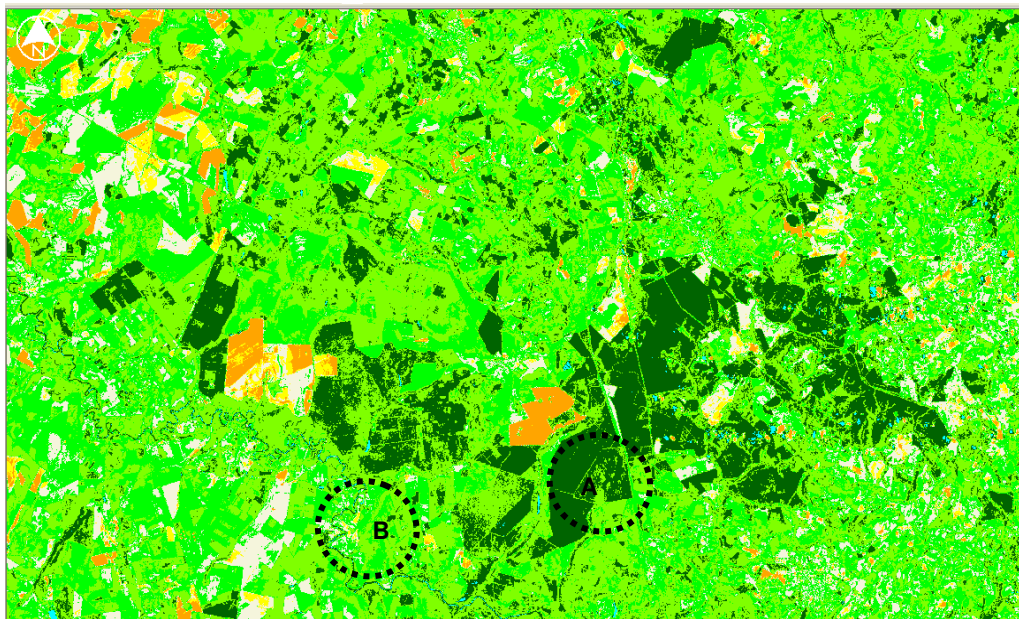


Figura 4.3 – Albedo da superfície para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.



(a)



(b)

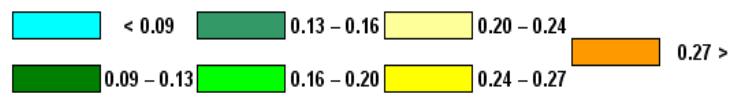


Figura 4.4 – Albedo da superfície para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.

4.1.2 - Validação dos métodos de correção do albedo da superfície

Na Tabela 4.1 estão representados os valores do albedo obtido com o SEBAL/METRIC segundo três diferentes procedimentos de correção atmosférica, nos biomas cerrado e cana-de-açúcar, com os correspondentes Erros relativos (%). O Método METRIC foi o que apresentou as maiores diferenças com as medições, em ambos os biomas e o de Método Idaho foi o que proporcionou as melhores estimativas do albedo. No cerrado, o Erro relativo médio foi de 44,23, 9,10 e 26,83%, segundo os métodos METRIC, Idaho e Allen, respectivamente. Já na cana-de-açúcar, esses erros médios foram iguais a 33,07, 9,37 e 22,44%, respectivamente aos métodos METRIC, Idaho e Allen. Portanto, o método de Idaho foi aquele que apresentou as melhores estimativas do albedo. É oportuno registrar que as medições da radiação solar refletida nas duas torres micrometeorológicas usadas para a validação do albedo, empregaram um sensor que não é recomendado (segundo o próprio fabricante) para esse tipo de medição, o que indica que o processo de validação ficou um pouco comprometido.

Tabela 4.1 - Albedo obtido com os métodos de correção atmosférica de METRIC, Idaho e Allen nos biomas cerrado (PDG) e Cana-de-açúcar (USR) e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos $[(Albedo_{Modelo} - Albedo_{Medido}) / Albedo_{Medido}] * 100$ (%).

Datas	Albedo – Cerrado						
	METRIC	Idaho	Allen	Medido	Erro M	Erro I	Erro A
22/2/2005	0,083	0,104	0,090	0,126	34,13	17,46	28,57
11/4/2005	0,077	0,108	0,089	0,126	38,89	14,29	29,37
29/5/2005	0,056	0,136	0,086	0,127	55,91	7,09	32,28
14/6/2005	0,061	0,133	0,097	0,137	55,47	2,92	29,20
16/7/2005	0,052	0,111	0,088	0,123	57,72	9,76	28,46
1/8/2005	0,062	0,118	0,095	0,119	47,90	0,84	20,17
17/8/2005	0,073	0,121	0,099	0,120	39,17	0,83	17,50
21/11/2005	0,119	0,127	0,112	0,158	24,68	19,62	29,11
-	-	-	-	Erro Médio	44,23%	9,10%	26,83
Datas	Albedo – Cana de Açúcar						
	METRIC	Idaho	Allen	Medido	Erro M	Erro I	Erro A
22/2/2005	0,144	0,174	0,151	0,196	26,53	11,22	22,96
11/4/2005	0,135	0,183	0,151	0,205	34,15	0,06	83,81
29/5/2005	0,104	0,189	0,158	0,169	38,46	11,83	6,51
14/6/2005	0,113	0,21	0,166	0,178	36,52	17,98	6,74
16/7/2005	0,121	0,217	0,171	0,190	36,32	14,21	10,00
1/8/2005	0,120	0,198	0,160	0,188	36,17	5,32	14,89
17/8/2005	0,127	0,197	0,161	0,188	32,45	4,79	14,36
21/11/2005	0,143	0,170	0,150	0,145	23,94	9,57	20,21
-	-	-	-	Erro Médio	33,07%	9,37%	22,44

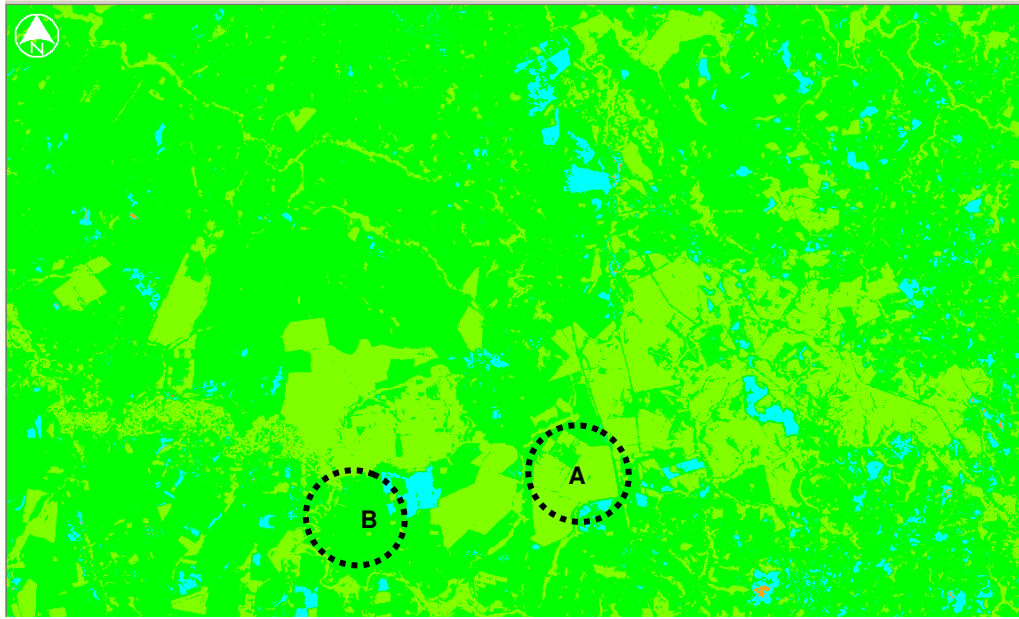
4.1.3 – Mapas temáticos do saldo de radiação

Considerando-se que a extração de informações acerca da superfície terrestre mediante uso de imagens de satélite somente é possível na ausência de nuvens, ou seja, em condições de céu limpo, os valores de R_n obtidos no momento da passagem do satélite representam instantes de maior disponibilidade de energia aos diversos processos biofísicos. A seguir são apresentados os mapas temáticos e os valores medidos usados na validação do método empregado na pesquisa.

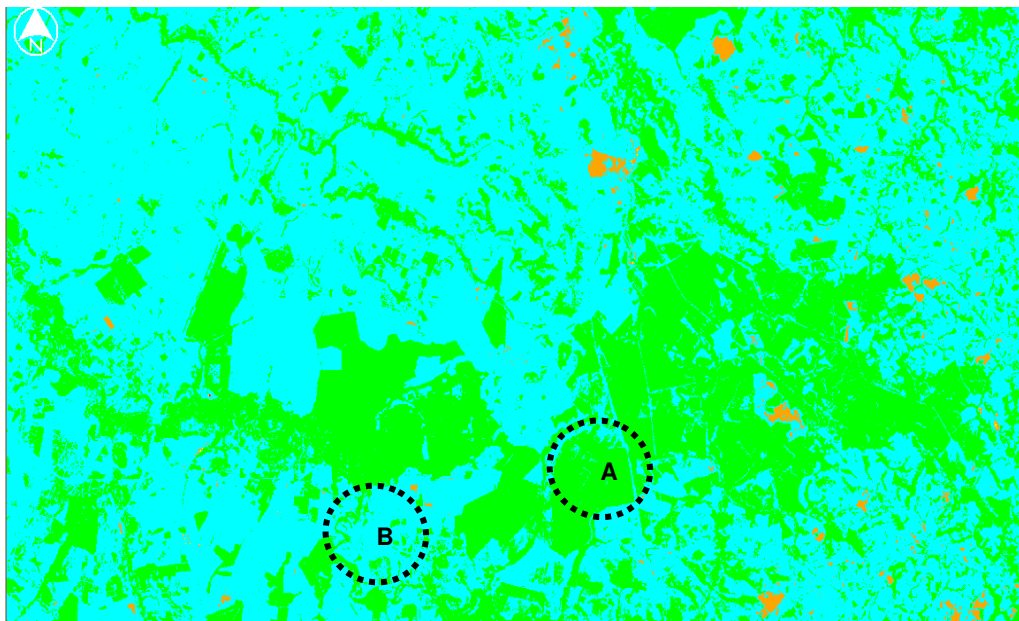
Comparando visualmente as oito imagens estudadas observa-se em seis delas um padrão claramente diferenciado entre as áreas com cerrado das demais áreas do recorte de estudo. Na Figura 4.5a predominam os valores de R_n na classe de 500 a 600 Wm^{-2} e na Figura 4.6 a classe de 400 a 500 Wm^{-2} . Não obstante a diminuição de R_n com um todo entre os dias 22 de fevereiro e 11 de abril de 2005, resultantes da sazonalidade da forçante radiação solar global, fica evidenciada mais uma vez padrões que diferenciam as áreas CE cerrado das demais áreas da bacia do Mogi-Guaçu. Na Figuras 4.5a já se destacam áreas agrícolas com R_n entre 300 e 400 $W m^{-2}$ em fase de preparação do solo para o seu plantio. Faz-se necessário um mapa de ocupação do solo, para que se identifique com maior precisão os padrões de R_n associados aos diferentes tipo de culturas e demais usos da área.

Nos dias 29 de maio e 14 de junho de 2005, Figura 4.6a-b, mais uma vez se destacam as áreas de cerrado, embora ocorra predomínio da classe de R_n entre 300 e 400 $W m^{-2}$. Como essas datas são muito próximas, não se percebe uma diferenciação marcante entre os mapas. Na Figura 4.7a não se detecta o padrão associado ao cerrado, provavelmente em decorrência da escolha de um mesmo número e intervalo de classes comuns a todas as imagens estudadas. Já na imagem seguinte, o padrão cerrado se diferencia das demais áreas, e essa classe divide com a de 300 a 400 $W m^{-2}$ o predomínio de valores do saldo de radiação. A exemplo da Figura 4.7a, não revela padrão de cerrado na Figura 4.8a, provavelmente pelas razões já apresentadas anteriormente, mas na Figura 4.8b fica evidenciada a supremacia da classe com R_n superiores a 700 $W m^{-2}$, e como se depreende do mapa temático, correspondem a áreas de cerrado. Os valores do R_n obtidos nas áreas de solo nu, ou com grande exposição, corroboram com os encontrados por Silva e Bezerra (2006) para áreas com características similares, em estudo de quantificação dos componentes do BE utilizando imagens TM - Landsat 5 e o algoritmo SEBAL, em áreas irrigadas do Projeto Nilo Coelho e adjacências no município de Petrolina- PE. Silva e Bezerra (2006) e Feitosa (2005) encontraram valores semelhantes para o lago de Sobradinho na Bahia e para trecho do leito do Rio São Francisco.

Os valores mais elevados do saldo de radiação (R_n) foram observados sobre áreas em com albedo baixo, compreendendo espelhos d'água, que apresentaram valores superiores a 731,0 $W m^{-2}$. Esses valores estão em conformidade com estudos realizados por Silva e Bezerra (2006), que encontraram valores de R_n de aproximadamente 705 $W m^{-2}$ (2000) e 712 $W m^{-2}$ (2001) sobre o lago de Sobradinho. Uma pesquisa realizada por Leivas et al. (2007), para estimativa do saldo de radiação à superfície utilizando imagens do satélite ASTER, para Eldorado do Sul (RS), também detectou os maiores valores de R_n sobre os corpos de água (662,0 $W m^{-2}$). Esse fato também foi registrado por Folhes (2007), que com o uso do algoritmo METRIC, observou valores mais altos de R_n sobre a água ou em campos irrigados do distrito de irrigação Jaguaribe-Apodi, situado na Chapada do Apodi, no município cearense de Limoeiro do Norte. Os valores de R_n em córregos de água, ou outro reservatório, identificados com o auxílio do ERDAS, concordam com os valores obtidos por Bezerra et al. (2008), que utilizaram o SEBAL no Cariri cearense, quando também observaram valores de R_n superiores a 700,0 $W m^{-2}$ na Chapa do Araripe.



(a)



(b)

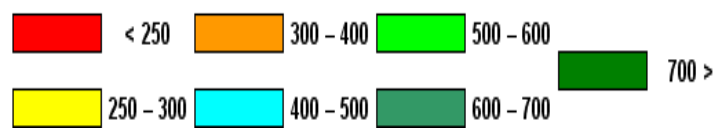
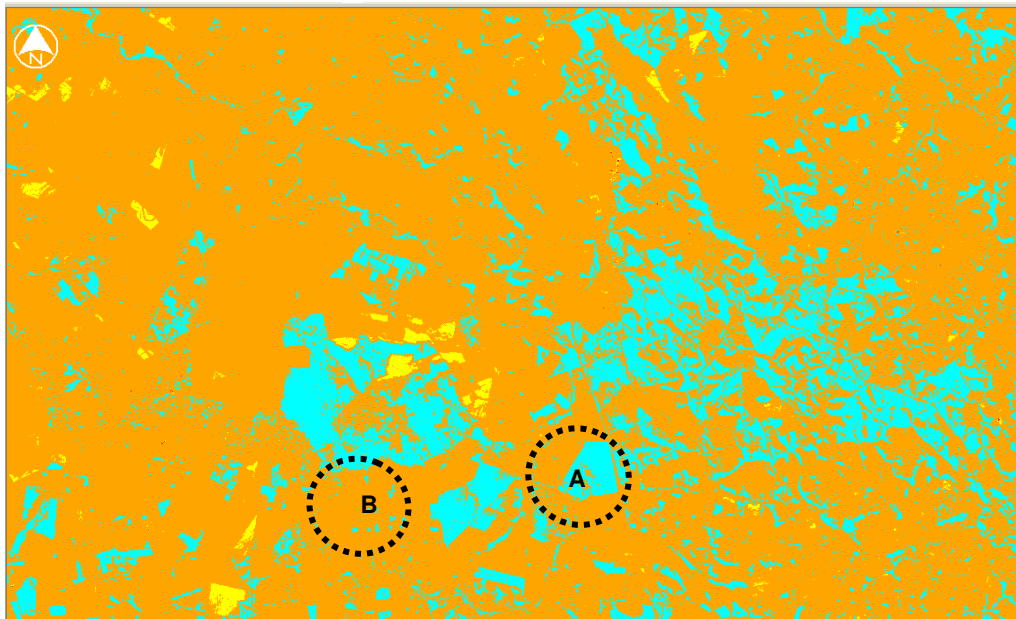
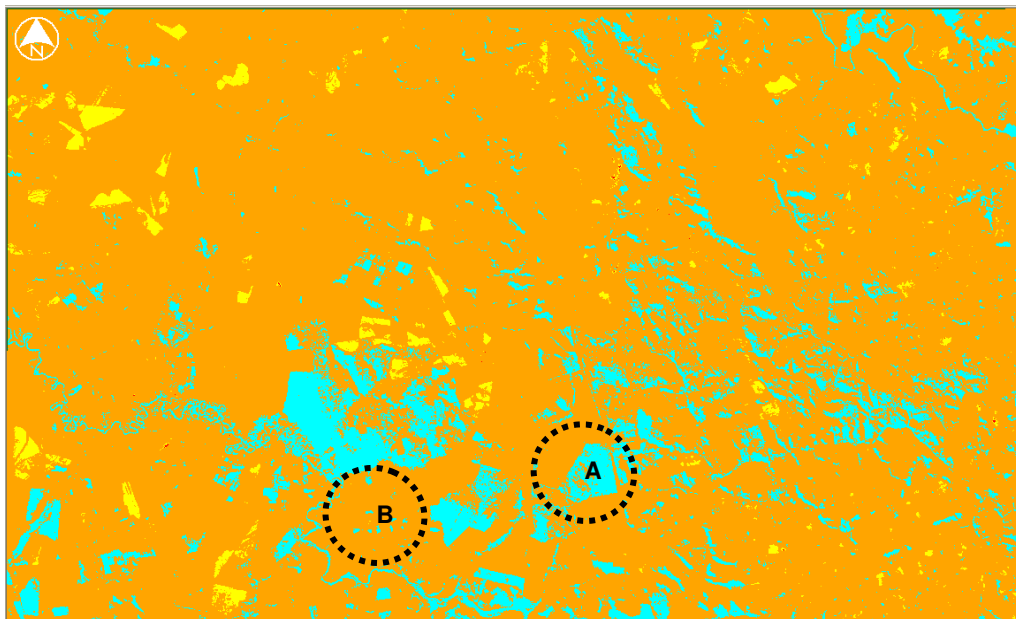


Figura 4.5 – Saldo de radiação na superfície (W m^{-2}) para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.



(a)



(b)

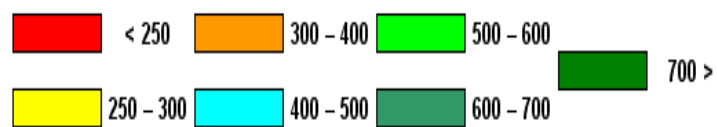
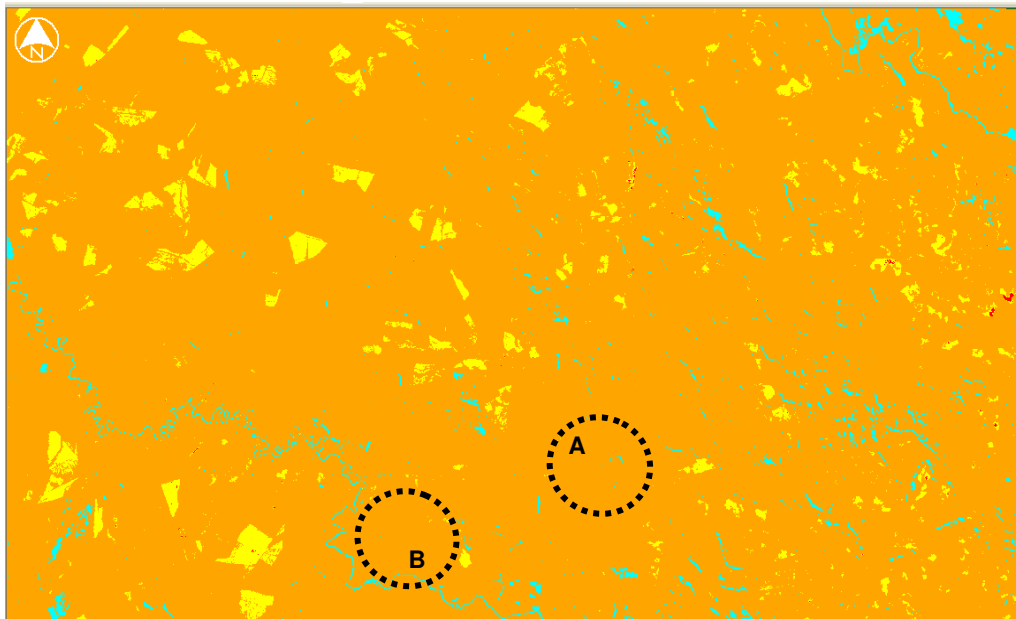
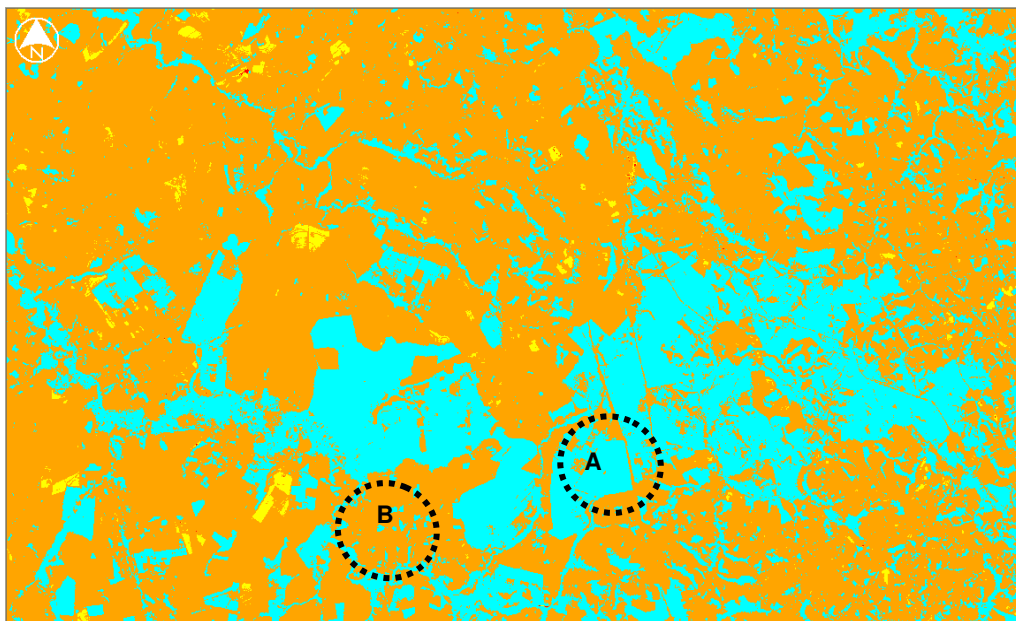


Figura 4.6 – Saldo de radiação na superfície (W m^{-2}) para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.



(a)



(b)

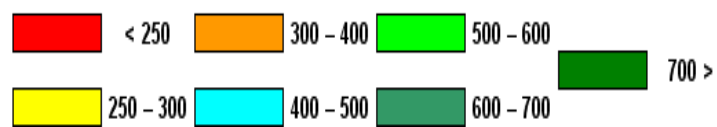
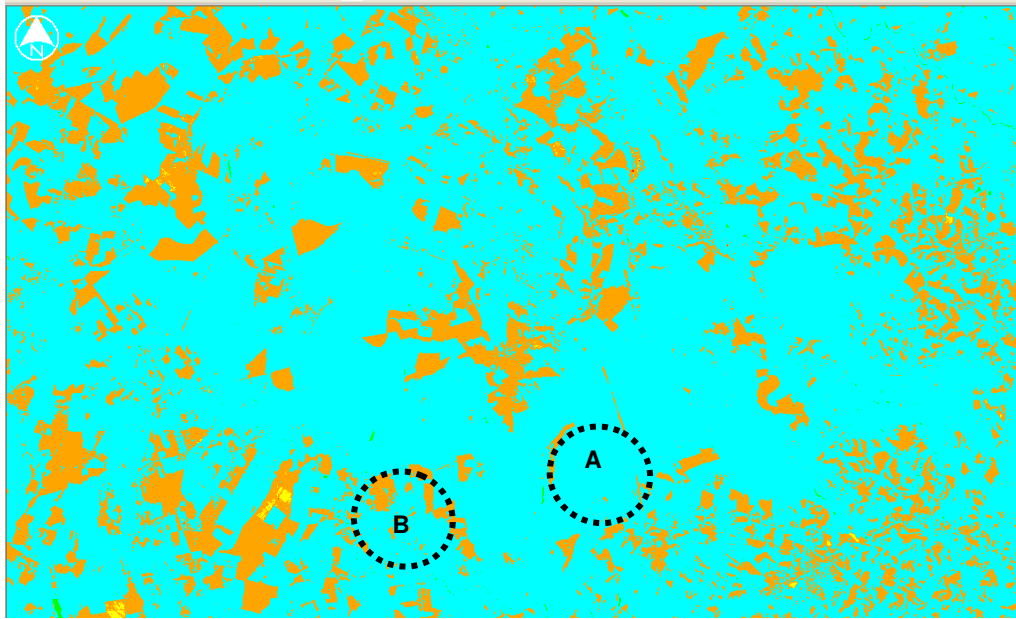
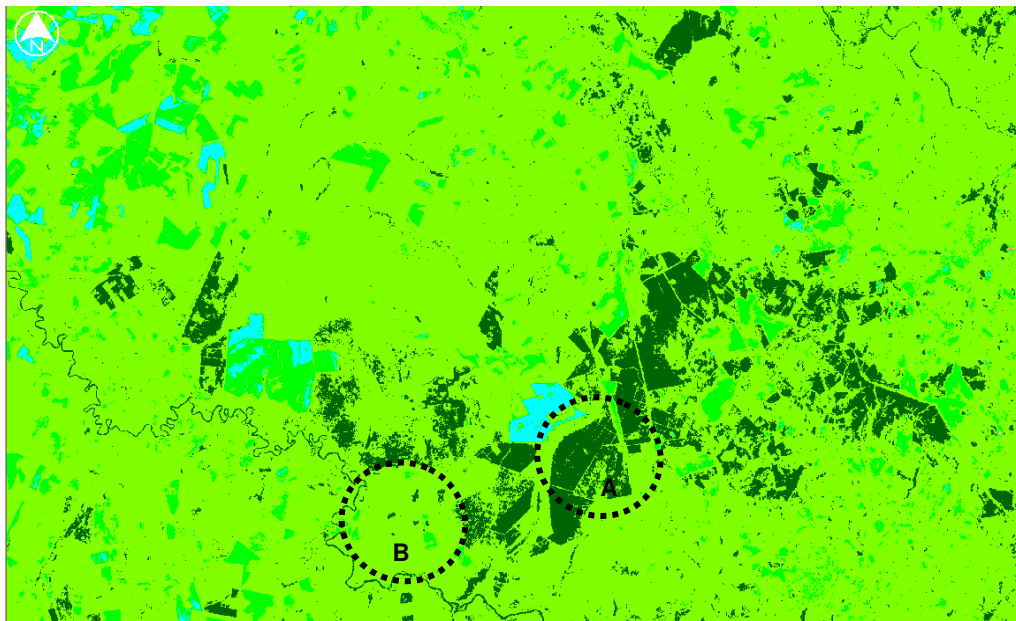


Figura 4.7 – Saldo de radiação na superfície (W m^{-2}) para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.



(a)



(b)

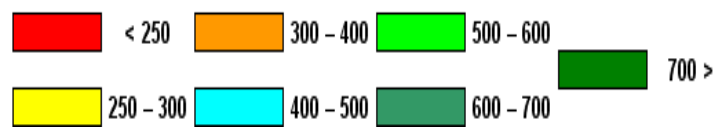


Figura 4.8 – Saldo de radiação na superfície ($W m^{-2}$) para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) Cana-de-açúcar.

4.1.4 – Validação do saldo de radiação

Na Tabela 4.2 estão representados os valores instantâneos do saldo de radiação obtidos pelo SEBAL/METRIC e os observados nas torres da cana-de-açúcar e cerrado. Observa-se que R_n variou de 375,6 a 731,3 $W m^{-2}$ no Cerrado e entre 315,3 a 718,8 $W m^{-2}$ na cana-de-açúcar. Como se percebe houve variação significativa do R_n entre os meses estudados; porém, os valores do R_n obtidos segundo o SEBAL/METRIC estão bem próximos aos medidos nas duas torres micrometeorológicas. Pode-se observar que o Erro relativo associado a cada um dos métodos de obtenção do albedo, proporcionou valores de 6,70, 2,20 e 4,01%, para os métodos METRIC, Idaho e Allen respectivamente; já na cana-de-açúcar, esses erros foram iguais a 7,80, 5,68 e 2,90%, segundo os métodos METRIC, Idaho e Allen, respectivamente. Logo, os métodos Idaho e Allen, embora de formulação bem mais simples, proporcionaram as melhores estimativas de R_n . Esse resultado tem grande importância, vez que em diversas regiões do País ainda não são cobertas com estações meteorológicas automáticas e o Método Allen requer apenas a altitude local, para provimento da correção atmosférica. Considerando que o erro instrumental associado à obtenção de R_n , caso de saldo radiômetro calibrado (Manual do NRC1 da Campbell Sci, Logan, USA) e com ampla cobertura espectral, é de 2,5%, a obtenção de erros relativos médios inferiores a 10% obtido numa imagem TM – Landsat 5, com cerca de 38 milhões de pixels, representa um resultado de grande importância e utilidade prática. Estes resultados são corroborados por Daughtry et al. (1990), que obtiveram Erro relativo médio entre medições e estimativas de R_n com sensoriamento remoto inferiores a 7%, próximas as encontradas nessa pesquisa, com valores inferiores a 8%. Já Bastiaanssen (1998) obteve R_n variando de 400 $W m^{-2}$, em deserto, para 500 $W m^{-2}$, em oásis e Dubayah (1992) obteve R_n com correção de modelo de elevação digital igual a 654 $W m^{-2}$, e R_n não corrigido de 643 $W m^{-2}$, valores mais próximos aos do presente estudo e aos de Bastiaanssen (1998).

Tabela 4.2 - Valores do saldo de radiação (Rn) instantâneo dos biomas Cerrado e da Cana-de-açúcar obtidos mediante SEBAL com os métodos METRIC (M), Idaho (I) e Allen (A) e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos (%).

Datas	Rn - Cerrado						
	METRIC	Idaho	Allen	Medido	Erro M	Erro I	Erro A
22/2/2005	635,5	618,5	629,6	640,6	0,80	3,45	1,72
11/4/2005	542,3	520,9	533,8	540,1	0,41	3,55	1,17
29/5/2005	424,5	379,7	408,2	382,0	11,13	0,60	6,86
14/6/2005	425,2	388,9	406,8	387,3	9,79	0,41	5,03
16/7/2005	409,3	378,3	390,7	375,6	8,97	0,72	4,02
1/8/2005	439,7	408,3	420,9	395,6	11,15	3,21	6,40
17/8/2005	478,7	448,8	462,4	448,3	6,78	0,11	3,15
21/11/2005	697,7	690,8	703,9	731,3	4,59	5,54	3,75
				Erro Médio	6,70	2,20	4,01

Datas	Rn - Cana de Açúcar						
	METRIC	Idaho	Allen	Medido	Erro M	Erro I	Erro A
22/2/2005	576,8	552,3	570,9	566,0	1,91	2,42	0,87
11/4/2005	492,1	459,8	481,7	478,2	2,91	3,85	0,73
29/5/2005	382,8	300,8	353,7	350,9	9,09	14,28	0,80
14/6/2005	363,5	306,3	336,8	315,3	15,29	2,85	6,82
16/7/2005	350,7	300,1	324,1	320,5	9,42	6,37	1,12
1/8/2005	381,5	337,7	358,9	350,4	8,88	3,62	2,43
17/8/2005	419,9	376,9	398,9	386,3	8,70	2,43	3,26
21/11/2005	673,4	649,8	667,2	718,8	6,32	9,60	7,18
				Erro Médio	7,82	5,68	2,90

4.2 – Componentes do Balanço de Energia

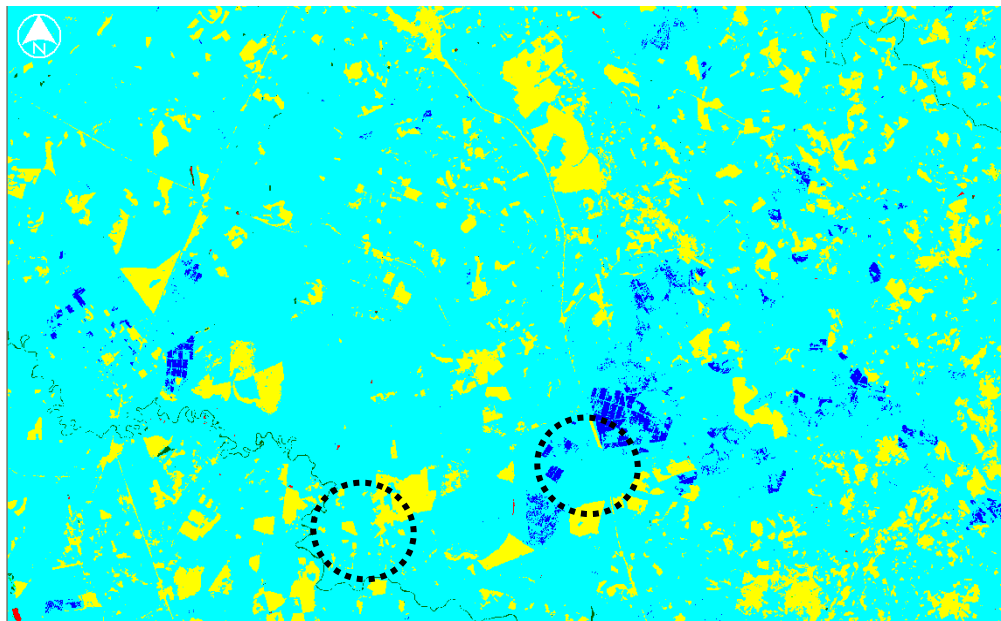
4.2.1 – Mapas temáticos do fluxo de calor no solo

Uma vez elaborados os mapas de Rn e com os de NDVI, Ts e albedo Idaho, foram obtidos os mapas temáticos do fluxo de calor no solo - G. Segundo Feitosa (2005) e Bastiaanssen et al. (1998), dos componentes do BE o fluxo de calor no solo (G) é o que apresenta maior dificuldade do ponto de vista de precisão, quando estimado por técnicas de sensoriamento remoto. Por outro lado, os últimos autores citados, não consideram esse fato como um fator limitante quando se trabalha com áreas muito pequenas, nas quais minimizam as influências da variação do tipo de solo e da cobertura vegetativa, incompatível com o tamanho do pixel do sensor TM, mesmo sendo de 30m x 30m. Nesta pesquisa, a estimativa do fluxo de calor no solo foi realizada conforme sugerido por Bastiaanssen (2000), em função do saldo de radiação, albedo da superfície, índice de vegetação por diferença normalizada e

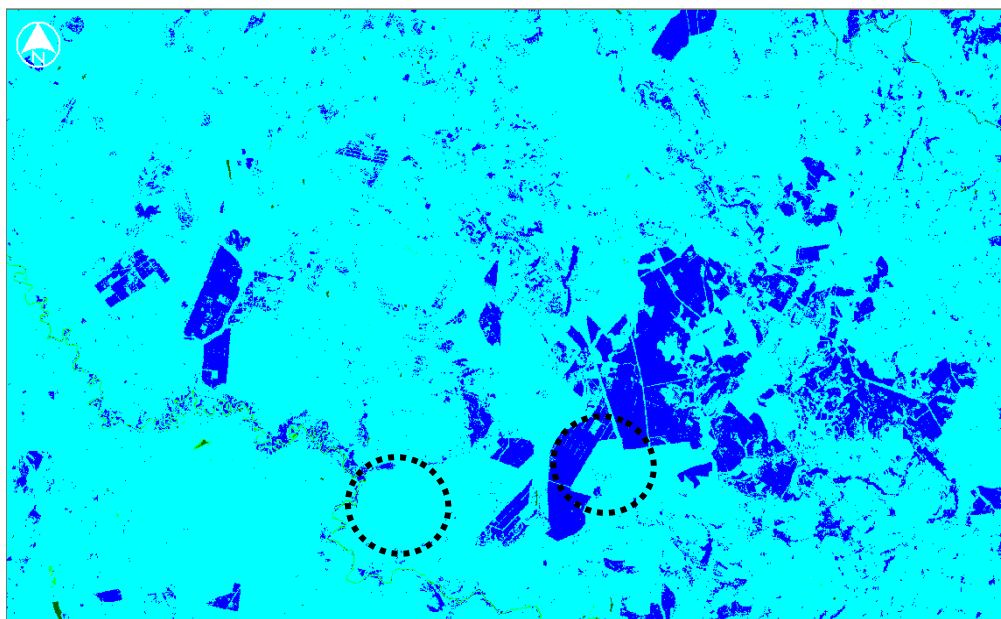
temperatura da superfície, com valores próximos do horário de meio-dia. Para lagos profundos e de águas claras, ou seja, com pouco ou quase nenhuma turbidez, Allen et al. (2002a) consideram que cerca de 50% do saldo de radiação é destinado ao aquecimento da água. Já Silva e Bezerra (2006) e Bezerra et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

A variação dos fluxos de calor no solo (G) para os dias estudados verificou que, no cerrado e no eucalipto os valores oscilaram abaixo de 80 W m^{-2} . Ressaltou-se na cana valores acima de 80 W m^{-2} , após a colheita (solo exposto), e que mostrou-se marcadamente positivo durante 7 meses, concorrente com variações de α que acompanharam o crescimento da cana.

Nas Figuras 4.9 a 4.12 estão representados os mapas temáticos do fluxo de calor no solo – G no momento da passagem do satélite, nos oito dias com imagens de satélite selecionadas para a pesquisa, do ano de 2005. As áreas em vermelho representam os valores de G maiores que 200 W m^{-2} , que correspondem aos açudes e a pequenos corpos de água distribuídos no restante da cena. Os valores inferiores a 120 W m^{-2} estão representados pelas áreas com tonalidade amarelo e se distribuem predominantemente na região como um todo no período chuvoso, nas áreas agrícolas e em alguns pontos isolados da cena que apresenta vegetação nativa bastante densa ou culturas com grande atividade fotossintética. A tonalidade predominante das cenas é a azul-claro, que representa valores de G maiores que $0,0 \text{ W m}^{-2}$ e menores que 80 W m^{-2} e que correspondem às áreas de vegetação com densidade intermediária. As áreas em amarelo representam valores de G maiores que 80 W m^{-2} e menores que 120 W m^{-2} , enquanto que as áreas com tonalidade verde-claro representam os valores de G entre 120 W m^{-2} e 160 W m^{-2} e representam a vegetação nativa densa que se concentram predominantemente no bioma de cana-de-açúcar e em alguns pontos isolados da cena. Já os valores entre 160 W m^{-2} e 200 W m^{-2} estão representados nas imagens pela tonalidade verde-escuro e correspondem a áreas com solo exposto ou com vegetação muito rala.



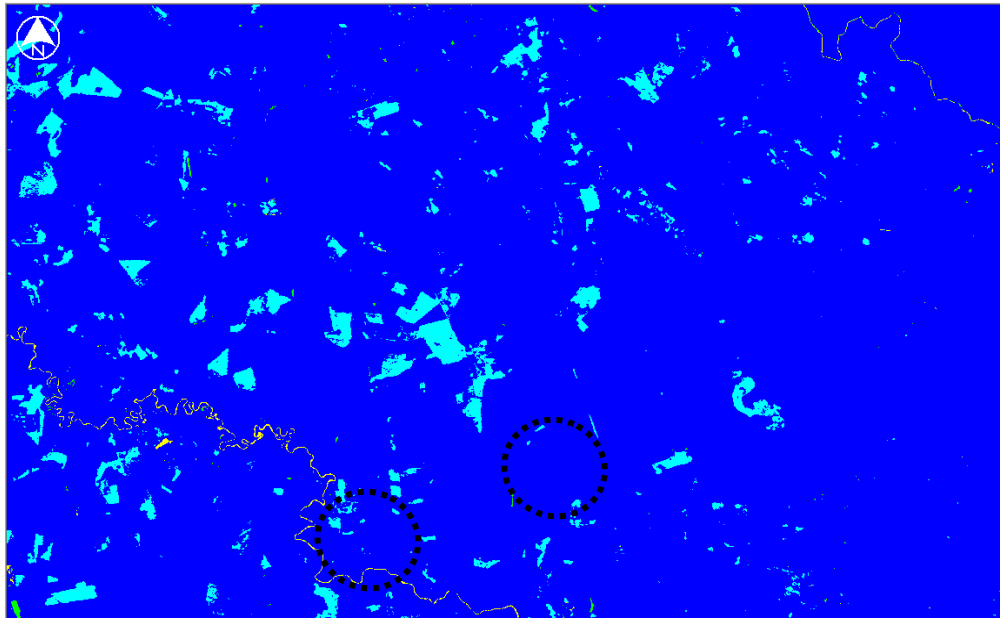
(a)



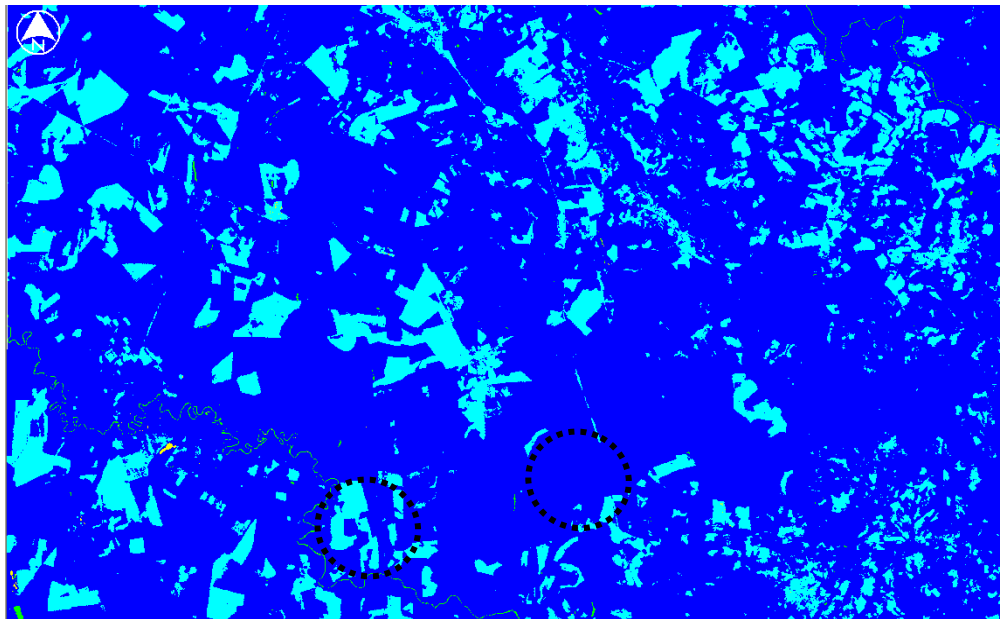
(b)



Figura 4.9 – Fluxo de calor no Solo (W m^{-2}) para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com SEBAL/METRIC utilizando o sensor TM – Landsat 5.



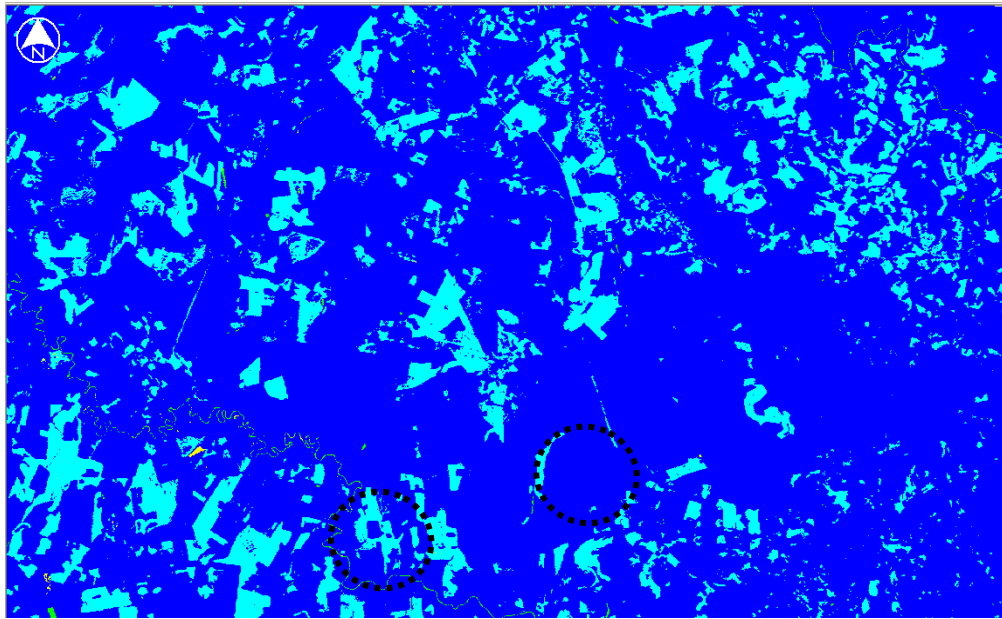
(a)



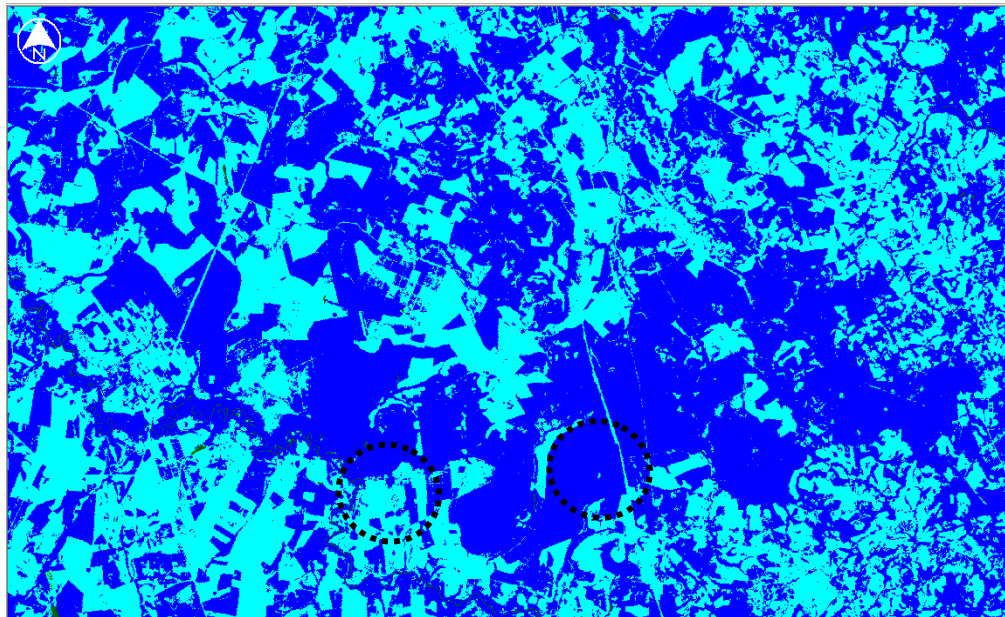
(b)



Figura 4.10 – Fluxo de calor no Solo (W m^{-2}) para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com SEBAL/METRIC utilizando o sensor TM – Landsat 5.



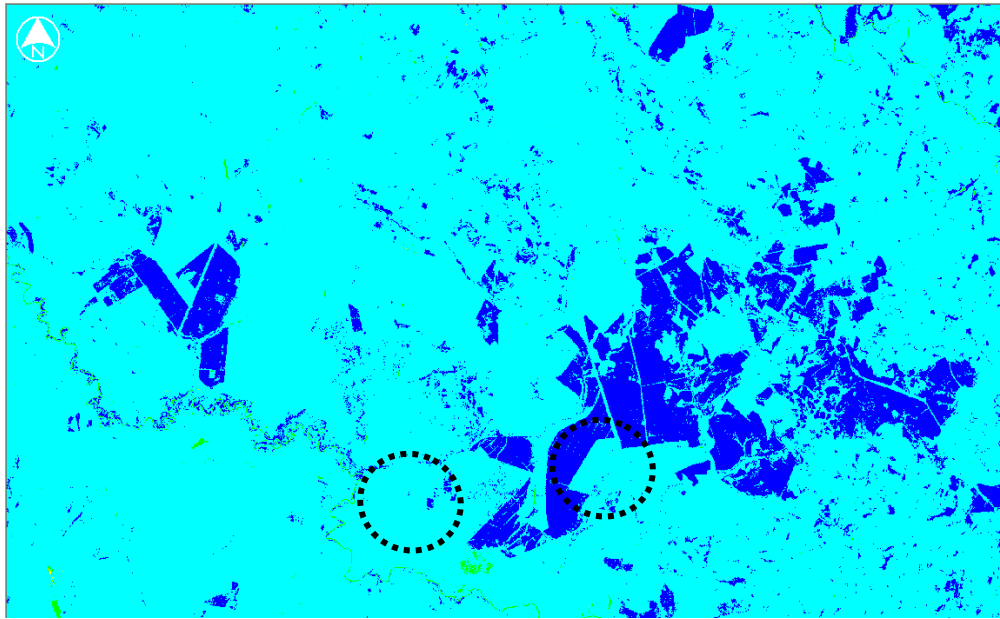
(a)



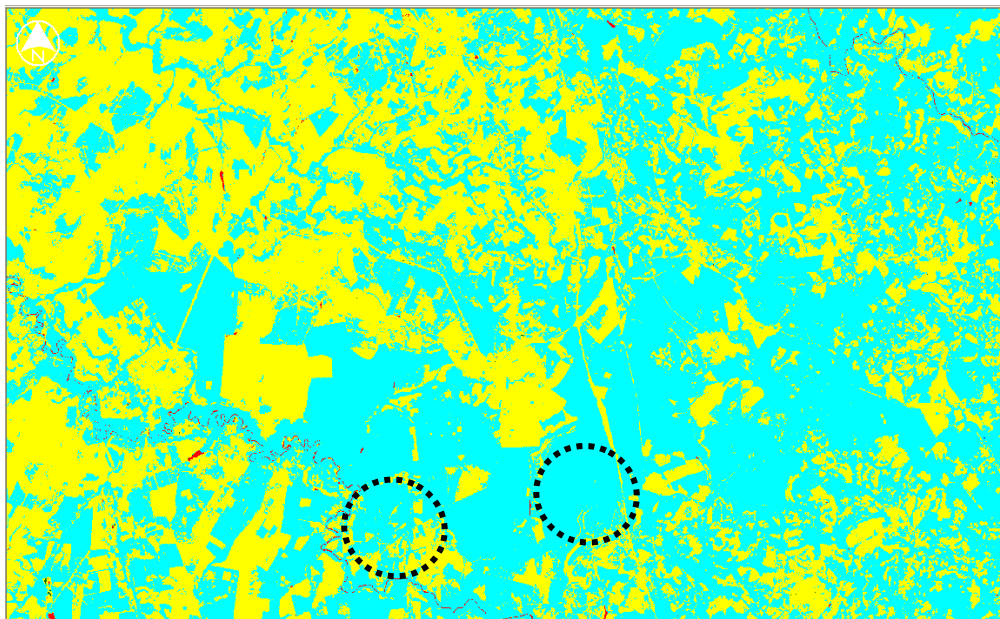
(b)



Figura 4.11 – Fluxo de calor no Solo (W m^{-2}) para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com SEBAL/METRIC utilizando o sensor TM – Landsat 5.



(a)



(b)



Figura 4.12 – Fluxo de calor no Solo (W m^{-2}) para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com SEBAL/METRIC utilizando o sensor TM – Landsat 5.

4.2.2 – Fluxo de Calor Sensível

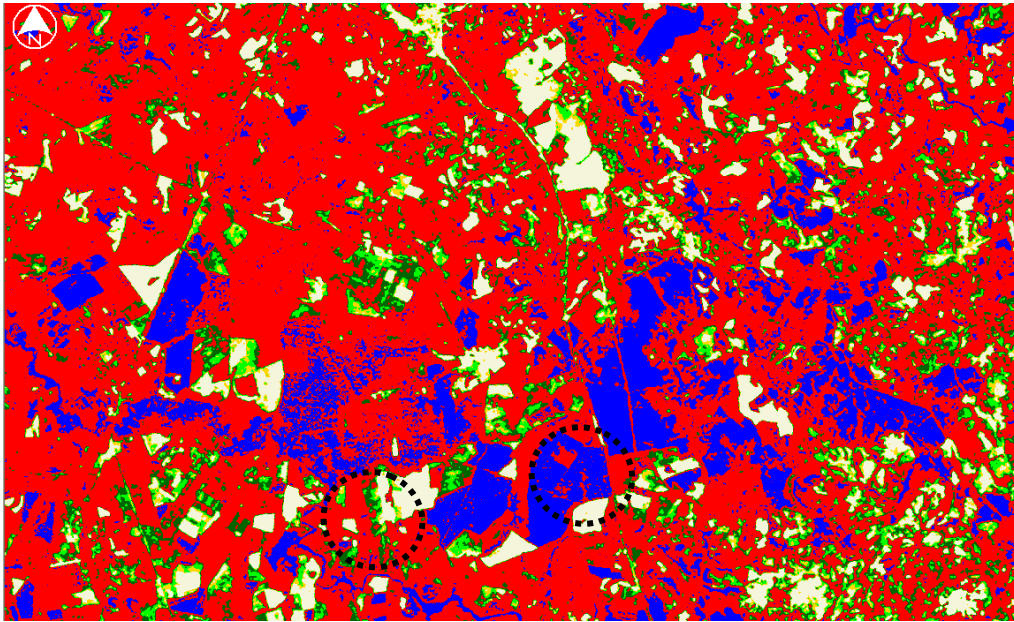
O calor Sensível – H, definido como a quantidade de energia transferida na atmosfera pelos processos de convecção e condução, devido à diferença de temperatura entre a superfície e o ar próximo desta, pode ser calculado em função do gradiente de temperatura entre dois níveis de referência e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor. Esses dois parâmetros são estimados para toda a cena estudada, utilizando-se dois pixels de referência, denominados pixels âncoras e a velocidade do vento a determinada altura em um ponto pertencente à área de interesse.

Nas Figuras 4.13 a 4.16, estão representados os mapas temáticos com os valores instantâneos de H. Nessas figuras, os valores de H menores que 0 W m^{-2} estão representados pela coloração azul e são representativos de corpos de água, mas também de áreas em que sua T_s seja menor que aquela do pixel âncora frio (Silva e Bezerra, 2006). Nota-se que valores entre $0,0$ e 150 W m^{-2} concentram-se predominantemente na toda região, que conforme já foi mencionado, trata-se de uma região com bioma cerrado, cana-de-açúcar e áreas com eucalipto, em que o IVDN se apresenta com valores acima de $0,70$ para todos os dias estudados. É provável que a escolha do intervalo e número das classes selecionadas nos mapas temáticos de H, tenha impedido que os padrões de cerrado ficassem evidenciados.

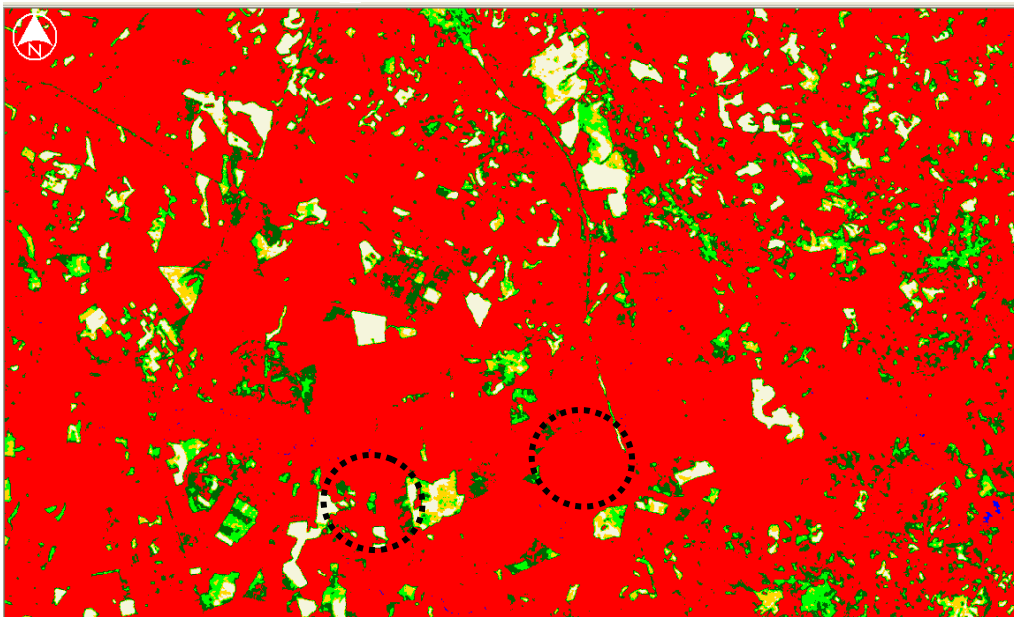
As áreas com H superior a 300 W m^{-2} , estão representadas pela cor bege e se encontram distribuídas em pontos isolados da imagem. Esses pontos provavelmente representem áreas com pouca ou quase nenhuma cobertura vegetativa, pois corroboram com valores obtidos por Silva et al. (2006) para áreas de solo no dia 04/12/2004, em alguns pontos dos sertões do Estado de Pernambuco. Ainda nas referidas imagens, as áreas com H entre $0,0 \text{ W m}^{-2}$ e 150 W m^{-2} estão representadas pela cor vermelha e as áreas com tonalidade verde-escuro representam áreas com valores acima de 150 W m^{-2} e abaixo de 200 W m^{-2} . Já as áreas em verde-claro representam valores entre 200 W m^{-2} e 250 W m^{-2} .

De um modo geral, predominam no recorte estudado H da classe 0 a 150 W m^{-2} , mas na Figura 4.13a há uma grande presença de pixels com $H < 0$. Na Figura 4.14 mais uma vez predomina a classe com H entre 0 e 150 W m^{-2} , que contemplam áreas de cerrado e áreas agrícolas. Percebe-se a existência de várias áreas pequenas com H entre 200 e 250 W m^{-2} , que compreendem áreas com pouca vegetação e/ou solo nu. Estas ocorrências são igualmente observadas na Figura 4.15; no entanto, nos meses de agosto e novembro há grande ocorrência de H nas classes superiores à de 0 a 150 W m^{-2} , quais sejam, aquelas com H entre 150 e 200 W m^{-2} e entre 200 e 250 W m^{-2} . Em novembro ocorreram pixels com H maior que 250 W m^{-2} , provavelmente resultante dos altos valores da radiação solar, baixo conteúdo de umidade no solo e combinação de pequena fração de solo com cobertura vegetal.

A variação de H no cerrado mostrou dois máximos: um na estação chuvosa (dez - fev) e outro no final da estação seca (jun - ago). Os maiores valores de H no período úmido estão associados há maiores valores de R_n , enquanto que na estação seca foi o estado da vegetação que favoreceu a maior conversão de energia na forma de calor sensível, devido à densidade de área foliar verde relativamente mais baixa.



(a)



(b)

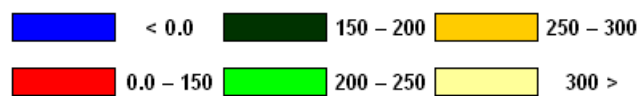
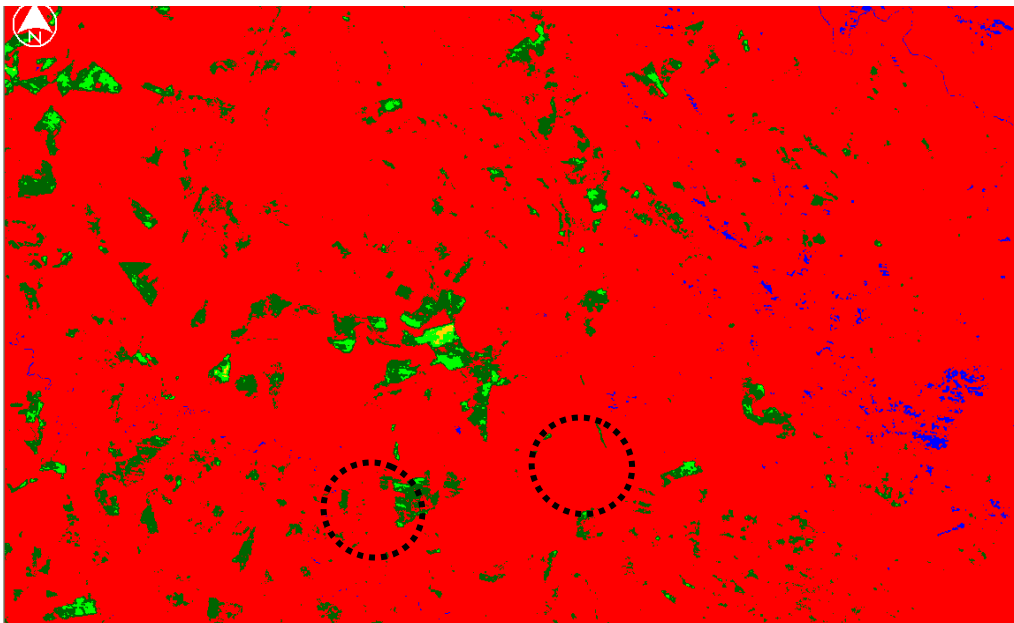
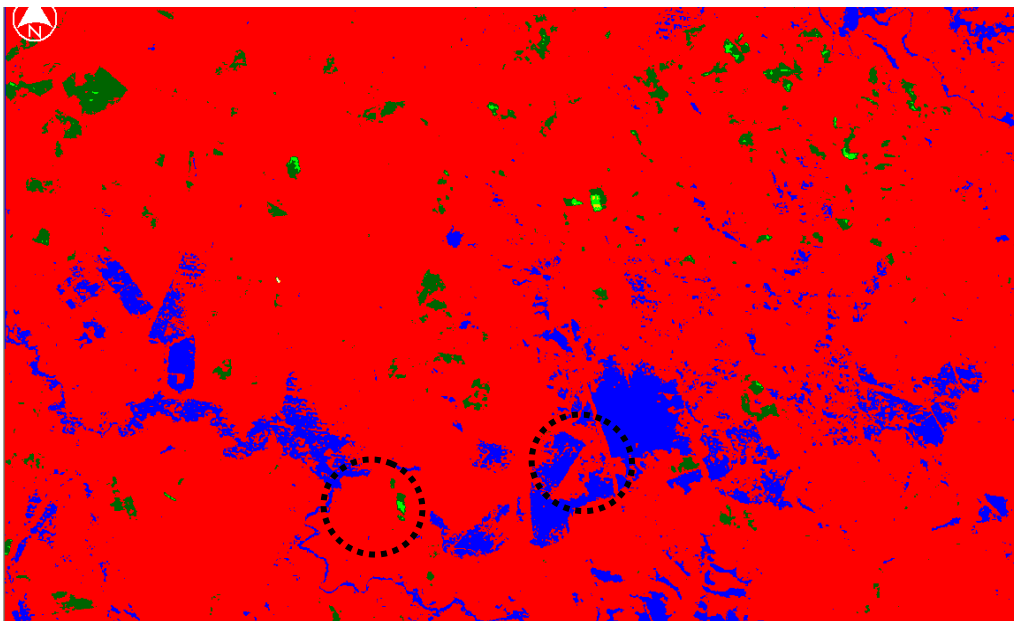


Figura 4.13 – Fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.



(a)



(b)

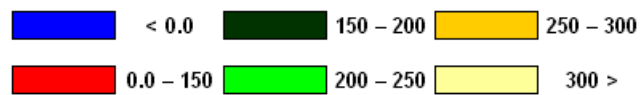
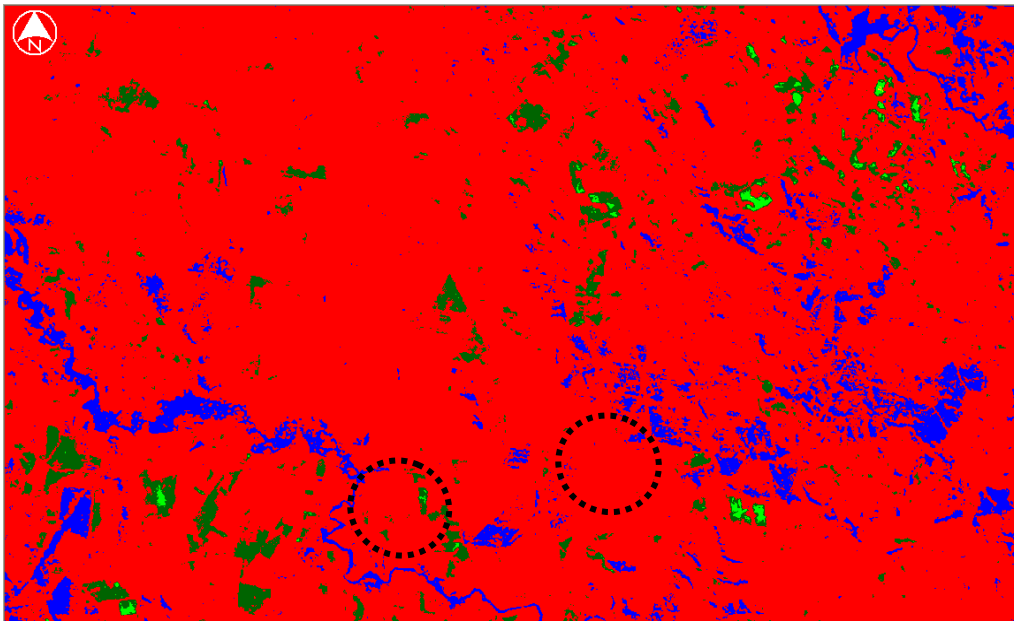


Figura 4.14 – Fluxo de calor sensível (W m^{-2}) para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.



(a)



(b)



Figura 4.15 – Fluxo de calor sensível (W m^{-2}) para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.



(a)



(b)

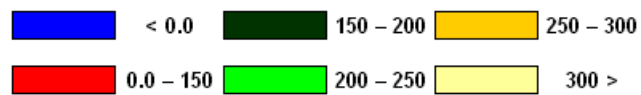


Figura 4.16 – Fluxo de calor sensível (W m^{-2}) para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.

Pode-se deduzir que o decréscimo no fluxo de calor sensível observado em algumas áreas, quando de uma análise do conjunto de dias estudados, está relacionado ao reflexo do

aumento de umidade no sistema solo-vegetação-atmosfera, ocasionado pela ocorrência de chuvas nos períodos de transição úmido (fevereiro), úmido-seco (março - maio), seco (junho - agosto), seco-úmido (setembro - novembro) e úmido (dezembro - fevereiro), respectivamente.

4.2.3 - Validação do fluxo de calor sensível

Na Tabela 4.3 estão representados os valores do fluxo de calor sensível obtido com o SEBAL/METRIC nos biomas cerrado e cana-de-açúcar, com os correspondentes Erros relativos (%). Como poder ser observado, o erro relativo médio em ambos os biomas é muito elevado, correspondendo a 37,1 e 71,4 % para o Cerrado e cana-de-açúcar, respectivamente. Esses elevados erros podem resultar de problemas inerentes ao não fechamento do balanço de energia que se observa com a técnica das correlações turbulentas.

Tabela 4.3 - Valores do fluxo de calor sensível (H) instantâneo dos biomas Cerrado e da Cana-de-açúcar obtidos mediante SEBAL/METRIC e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos (%).

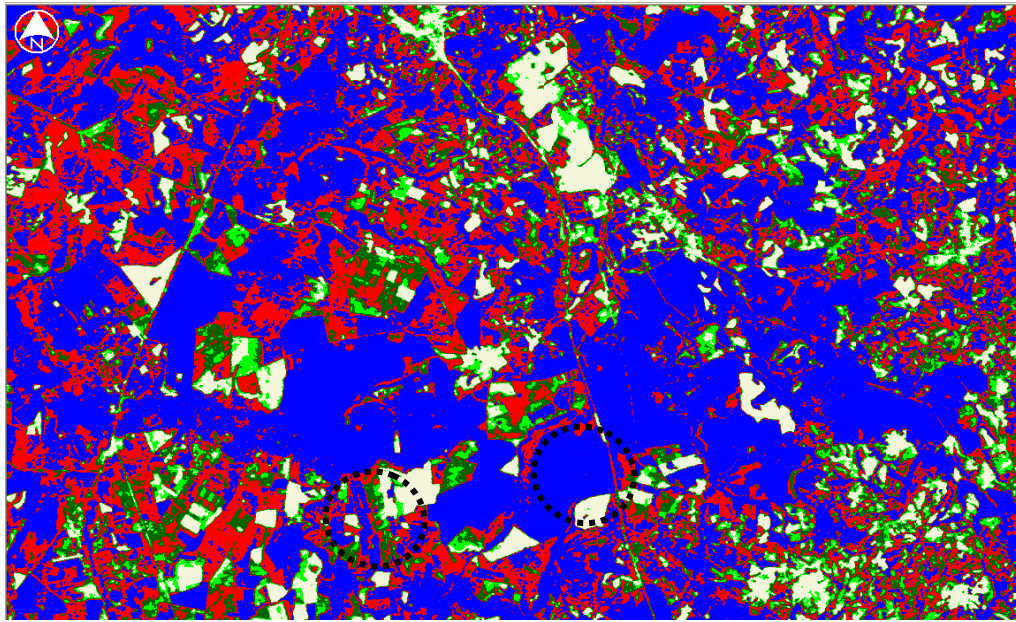
Datas	H – Cerrado		
	METRIC	Medido	Erro relativo(%)
22/2/2005	108,3	260,1	58,4
11/4/2005	89,0	170,4	47,8
29/5/2005	125,3	76,4	64,0
14/6/2005	110,2	146,8	24,9
16/7/2005	135,0	133,5	1,1
1/8/2005	128,8	131,6	2,1
17/8/2005	201,7	243,7	17,2
21/11/2005	51,7	281,6	81,6
		Erro Médio	37,1
Datas	H - Cana-de-açúcar		
	METRIC	Medido	Erro relativo(%)
22/2/2005	46,9	217,9	78,5
11/4/2005	41,3	140,0	70,5
29/5/2005	64,5	133,3	51,6
14/6/2005	19,1	151,9	87,4
16/7/2005	42,9	106,2	59,6
1/8/2005	25,6	133,5	80,8
17/8/2005	67,3	146,1	54,0
21/11/2005	37,3	333,8	88,8
		Erro Médio	71,4

4.2.4 - Fluxo de Calor Latente

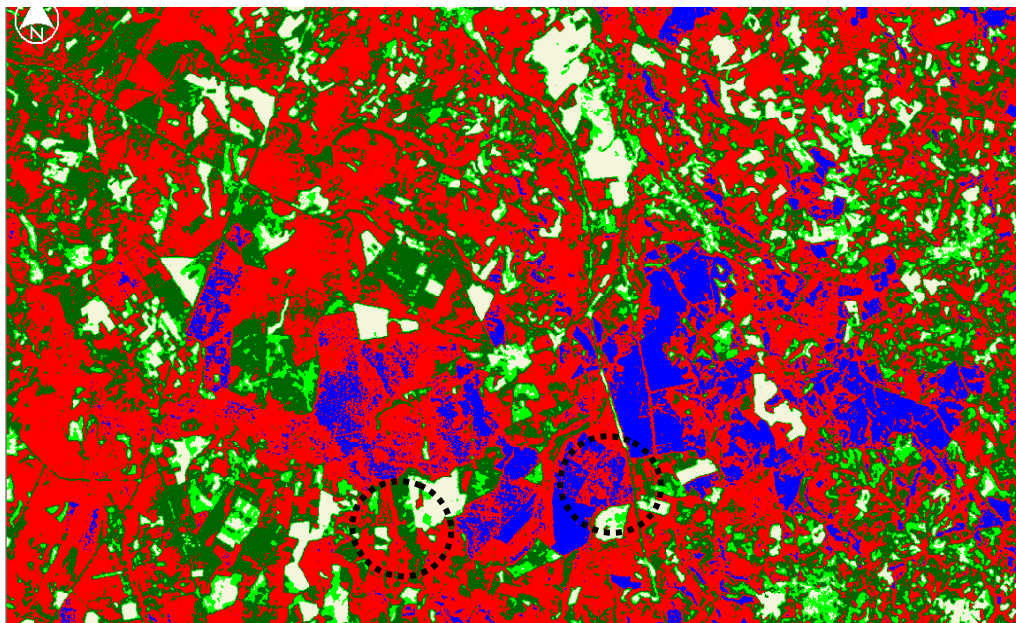
Na metodologia adotada nesta pesquisa, o fluxo de calor latente - LE foi calculado como um termo residual do balanço de energia, conforme sugerido por Bastiaanssen (1995).

As imagens do LE obtidos nesta pesquisa estão representadas nas Figuras 4.17 a 4.20, referentes aos dias 22 de fevereiro e 11 de abril, 29 de maio e 14 de junho, 16 de julho e 01 de agosto, e 17 de agosto e 21 de novembro, do ano de 2005, respectivamente. Nas referidas figuras as áreas na cor bege representam valores de LE menores que 150 W m^{-2} . Esses valores provavelmente representam áreas com pouca ou nenhuma cobertura vegetativa. As áreas verde-claro representam valores de LE entre 150 W m^{-2} e 250 W m^{-2} , enquanto que as áreas com cor verde-escuro representam valores entre 250 W m^{-2} e 350 W m^{-2} e vermelho entre 350 W m^{-2} e 450 W m^{-2} . Percebe-se nitidamente que as áreas com esses valores são predominantes nas cenas estudadas, o que nos leva a crer que se trata de valores de vegetação nativa. Silva et al. (2006) e Bezerra et al. (2008) obtiveram, a partir do algoritmo SEBAL e imagens TM - Landsat 5, valores em torno de 260 W m^{-2} para a vegetação da caatinga, em estudo no Submédio São Francisco, e em pomares com diversas frutíferas LE superiores a 450 W m^{-2} .

As áreas com valores de LE acima de 450 W m^{-2} estão representadas pela cor azul. Esses valores se concentram predominantemente na vegetação do cerrado e nas áreas irrigadas, que conforme já foi mencionado em outras oportunidades, trata-se de vegetação bastante densa, cujo IVDN encontrado na área na presente pesquisa foi em torno de 0,80. No mesmo estudo citado anteriormente, Silva et. (2006) obtiveram valores de LE da ordem de 540 W m^{-2} para o lago de Sobradinho na Bahia e trechos do rio São Francisco presentes na cena estudada. Em todas as figuras confeccionadas, nota-se claramente uma diferenciação entre as áreas de cerrado das demais, às vezes não sendo possível diferenciá-las do eucalipto, com valores do NDVI e LE muito próximos aos do cerrado.



(a)



(b)

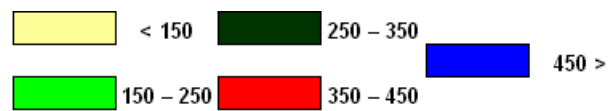
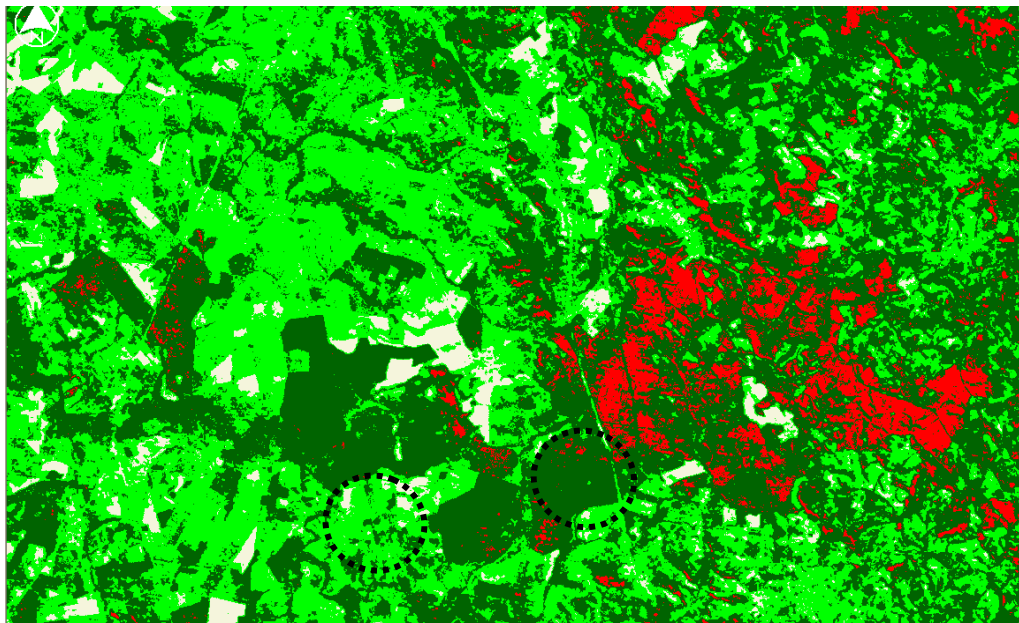
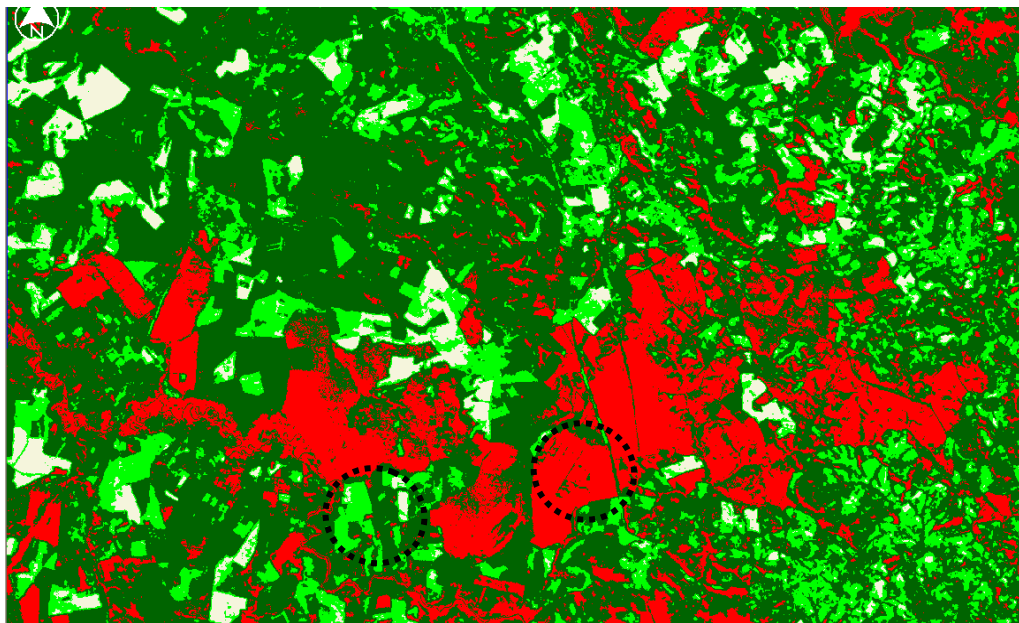


Figura 4.17 – Fluxo de calor latente (W m^{-2}) para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.



(a)



(b)

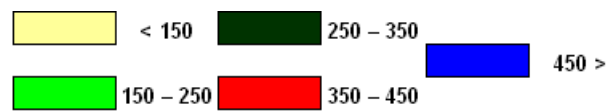
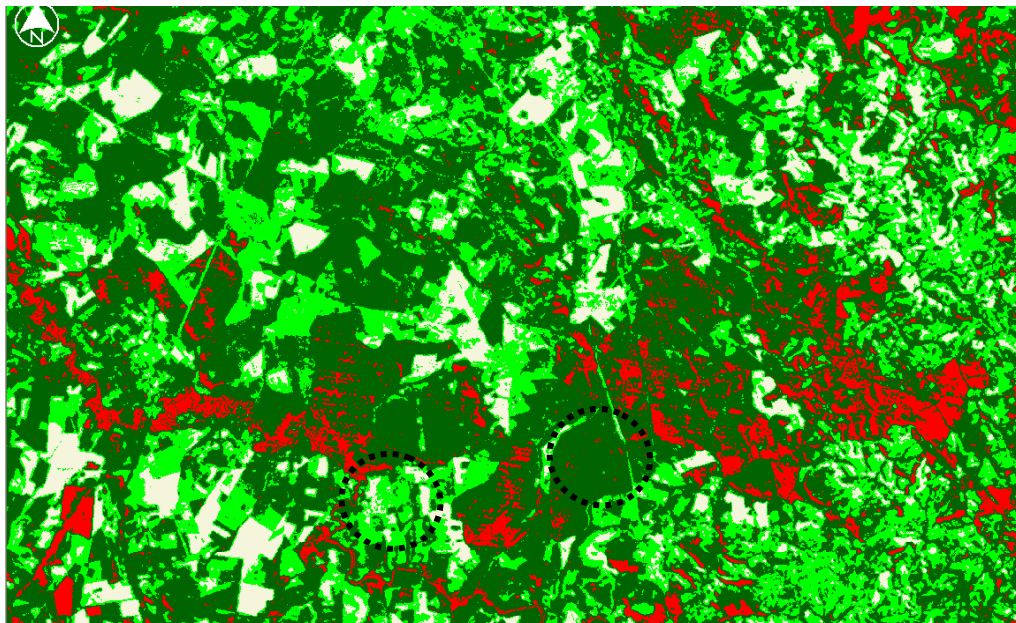
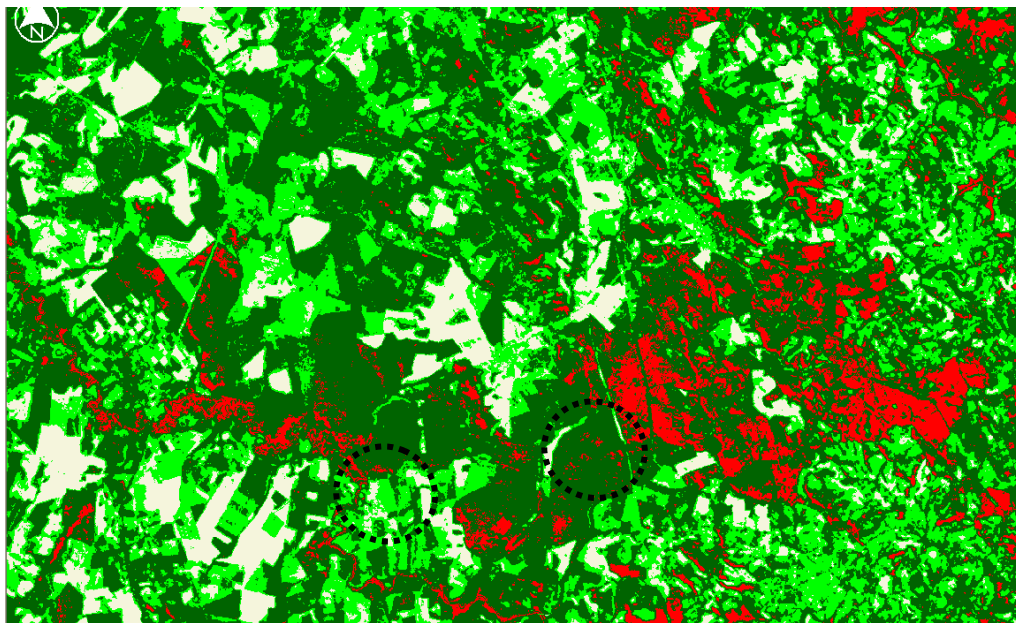


Figura 4.18 – Fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.



(a)



(b)

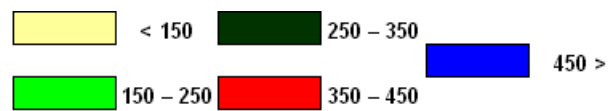
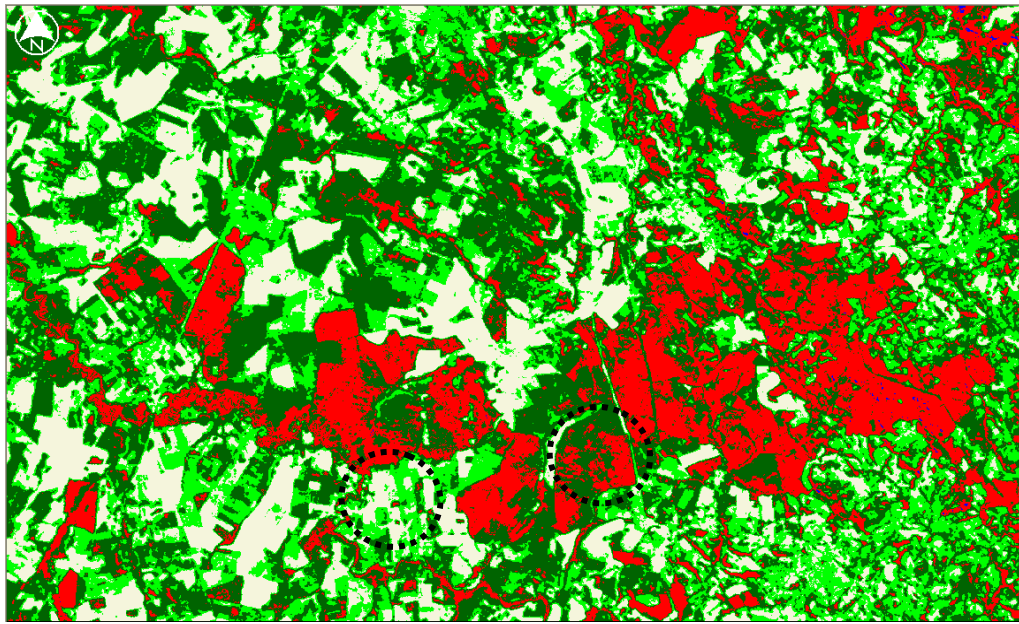
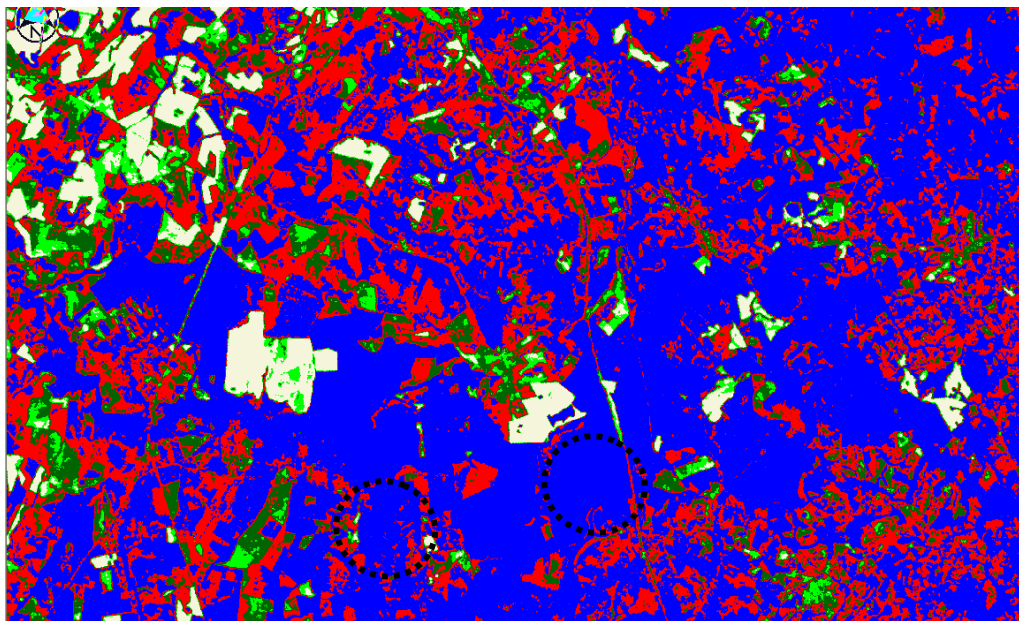


Figura 4.19 – Fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.



(a)



(b)

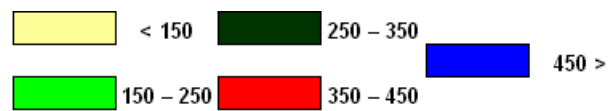


Figura 4.20 – Fluxo de calor latente (W m^{-2}) para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5.

4.2.5 - Validação dos métodos de correção do fluxo de calor latente

Na Tabela 4.4 estão representados os valores do fluxo de calor latente obtido segundo três diferentes procedimentos: uso das medições diretas do método das correlações turbulentas, derivação do LE correspondente a um K_c de 1,2 para o Cerrado com E_{To} , hora e Correlações turbulentas com fechamento do Balanço de Energia ($LE = R_n - G - H$), nos biomas Cerrado e cana-de-açúcar, e os correspondentes Erros relativos (%). As maiores diferenças foram obtidas entre o METRIC e as medições diretas, em ambos os biomas, com erros relativos médios respectivamente iguais a 168,4 e 77,0 %. As menores diferenças foram observadas entre o METRIC e K_c , com erros relativos médios iguais a 16,3 e 47,8%, respectivamente.

Tabela 4.4 - Valores do fluxo de calor latente (LE) instantâneo obtido segundo três diferentes procedimentos: uso das medições diretas com o método das correlações turbulentas (MCT), derivação do LE correspondente a um Kc de 1,2 para o Cerrado (MKc), Correlações turbulentas com fechamento do Balanço de Energia (CTFBE), nos biomas Cerrado e cana-de-açúcar, e os correspondentes Erros relativos (%).

LE - Cerrado							
Datas	METRIC	MKc	CTFBE	MCT	Erro MKc	Erro CTFBR	Erro MCT
22/2/2005	572,3	461,4	377,9	366,7	24,0	51,4	56,1
11/4/2005	452,5	396,1	369,3	241,4	14,2	22,5	87,5
29/5/2005	316,1	289,9	307,9	64,6	9,0	2,7	389,6
14/6/2005	379,2	249,1	153,5	127,2	52,2	147,1	198,1
16/7/2005	331,9	285,8	217,4	140,2	16,1	52,6	136,7
1/8/2005	337,9	314,4	265,1	138,9	7,5	27,5	143,3
17/8/2005	351,9	347,1	201,6	113,7	1,4	74,6	209,5
21/11/2005	592,0	559,4	447,2	261,4	5,8	32,4	126,4
-	-	-	-	Erro Médio	16,3	51,3	168,4
LE - Cana-de-açúcar							
Datas	METRIC	MKc	CTFBE	MCT	Erro MKc	Erro CTFBE	Erro MCT
22/2/2005	460,1	530,8	325,0	243,0	13,3	41,6	89,4
11/4/2005	352,1	490,0	327,9	120,0	28,1	7,4	193,4
29/5/2005	188,9	473,7	98,3	118,7	60,1	92,2	59,2
14/6/2005	189,2	514,5	36,2	90,9	63,2	422,3	108,1
16/7/2005	174,9	465,5	82,6	110,8	62,4	111,9	57,9
1/8/2005	190,1	449,2	134,7	153,1	57,7	41,1	24,1
17/8/2005	146,5	481,8	148,9	128,1	69,6	1,6	14,4
21/11/2005	529,5	735,0	352,8	312,7	28,0	50,1	69,3
-	-	-	-	Erro Médio	47,8	96,0	77,0

4.2.6 - Evapotranspiração real diária

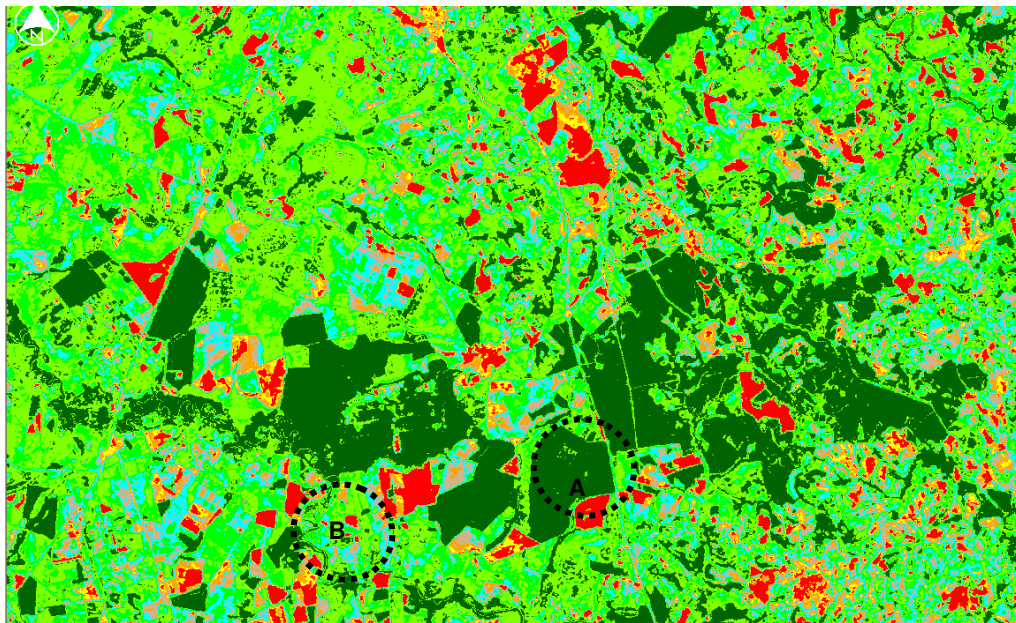
Nas áreas agrícolas, particularmente aonde se pratica algum tipo de irrigação, a determinação da evapotranspiração real vem ganhando cada vez mais importância, pois possibilita identificar a eficiência com que a água tem sido utilizada, mas é também imprescindível à gestão eficiente dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica, particularmente onde os conflitos por uso da água têm se acentuado. Os resultados da evapotranspiração estão representados em valores diários, isto é, em mm.dia^{-1} , já que foram obtidos inicialmente de forma instantânea e posteriormente integrados para um período de 24 horas.

Nas Figuras 4.21 a 4.24 estão representados os mapas temáticos da evapotranspiração real diária (ET_{24h}), de parte da bacia hidrográfica do rio Mogi – Guaçu, na região de Santa Rita do Passa Quatro - São Paulo, nos oito dias selecionados para a pesquisa. Os mapas da ET_{24h} foram obtidos em função da evapotranspiração real horária e da evapotranspiração horária de referência (ET_o) da FAO-56 (Tasumi, 2003; Trezza, 2002; Silva et al., 2006; Bezerra et al., 2008).

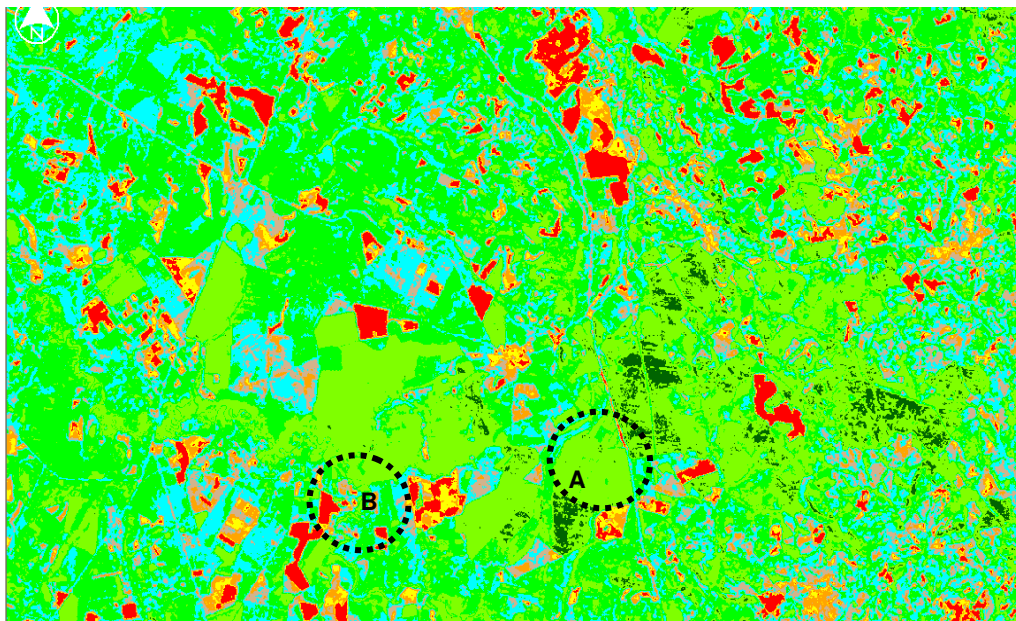
As áreas na cor vermelha representam valores de ET inferiores a $1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$; essas áreas correspondem a áreas desprovidas de vegetação (solo preparado para plantio) ou com vegetação nativa muito rala. As áreas com valores de ET maiores que $7,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ estão representadas nas imagens pela cor verde escuro. Observa-se que essas áreas se concentram predominantemente nos biomas estudados, como já foi mencionado, que no caso do cerrado é composto por vegetação bastante densa, com IVDN acima de 0,80. As áreas em cor amarela e ouro representam valores de ET entre $1,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $3,0 \text{ mm.dia}^{-1}$. Depreende-se das legendas e imagens que as áreas com coloração marrom (ET de $3,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$) e azul-claro (ET de $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $5,0 \text{ mm.dia}^{-1}$) são predominantes nas cenas e representam áreas de vegetação nativa com pouca vegetação (baixo IVDN), enquanto que as áreas em verde-claro e verde-mar representam ET entre $5,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $7,0 \text{ mm.dia}^{-1}$, correspondentes às áreas de vegetação nativa densa. Os valores obtidos para ET nos dias estudados representam bem as áreas com cultivos agrícolas ou de vegetação nativa densa, como também, de vegetação rala e esparsa ou de solo exposto. Sobrino et al. (2005) propuseram um método para estimar ET utilizando o algoritmo S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) e seis imagens do sensor DAIS (Digital Airborne Imaging Spectrometer) no campo experimental de Barrax, a oeste da província de Albacete, na Espanha, ocasião em que obtiveram valores entre $3,60 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $5,02 \text{ mm.dia}^{-1}$ para a cultura da cevada e ET na faixa de $4,79 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $5,50 \text{ mm.dia}^{-1}$ para a alfafa. Ainda no mesmo estudo, os autores obtiveram valores em torno de $7,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ para pivô central.

Em estudo sobre culturas irrigadas no estado do Novo México, nos Estados Unidos, utilizando dados do sensor MODIS para analisar a distribuição temporal de ET, Nagler et al. (2005) obtiveram valores de 6 mm.dia^{-1} para a cultura do algodão; portanto, valores próximos aos obtidos em alguns talhões de cana-de-açúcar e em vários pixels do cerrado. Ainda para a cultura do algodão, Bastiaanssen (2000) obteve ET igual a $4,4 \text{ mm.dia}^{-1}$, para agosto de 1998.

Observa-se que a ET_{24h} nos cerrados apresenta uma grande estabilidade sazonal. Portanto, com pequena amplitude anual, diferentemente da cana-de-açúcar e outras áreas agrícolas da área de estudo. Pode-se concluir que as áreas do cerrado, de um modo geral, apresentam T_s virtualmente inferior aos observados nas demais áreas de estudo, exceto aonde há cursos de água ou algum reservatório hídrico. A ET_{24h} nos cerrados, em geral, é maior que as demais áreas, sendo equiparada em alguns dias apenas, aos valores observados em alguns talhões de eucalipto. Essa característica do cerrado possibilita concluir que o clima local tem sido modificado em razão de sua substituição pela cana-de-açúcar. Ao se avaliar o albedo, também foi possível constatar que o mesmo foi sistematicamente inferior às demais áreas da bacia estudada, exceto nos pixels com presença de água.



(a)



(b)

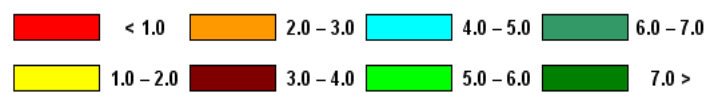
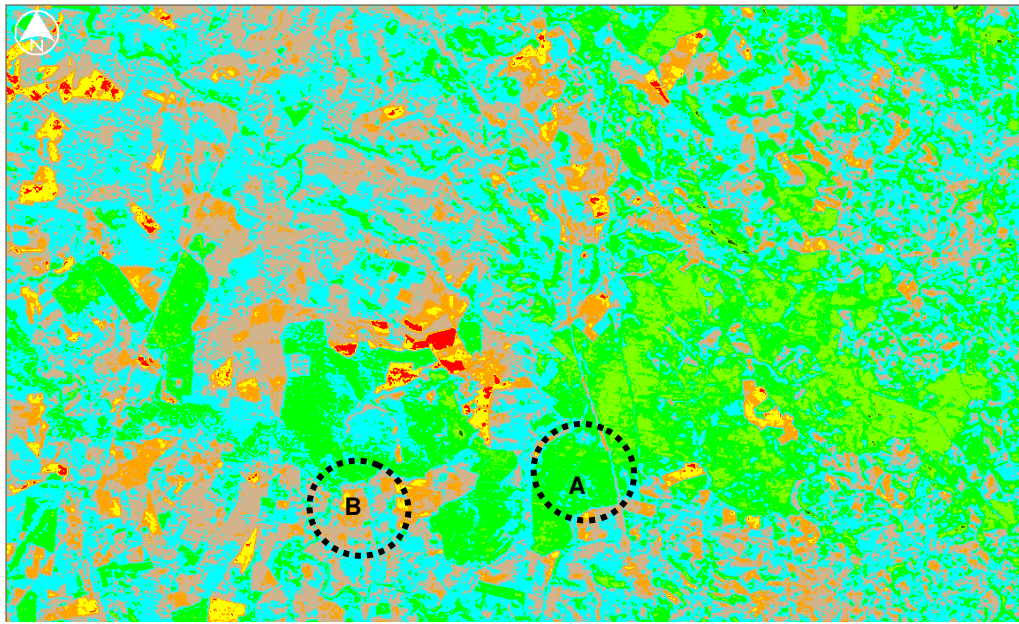
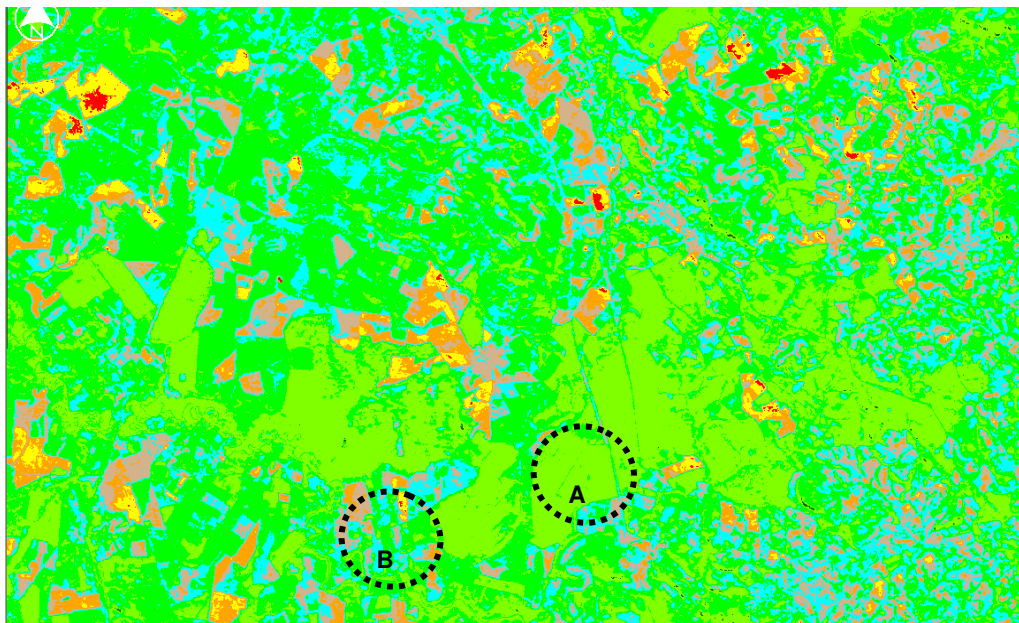


Figura 4.21 – Evapotranspiração real ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$) para os dias 22 de fevereiro (a) e 11 de abril (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) cana-de-açúcar.



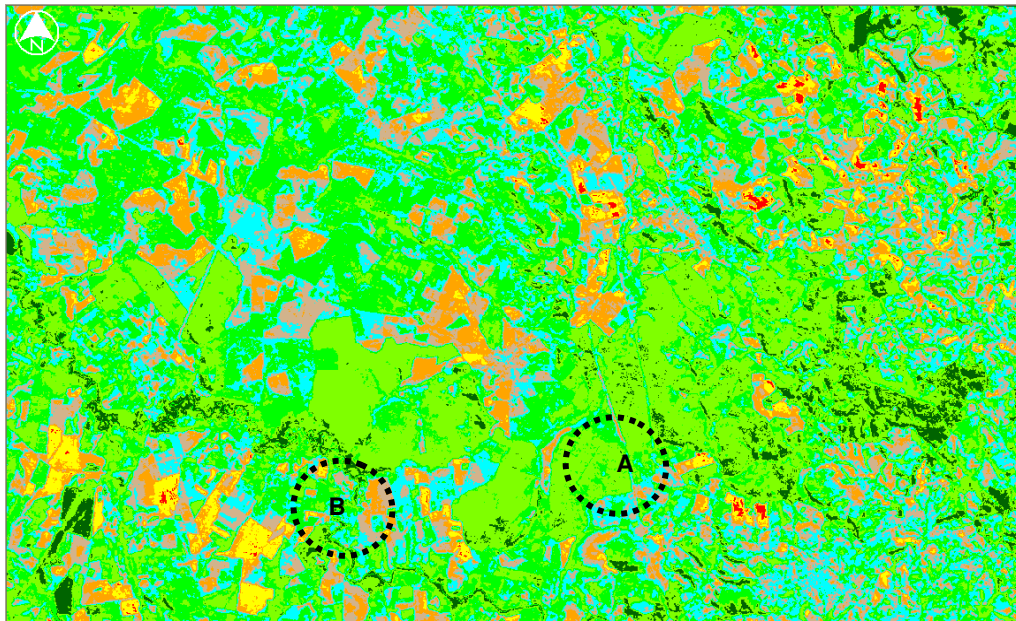
(a)



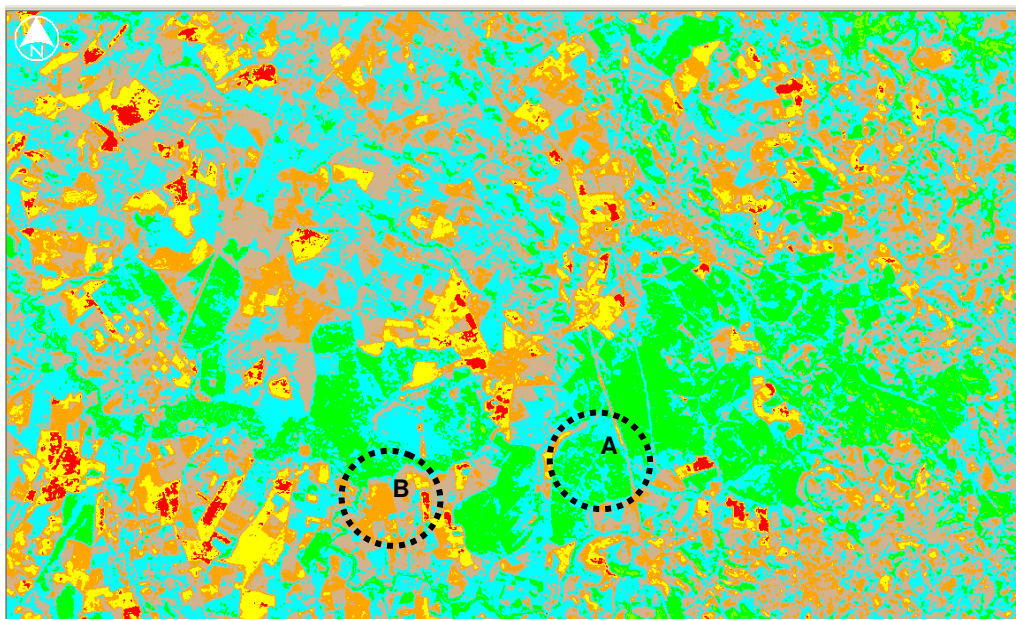
(b)



Figura 4.22 – Evapotranspiração real ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$) para os dias 29 de maio (a) e 14 de junho (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) cana-de-açúcar.



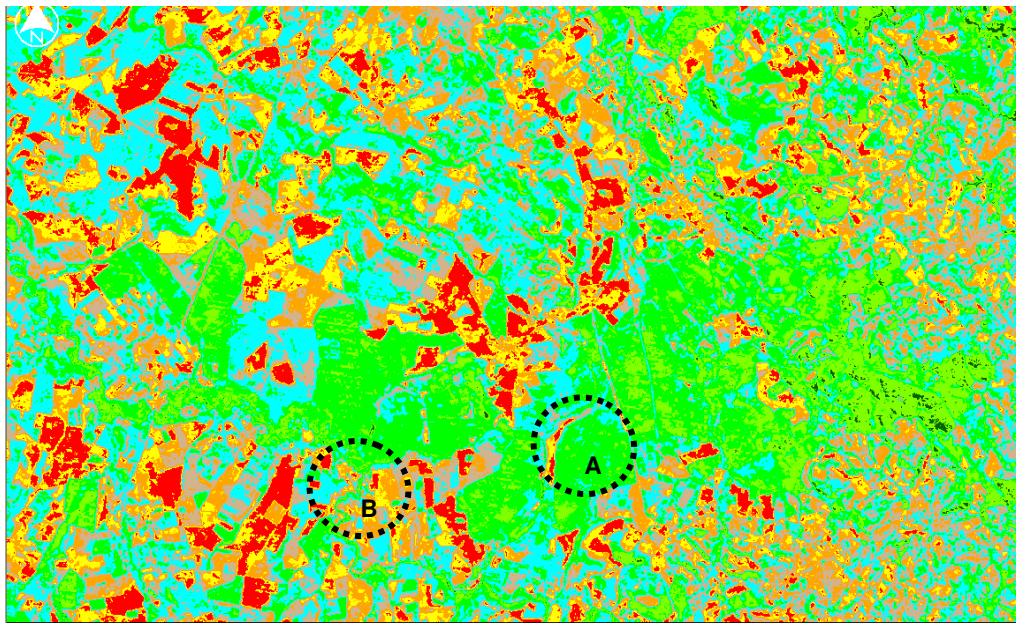
(a)



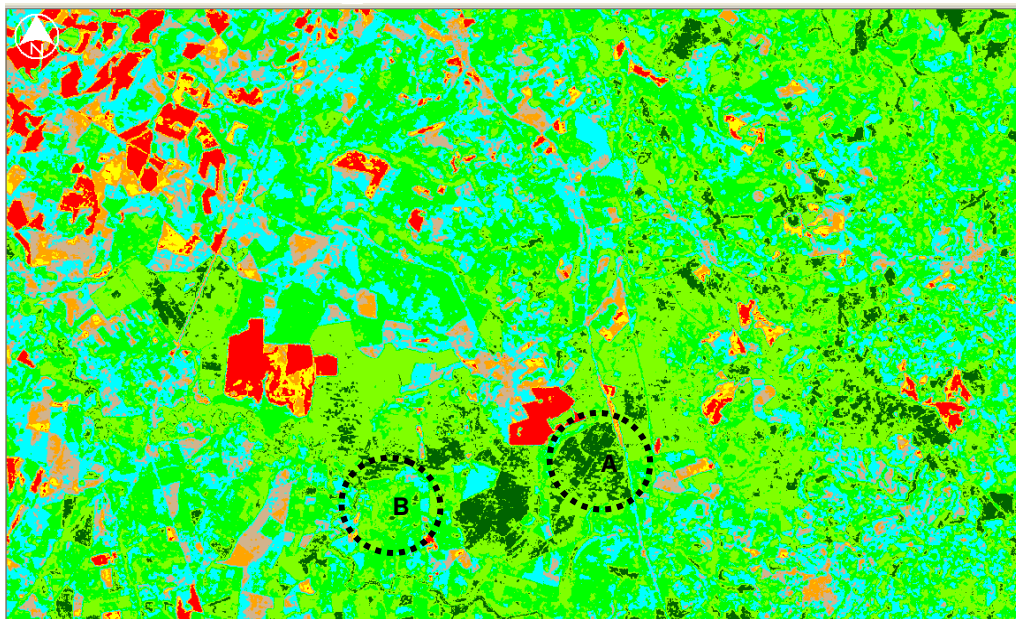
(b)



Figura 4.23 – Evapotranspiração real ($\text{mm}\cdot\text{dia}^{-1}$) para os dias 16 de julho (a) e 01 de agosto (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) cana-de-açúcar.



(a)



(b)



Figura 4.24 – Evapotranspiração real (mm.dia^{-1}) para os dias 17 de agosto (a) e 21 de novembro (b) obtido com o sensor TM – Landsat 5. As regiões assinaladas correspondem às áreas estudadas (a) Cerrado e (b) cana-de-açúcar.

4.2.7 – Validação da evapotranspiração

A Tabela 4.5 apresenta valores da ET_h horária e ETo obtidos pelo algoritmo SEBAL/METRIC, sobre os biomas cerrado e da cana-de-açúcar, para os dias selecionados para o estudo. No período da estação chuvosa (dez-fev) foi observado que os valores instantâneos da ET_h e ETo obtidos pelo SEBAL/METRIC situaram-se em torno de $0,57 \text{ mmh}^{-1}$ e $5,3 \text{ mmd}^{-1}$, respectivamente, diminuíram durante o período de transição entre a estações úmida-seca e seca, atingindo o menor valor, em torno de $0,31 \text{ mmh}^{-1}$ e $3,7 \text{ mmd}^{-1}$, respectivamente; em seguida, torna a aumentar no início da estação chuvosa, com $0,69 \text{ mmh}^{-1}$ e $6,0 \text{ mmd}^{-1}$.

O cálculo de ET partiu da fração de evapotranspiração real FET_0 , a qual foi obtida pela razão entre a ET horária, calculada pelo SEBAL/METRIC a partir do resultado de LE instantâneo, e a evapotranspiração de referência horária, ET_h , calculada no intervalo de 9:00 h as 10:00, conforme metodologia proposta por Allen et al. (2002a) e Trezza (2002). Os valores da evapotranspiração de referência horária foram obtidos pelo método FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998), com dados fornecidos pelo INMET, cujos resultados estão apresentados na Tabela 4.5.

Tabela 4.5 - Valores instantâneos da ET_h horária sobre os biomas cerrado e da cana-de-açúcar obtidos mediante SEBAL/METRIC e ETo diária das estações São Simão e São Carlos para os dias estudados.

Data	ET_h (mm h^{-1})	ETo (mm d^{-1})
	PDG / USR	CARLOS / SIMÃO
22/2/2005	0,57	5,3
11/4/2005	0,49	4,9
29/5/2005	0,36	4,2
14/6/2005	0,31	3,7
16/7/2005	0,35	4,6
1/8/2005	0,39	4,0
17/8/2005	0,43	4,7
21/11/2005	0,69	5,5

A cana-de-açúcar foi colhida em meados de abril, resultando em pequenas taxas de evapotranspiração e altos valores de H, aproximadamente duas vezes maiores que de LE em maio, devido ao solo descoberto, aumentando gradativamente a partir da colheita, mas notavelmente no período de transição para a estação chuvosa, a partir de meados de setembro até janeiro, quando os máximos foram próximos de $5,5 \text{ mm dia}^{-1}$, que coincide com o período de máxima taxa de crescimento da cana e então maior uso da água.

Portanto, esse aumento pode ser atribuído ao fato da data da imagem coincidir com o período chuvoso da região, fazendo com que o solo e a vegetação tenham bastante água armazenada.

Bezerra et al. (2008) encontraram valores horários de ET_o variando de $0,66 \text{ mm.h}^{-1}$, em setembro, a $0,87 \text{ mm.h}^{-1}$, em meados de novembro, para a região do Cariri (CE). Nessa mesma região, a evapotranspiração de referência diária variou de $5,1 \text{ mm.dia}^{-1}$ (final de setembro) a $6,2 \text{ mm.dia}^{-1}$ em meados de setembro. Allen et al. (2004), em estudo sobre a bacia do rio Snake Plain, em Idaho, utilizando o METRIC encontraram valores da $ET_{o,h}$ iguais a $0,98$, $0,59$, $0,57$, $0,49 \text{ mm.h}^{-1}$, em dias dos meses de julho, agosto, setembro e outubro, respectivamente. Com medidas fornecidas por lisímetros, em Kimberly, Idaho, foram obtidos valores médios de $0,55 \text{ mm.h}^{-1}$ no dia 21 de junho de 1989, para grama e $0,40 \text{ mm.h}^{-1}$, na mesma data, para a cultura da beterraba (Trezza, 2002), valores próximos aos encontrados nos biomas de cerrado e cana-de-açúcar realizados nesse estudo. Para áreas irrigadas, Bastiaanssen (2000) obteve valores de $0,99 \text{ mm.h}^{-1}$.

Para a obtenção dos valores de ET para 24 horas foram utilizados os valores da evapotranspiração de referência diários, ET_{24h} , que a exemplo dos valores de ET_h , foram obtidos a partir do método FAO Penman-Monteith (Allen et al., 1998) e também com os dados fornecidos pelo INMET. Os valores da ET_{24h} estão apresentados na Tabela 4.4.

Na Tabela 4.6, observa-se que a ET_{24h} no bioma Cerrado foi sistematicamente maior que a cana-de-açúcar em todo período estudado, com ET_{24h} de $7,8 \text{ mm.d}^{-1}$ e $6,4 \text{ mm.d}^{-1}$, respectivamente, no final da estação chuvosa (fev), ocorrendo uma diminuição em ambos biomas entre os períodos de transição úmido-seco (março - maio), seco (junho - agosto), seco-úmido (setembro - novembro), retornando a aumentar no início do período úmido (dezembro - fevereiro) com $6,9 \text{ mm.d}^{-1}$ e $6,2 \text{ mm.d}^{-1}$, respectivamente nos biomas cerrado e cana-de-açúcar. Essa variabilidade deve-se a acentuada heterogeneidade da cobertura vegetativa da região, visto que os resultados apresentam bastante similaridade com os obtidos em outros estudos sobre áreas bastantes heterogêneas composta de vegetação perene (arbórea) e não-perene (arbustiva e pastagens) no Sri Lanka e em Bostuana aplicando o SEBAL a imagens NOAA e TM – Landsat 5 (Hemakumara et al., 2003; Timmermans e Meijerink, 1999).

Bezerra (2006) obteve ET oscilando de 4 mm.d^{-1} e 6 mm.d^{-1} em áreas de densas florestas da reserva florestal da chapada do Araripe, Estado do Ceará. Porém, próximos aos valores encontrados no bioma Cerrado com característica bem parecida (vegetação densa), entre $5,3 \text{ mm.d}^{-1}$ e $7,8 \text{ mm.d}^{-1}$.

Os resultados mostraram a capacidade do SEBAL/METRIC de propiciar a variabilidade espacial da ET real, evidenciando a sua sensibilidade a diferentes ocupações do solo, o que

demonstra que se aplicada a dados de alta resoluções temporal e espacial a técnica pode ser utilizado em escalas operacional e de rotina tornando-se assim, uma importante ferramenta no monitoramento de necessidades hídrica de culturas.

Tabela 4.6 - Valores da evapotranspiração de referência diários (ET_{24h}) sobre os biomas Cerrado e da cana-de-açúcar obtidos mediante SEBAL/METRIC para os dias estudados.

Data	ET_{24h} (mm d ⁻¹)	
	USR	PDG
22/2/2005	6,4	7,8
11/4/2005	5,2	6,7
29/5/2005	3,3	5,4
14/6/2005	3,3	6,6
16/7/2005	3,4	6,4
1/8/2005	2,9	5,3
17/8/2005	2,4	5,7
21/11/2005	6,2	6,9

5 – CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

5.1 – Conclusão

Diante dos resultados obtidos com a pesquisa, conclui-se que:

- O albedo do cerrado é significativamente menor que o da cana-de-açúcar e demais áreas da bacia de estudo, exceto nos pixels sobre reservatórios e cursos de água; no entanto, em alguns talhões com eucalipto o albedo de aproxima bastante ao do cerrado.
- A evapotranspiração diária do cerrado é, em geral, superior a da cana-de-açúcar, mas este último apresenta variação anual muito expressiva, resultante da combinação do regime pluviométrico da região e das alterações decorrentes das diversas fases fenológicas e duração do seu ciclo produtivo e que, portanto, pode atingir, em algumas semanas, valores próximos aos do cerrado.
- As componentes do balanço de radiação: albedo, temperatura da superfície e saldo de radiação apresentaram valores pouco diferentes daqueles medidos nas torres do cerrado e cana-de-açúcar, embora as medições do albedo nas mencionadas torres tenham sido efetuadas com instrumento que não é o mais recomendado para tal finalidade.
- Houve diferenças apreciáveis entre os valores dos fluxos de calor sensível – H e de calor latente - LE, em comparação com as medições realizadas nas duas torres micrometeorológicas do cerrado e cana-de-açúcar; deve-se evidenciar que a técnica

usada, a das correlações dos vórtices, em geral apresenta problemas evidentes de não fechamento do balanço de energia, o que em geral proporciona superestimativas de H e subestimativas de LE.

- Os diferentes mapas temáticos elaborados para a região de estudo evidenciaram diferenciação entre o bioma cerrado e, em algumas variáveis, do cerrado e eucalipto, com as demais áreas, agrícolas ou não; portanto, os padrões diferenciados no albedo, na temperatura da superfície, no saldo de radiação e nos fluxos de calor sensível e latente do cerrado possibilitam concluir que a sua substituição por cana-de-açúcar, em particular, resulta em alterações no clima local, tais como aumento da temperatura e redução no fluxo de vapor d'água para a atmosfera, que poderão se acentuar com o passar dos anos.
- Os resultados evidenciaram que o SEBAL/METRIC pode ser utilizado nas condições climáticas da bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu e que o mesmo possui capacidade de diferenciação dos diferentes elementos que constituem a área de estudo, que o habilitam ao monitoramento de alterações ambientais em diferentes biomas terrestres.

5.2 – Recomendações

Para estudos futuros, são apresentadas as seguintes recomendações:

- A manutenção das medições nas duas torres, mais outra no eucalipto, com radiômetros apropriados para proporcionar uma calibração do albedo e radiação de onda longa, que podem melhorar ainda mais o balanço de radiação do SEBAL. A instalação de uma estação meteorológica automática próximas às áreas com as torres, de modo a propiciar melhores dados da $ET_{o,h}$ e $ET_{o,24h}$, variáveis chave no cômputo da ET_{24h} .
- Realizar estudo temporal de áreas com condições climáticas e topográficas diferentes (regiões brasileiras), criando um banco de dados com informações de campo e do algoritmo SEBAL/METRIC, com o intuito de calibrá-lo e validá-lo em grande parte do território brasileiro.

6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUTTES, J. P., C. GOLDSTEIN, J. SCHRIVE, G. RAJU, M.S. NARAYANAN e M. DESBOIS: MEGHA – TROPICUES: A satellite for studying the water cycle and energy exchanges in the tropics. 51 st. **International Astronautical Congress**, Rio de Janeiro, Brazil, 2000.

AHMAD, M.; BASTIAANSEN, W. G. M. Retrieving soil moisture storage in the unsaturated zone using satellite imagery and bi-annual phreatic surface fluctuations. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 17, 141-161 p., 2003.

AKBARI, O.S., SCHILLER, B.J., GOETZ, S.E., HO, M.C.W., BAE, E., DREWELL, R.A. The Abdominal-B promoter tethering element mediates promoter-enhancer specificity at the *Drosophila bithorax* complex. *Fly* 1(6): 337—339, 2007.

ALLEN, R.G., JENSEN, M. E., WRIGTH, J. L., BURMAN, R. D. Operational estimates of reference evapotranspiration. **Agronomy Journal**. n.81: 650-662, 1989.

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

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements – FAO. **Irrigation and drainage**, paper 56. Rome, Italy, 318p. 1998.

ALLEN, R. G., TASUMI, M. and TREZZA, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) **Advanced Training and Users Manual** – Idaho Implementation, version 1.0, 97 p., 2002.

ALLEN, R.G; TASUMI, M.; TREZZA, R. .SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – **Advanced Training and Users Manual** – Idaho Implementation, version 1.0, 2002a.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, 251-268 p., 2005.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 380-394 p., 2007a.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W. G. M.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 395-406 p., 2007b.

ALVALA, R. C. S. Estudo da partição de energia em terrenos complexos (áreas desflorestadas e florestas). Tese (**Doutorado em Meteorologia**) – São Jose dos Campos, SP- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, 152 p., 1993.

ANTUNES, M. A. H.; BATISTA, G. T.; ASSAD, E. D.; MOREIRA, M. A. Utilização de medidas espectrais para o monitoramento da cultura de soja (*Glycine max* (L.) Merrill) ao longo do ciclo de crescimento. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 7., Curitiba. **Anais**. São José dos Campos: INPE, 1993. v. 4, p. 42-51, 2003.

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

ASCE–EWRI. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. *ASCE–EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep.*, ASCE, Reston, Va. 2005.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. Tradução de Maria Juraci Zani dos Santos, São Paulo: DIFEL, 332p., 1986.

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

BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate. Ph.D. Dis., CIP Data Koninklijke Bibliotheek, **Den Haag, the Netherlands**. 272 p., 1998.

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

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

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

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

BASTIAANSSEN, W. G. M.; CHANDRAPALA, L. Water balance variability across Sri Lanka for assessing agricultural and environmental water use. **Agricultural Water Management**. V. 58 p.171-192, 2003.

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUN, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B. P.; ALLEN, R. G. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 85-93 p., 2005.

BECKER, F. e Z.L. LI: Toward a local split window method over land surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 11, No. 3, 369-393, 1990.

BERLATO, M. A.; MOLION, L. C. B., **Evaporação e evapotranspiração**, Porto Alegre: IPAGRO/ Secretaria de Agricultura, 95 p, (Boletim Técnico, 7), 1981.

BERK, A.; ANDERSON, G. P.; BERNSTEIN, L. S.; ACHARYA, P. K.; DOTHE, H.; MATTHEW, M. W.; ADLER-GOLDEN, S. M.; CHETWYND JR., J. H.; RICHTSMEIER, S. C.; PUKALL, B.; ALLRED, C. L.; JEONG, L. S.; HOKE, M. L. MODTRAN4 Radiative Transfer Modeling for Atmospheric Correction. **SPIE Proceeding, Optical Spectroscopic Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research III**, v. 3756, 1999.

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

BEZERRA, F, M, L,; OLIVEIRA, C, H, C, de, Evapotranspiração máxima e coeficiente de cultura nos estádios fenológicos da melancia irrigada, **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v,3, n,2, p,173-177, Campina Grande, PB, DEAg/UFPB, 1999.

BEZERRA, M. V. C. Balanço de Energia em Áreas Irrigada Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto. 108f. Dissertação (**Mestrado em Meteorologia**). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2004.

BEZERRA, B. G. Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL. Campina Grande, 2006. 127p. Dissertação (**Mestrado em Meteorologia**). – Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, UFCG, 2006.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; FERREIRA, N. J. Estimativa da Evapotranspiração Real Diária utilizando-se Imagens Digitais Tm - Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.3, 305-317, 2008

BEYER, H. G., HENNING, H. M., LUTHER, J., SCHREITMULER, K. R. The monthly average daily time pattern of beam radiation. **Solar Energy**, 47 (5):347-353, 1991.

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

BORGONOVI, M. & CHIARINI, J.V. Cobertura vegetal do Estado de São Paulo. I – Levantamento por fotointerpretação das áreas cobertas com cerrado, cerradão e campo, em 1962. **Bragantia** 24:159-172, 1965.

BRITO, A.: *Laranja e gado cedem espaço à cana*. O Estado de São Paulo. **Caderno Economia & Negócios**. São Paulo, 26 de jun. p. 12-13, 2005.

BRUNT, D. Notes on Radiation in the Atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 57p., 1932.

BRUNT, D. Physical and Dynamical Meteorology, Cambridge, **Univ. Press**, 428 p., 1952.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the Atmosphere. **D. Reidel**. 229p., 1982.

CABRAL, O. M. R.: *O sistema solo-vegetação-atmosfera: Observação e modelagem da cana-de-açúcar no Estado de São Paulo*. **Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo**. 96 p. 2001.

CABRAL, O.M.R., ROCHA, H.R., LIGO, M.A.V., BRUNINI, O., SILVA DIAS, M.A.F.: Fluxos turbulentos de calor sensível, vapor d'água e CO₂ sobre uma plantação de cana-de-açúcar (*Saccharum sp.*) em Sertãozinho, SP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 18 (1), 61-70, 2003.

CASELLES, V., C. COLL e E. VALOR: Land surface emissivity and temperature determination in the whole HAPEX – Sahel area from AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 18, No. 5, 1009 – 1027, 1997.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**. v. 41. n. 11. 2003.

CHEMIN, Y.; PLATONOV, A.; UL-HASSAN, M.; ABDULLAEV, I. Using remote sensing data for water depletion assessment at administration and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. **Agricultural Water Management**. v. 64. p.183-196. 2004.

COLL, C., V. CASELLES, J.A. SOBRINO, E. VALOR: On the atmospheric dependence of the split-window equation for the land surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 15, 105-122, 1994a.

DAVIDSON, A. e S. WANG: The effects of sampling resolution on the surface albedos of dominant land cover types in the North American boreal region. **Remote Sensing of Environment**, vol. 93, 211 – 224, 2004

DIKAK, G.R., J.R. MECIKALSKI, M.C. ANDERSON, J.M. NORMAN, W.P. KUSTAS, R.D. TORN e R.L. DEWOLF: Estimating land surface energy budgets from space: Review and current efforts at the University of Wisconsin – Madison and USDA – ARS. **Bulletin of American Meteorological Society**, January, 65 – 78 , 2004.

DICKINSON, R. E., PINTY, B., VERSTAETE, M. M. Relating surface albedos in GCM to remotely sensed data. **Agricultural and Forest Meteorology**, 52: 109-131p., 1990.

DICKINSON, R. E. Land surface In: Trenberth, K. E. (ed) *Climate System Modeling*, New York: **Cambridge University Press**, p,149-172, 1992.

DI PACE, F. T. Estimativa do Balanço de Radiação à Superfície Terrestre Utilizando Imagens TM - Landsat 5 e Modelo de Elevação Digital. 120f. Tese (**Doutorado em Recursos**

Naturais). Programa de Pós-graduação em Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB. 2004.

DUFFIE, J. A., W. BECKMAN. Solar Engineering of Thermal Processes. **John Wiley and Sons, New York**, p 1-109, 1991.

DURIEX, L., MACHADO, L., LAURENT, H.: The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. *Remote Sensing of Environment*, 86, 132-140, 2003.

DURIGAN, G., NISHIKAWA, D.L.L., ROCHA, E., SILVEIRA, E.R., PULITANO, F.M., REGALADO, R.B., CARVALHAES, M.A., PARANAGUÁ, P.A., RANIERI, V.E.L. Caracterização de dois estratos da vegetação em uma área de cerrado no município de Brotas, SP, Brasil. *Acta bot. bras.*, 16: 251 – 262, 2002.

EITEN, G. The Cerrado Vegetation of Brazil. *The Botanical Review*. 38 (2): 201-341. The New York Botanical Garden. New York. 1972.

FANG, H., S. LIANG, M. CHEN, C. WALTHALL e C. DAUGHTRY: Statistical comparison of MISR, ETM+ and MODIS land surface reflectance and albedo products of the BARC land validation core site, USA. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, No. 2, 409 – 422, 2004

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.

FLERCHINGER, G. N.; COOLEY, K. R., A ten-year water balance of a mountainous semi-arid watershed, *Journal of Hydrology*, n. 237, p. 86–99, Sensing. v.21, n. 16, 2985-3002, 2000.

FOLHES, M. T. *Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos*. Tese de **D.Sc.**, INPE, São José dos Campos, SP, Brasil, 2007.

FOX, N. I., SAICH, P., COLLIER, C.G. Estimating the surface water and radiation balance in an upland area from space. **International Journal of Remote**, 2000.

FRANÇA, G. B.: Atmospheric correction for retrieval of quantitative information from visible and infrared remotely-sensed data. **PhD Thesis from the Faculty of Science and Engineering**, University of Dundee, UK, 166p, 1994.

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

GIGLIO, L., J.D. KENDALL e R. MACK: A multi-year active fire dataset for the tropics derived from the TRMM VIRS. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 24, No. 22, 4505 – 4525, 2003a.

GIGLIO, L., e C.O. JUSTICE: Effect of wavelength selection on characterization of fire size and temperature. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 24, No. 17, 3515 – 3520, 2003b.

GOODY, R. M. Atmospheric Radiation. 1. ed. **Oxford: Clarendon Press**. 436p., 1964.

GRANGER, R. J. “Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin”, *Journal of Hydrology*, v. 229, p. 70 – 76, 2000.

GRIEND A. A. VAN DE AND M. OWE. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. **International Journal of Remote sensing**, 14: 1119-1131, 1993.

GUAQUAN, D., ZHANGZHI, LI. The apparent emissivity of vegetation canopies. **International Journal of Remote Sensing**, 14(1): 183-188p., 1992.

GUTMAN, G. G., AMBROZIAK, R., TARPLEY, G. O. D. Albedo of the U.S. Great Plains as determined from NOAA-9. **Journal of Climate**, 2: 608-617p., 1989.

GUTMAN, G. G. A simple method for estimating Monthly Mean Albedo of Land Surfaces from AVHRR data, **Journal of Applied Meteorology**, 27 (9): 973-988p., 1998.

HAFEEZ, M.M., CHEMIM, Y., GIESEN, V. DE, BOURMAN, B.A.M. "Field evapotranspiration estimation in Central Luzon, Philippines, using different sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster". In: **Symposium on Geospatial Theory, Processing and Applications**, Ottawa, May, 2002.

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

HARISON, L. P. Fundamental concepts and definitions relating to humidity. In Wexler, A. (ed). **Humidity and Moisture**. V. 3. Reinhold Publishing Company. New York, USA, 1963.

HEITOR, A., BIGA, A. J., ROSA, R. Thermal Radiation Components of the Energy Balance at the Ground. **Agricultural and Forest Meteorology**. 54(1):29-48, 1991.

HEMAKUMARA, H. M.; CHANDRAPALA, L.; MOENE, A. F. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. **Agriculture Water Management**. v. 58. p. 109-112. 2003.

HOWELL, T. A., SCHNEIDER, A. D., JENSEN, N. E. History of lysimeter for evapotranspiration and environment measurements. New York: **ASCE**. p1-19. 1991.

HUCEK, R., JACOBOWITZ, H. Impact of scene dependence on AVHRR albedo models, *J. Atm. Oceanic. Technol.* **12**, pp. 697-711, 1995.

HUANG, S. e F. SIEGERT: ENVISAT multisensor data for fire monitoring and impact assessment. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 25, No. 20, 4411 - 4416, 2004.

HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index - SAVI. **Remote Sensing of Environment**, v. 25, 295-309 p., 1988.

IDSO, S. B., JACKSON R. D. Thermal Radiation from the Atmosphere. **Journal of Geophysical Research**. 74 (23):5397-5403, 1969.

IPPOLITI-RAMIRO, G. A. Imagens TM/Landsat-5 da época de pré-plantio para a previsão da área de culturas de verão. São José dos Campos (SP), (INPE-7116-TDI/668). **Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto)** – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 183p., 1999.

IQBAL, M. An Introduction to Solar Radiation. New York: **Academic Press**. 212p., 1983.

JACKSON, R.B., JOBBÁGY, E.G., AVISSAR, R., ROY, S.B., BARRETT, D.J., COOK, C.W., FARLEY, K.A., LE MAITRE, D.C., MCCARL, B.A., MURRAY, B.C.: **Trading Water for Carbon with Biological Carbon Sequestration**. *Science*, 310 (5756), 1944-1947, 2005.

JIMENEZ, J. I., ALADOS-ARBOLEDAS, L., CASTRO-DIEZ, Y., BALLESTER, G. On the estimation of long wave radiation flux from clear skies. **Theoretical and Applied Climatology**. 38(1):37-42, 1987.

KASSAR, E. Monitoramento bioclimático utilizando o satélite NOAA. **Tese de Doutorado**. USP – São Paulo – SP, 1995.

KJAERGAARD JH, PLAUBORG FL, HANSEN., S. Comparison of models for calculating long-wave irradiance using long-term dataset. *Agric For Meteorol* 143:49–63, 2007.

KERR, Y.H., J.P. LAGOUARD e J. IMBERNON: Accurate land surface temperature retrieval from AVHRR data with use of an improved split-window. **Remote Sensing of Environmental**, vol. 41, 197-209, 1992.

KLINK, C.A. & SOLBRIG, O.T.: Efeito do fogo na biodiversidade de plantas do Cerrado. In: *Biodiversidad y Funcionamiento de Pastizales y Sabanas en América Latina*. Sarmiento, G., Cabido, M. (eds.). Cytel y Cielat, Venezuela. p.231-244, 1996.

KÖPPEN, W. **Climatologia**. 1. ed. Editora Fondo de Cultura Económica, México, 1948.

KRONKA, F.J.N., NALON, M.A., MATSUKUMA, C.K., PAVÃO, M., GUILLAUMON, J.R., CAVALLI, A.C., GIANNOTTI, E., IWANE, M.S.S., LIMA, L.M.P.R., MONTES, J., DEL CALI, I.H. & HAACK, P.G. Áreas de domínio do cerrado no Estado de São Paulo. São Paulo: Secretaria de Estado do Meio Ambiente, **Instituto Florestal**, 1998.

LABED, J., STOLL, M. P. Spatial variability of land surface emissivity in thermal infrared band: spectral and effective surface temperature. **Remote Sensing of Environment**. 38:1-17, 1991.

LEITÃO, M. M. V. B. R. Balanço de Radiação e de Energia numa Cultura de Soja Irrigada. (Dissertação de Mestrado). **DCA – CMM TD Nº 03**. Campina Grande, 110p., 1989.

LEITAO, M. M. V. B. R. Balanço de Radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica: campina, campinarana e mata densa. Tese (**Mestrado em Meteorologia**) - São Jose dos Campos, SP. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. 135p., 1994.

LEIVAS, J., GUSSO, A., FONTANA, D. C., *et al.*, “Estimativa do balanço de radiação na superfície a partir de imagens ASTER”, In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, pp. 255 – 262, Florianópolis, SC, Brasil. Abril, 2007.

LI, Z.-L. e F. BECKER: Feasibility of land surface temperature and emissivity determination from AVHRR data. **Remote Sensing of Environment**, vol. 43, 67 – 85, 1993.

LIU, W.T., O. MASSAMBANI e C. NOBRE: Satellite recorded vegetation response to drought in Brazil. **International Journal of Climatology**, vol. 14, 343- 354, 1994.

LIU, W.T. e R.I. NEGRÓN JUÁREZ: ENSO drought onset prediction in northeast Brazil using NDVI. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 22, No. 17, 3483 – 3501, 2001.

LOCKWOOD, J. G. World Climate Systems. **London Edward Arnold**. 292p., 1985.

LOPES, G. M. Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5 - TM. **Dissertação de Mestrado**, Campina Grande-PB: DCA/CCT/UFCG, 2003.

MALEK, E.; BINGHAM, G. E., Partitioning of radiation and energy balance components in a inhomogeneous desert valley, **Journal of Arid Environments**, n. 37, p. 193-207, 1997.

MANZO-DELGADO, L., R. AGUIRRE-GÓMEZ e R. ÁLVAREZ: Multitemporal analysis of land surface temperature using NOAA-AVHRR: preliminary relationships between climatic anomalies and forest fires. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 25, No. 20, 4417 – 4424, 2004.

MARKHAM, B. L. and BARKER, L. L. Thematic mapper bandpass solar exoatmospherical irradiances, **Int. Journal of Remote Sensing**, v. 8, nº. 3 p. 517-523, 1987.

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

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

MINNIS, P., MAYOR, S., SMITH JR., W. L., YOUNG, D. F. Asymmetry in the diurnal variation of surface albedo. **IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing**. 35(4):879-891, 1997.

MYERS, N., MITTERMEIER, R.A., MITTERMEIER, C.G., FONSECA, G.A.B., KENT, J.: Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, 403, 853-858, 2000.

MOHAMED, Y. A.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; SAVENNIJE, H. H. G.; Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. **Journal of Hidrology**. V. 289, p.145-164, 2004.

MONTEITH, J. L. Principles of environmental physics. London: **Edward Arnold**, 291p., 1973.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; RAYMOND, L. H.; GAY, L. W., and SLATER, P. N. Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground based meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, 30, 77-87, 1989.

MORIARTY, W. W. Estimation of diffuse from measured global solar radiation. **Solar Energy**. 47(2):75-82, 1991.

MORSE, A., TASUMI, M., ALLEN, R. G. & KRAMBER, W. J. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Consumptive Use of Water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing – Final Report. **Idaho Department of Water Resources** – University of Idaho, 2000.

NAGLER, P. L.; SCOTT, RL,; WESTENBURG, C.; CLEVERLY, J. R.; GLENN, E. P.; HUETE, A. R. Evapotranspiration on western U.S. rives estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy correlation an Bowen ratio flux towers. **Remote Sensing of environment**. Article in press. 2005.

NEGRÓN-JUAREZ, R. I.: *Variabilidade Climática Regional e Controle da Vegetação no Sudeste: Um estudo de Observações sobre cerrado e Cana-de-açúcar e Modelagem Numérica da Atmosfera*. **Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo**. 159 p. 2004.

NOBRE, C.A., SELLERS P.J., SHUKLA, J.: Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate*, 4, 957-987, 1991.

OLIVEIRA-FILHO, A.T.& RATTER, J.A.: Vegetation Physiognomies and Woody Flora of the Cerrado Biome. In: *The Cerrados of Brazil, Ecology and Natural History of a Neotropical Savanna*. Oliveira, P. S., Marquis, R. J. (eds). New York: **Columbia University Press**. p.91-121, 2002.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia vegetal**. Ed. Agronômica Ceres. São Paulo – SP, 440p., 1981.

OTTLÉ, C., STOLL, M. Effect of atmospheric absorption and surface emissivity on the determination of land surface temperature from infrared satellite data, *International Journal of Remote Sensing* **14** (1993), pp. 2025–2037, 1993.

QUAIDRARI, H., GOWARD, S. N., CZAJKOWSKI, K. P., SOBRINO, J. A. & VERMOTE, E. Land surface temperature estimation from AVHRR thermal infrared measurements: In assessment for the AVHRR land Pathfinder II data Set. *Remote Sensing of Environment*, **81**: 114-128, 2002.

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., VILA NOVA, N. A., SEDIYAMA, G. C. Evapotranspiração. 1.ed. Piracicaba, SP: **FEALQ**, 183p., 1997.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia Fundamentos e Aplicações Práticas**. Guaíba-RS: Livraria e Editora Agropecuária Ltda, 2002.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, F.; IBÁÑEZ, M.; ROSSEL, J. I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*. V. 97, p.141-150. 1999.

PIELKE SR., R.A., DALU, G.A., SNOOK, J.S., LEE, T.J., KITTEL, T.G.F: Non linear influence of mesoscale land use on weather and climate. *Journal of Climate*, **4**, 1053-1069, 1991.

PIRES NETO, A. G., ROCHA, H. R., COOPER, M. & SHIDA, C. N. Caracterização física do Cerrado Pé-de-Gigante e uso das terras na região: 1. Fisiografia da região. In: V. R. Pivello & E. M. Varanda (eds.). O cerrado do Pé-de-Gigante: Ecologia e Conservação – Parque Estadual de Vassununga. Imprensa Oficial do Estado de São Paulo, **Secretaria do Meio Ambiente (SMA)**, São Paulo, pp. 15 – 28, 2005.

PIVELLO, V.R., BITENCOURT, M.D., MANTOVANI, W., MESQUITA JR., H.N., BATALHA, M.A. & SHIDA, C. Proposta de zoneamento ecológico para a reserva de cerrado Pé-de-Gigante (Santa Rita do Passa Quatro, SP). **Revista Brasileira de Ecologia** 2: p.108-118, 1998.

PRINCE, S.D. 2 Spatial and Temporal Scales for Detection of Desertification. **Geography Department**, University of Maryland, 2002.

RAMESH P. SINGH, SUDIPA ROY e F. KOGAN: Vegetation and temperature condition indices from NOAA AVHRR data for drought monitoring over India. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 24, No. 22, 4393 – 4402, 2003.

RATTER, J.A., RIBEIRO, J.F.L., BRIDGEWATER, S. Brazilian cerrado vegetation and threats to its biodiversity. **Annals of Botany** 80:223-30, 1997.

RIBEIRO, J.F., WALTER, B.M.T.,: *Fitofisionomias do bioma cerrado*. In: Cerrado: ambiente e flora. Sano, S.M., Almeida, S.M. (eds). Planaltina, EMBRAPA-CPAC. p.89-166,1998.

RIVAS, R. e V. CASELLES: A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing – based surface temperature and local meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, vol. 93, 68 – 76, 2004.

ROCHA, H. R.: *Modelagem e Observações das relações Biosfera-Atmosfera na Região Sudeste*. Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo. 142 p. 1998.

ROCHA H. R, FREITAS HC, ROSOLEM R, NEGRÓN-JUÁREZ RI, TANNUS R, LIGO MA, CABRAL OM, AND SILVA DIAS MAF. Measurements of CO₂ exchange over a woodland savanna (Cerrado sensu stricto) in southeast Brazil. **Biota Neotropica**, Vol 2, No 1, 1-11, 2002.

ROCHA, H. R.: *Relações Funcionais de Clima e Biosfera no Brasil*. Tese de Livre Docência. Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia e Geofísica da Universidade de São Paulo. 79 p., 2004

ROCHA, H. R. Variações climáticas contemporâneas e os fluxos de carbono na Amazônia e Cerrados. **Fórum Permanente de Energia & Ambiente**. Eventos CGU/CORI. Organização IB. IG. CEPAGRI, NEPAN, 2005.

ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimates the Surface Energy Balance. **Physics and Chemistry of the Earth (B)**. n. 25, p. 147-157, 2000.

ROSENBERG, N., BLAD, B. L., VERMA, S. B. Microclimate: The biological environment. 2 Edition, Lincoln – Nebraska: **John and Sons**, 495p., 1983.

SÃO PAULO, Secretaria de Estado do Meio Ambiente. Bases para a conservação e uso sustentável das áreas de cerrado do Estado de São Paulo. **São Paulo**. (Série PROBIO/SP), 1997.

SALIS, S. M.; SHEPHERD, G. J. & JOLY, C. A. 1995. Floristic comparison of mesophytic semideciduous forests of the interior of the State of São Paulo, Southeast Brazil. **Vegetatio** **119**:p.155-164, 1995.

SAMARASINGHE, G. B. Growth and yields of Sri Lanka's major crops interpreted from public domain satellites. **Agriculture Water Management**. v. 58. p. 145-157. 2003.

SATTERLUND, D. R. An improved equation for estimating long wave radiation from the atmosphere. **Water Resources Research**. 15(6):1649-1650, 1979.

SATYAMURTY, V. V., LAHIRI, P. K. Estimation of symmetric and asymmetric hourly global and diffuse radiation from daily values. **Solar Energy**. 48(1):7- 14, 1992.

SAUER, T. S.; HATFIELD, J. C.; PRUEGER, J. H.; NORMAN, J. M. Surface energy balance of a corn residue-covered field.. **Agricultural and Forest Meteorology**, V. 89, p.155-168. 1998.

SEBAL. Surface Energy Balance Algorithms for Land. Manual Sebal. Versão 1.0, Agosto, 98p., 2002.

SELLERS, P.J., B.W. NEESON, F.G. HALL, G. ASRAR, R.E. MURPHY, R.A. SCHIFFER, F.P. BRETHERTON, R.E. DICKSON, R.G. ELLINGSON, C.B. FIELD, K.F. HUENNRICH, C.O. JUSTICE, J.M. MELACK, N.T. ROULET, D.S. SCHIMEL e P.D. TRY: Remote sensing of the land surface for studies of global change: model-algorithm-experiments. **Remote Sensing of Environment**, vol. 51, 3-26, 1995.

SERRA FILHO, R.; CAVALLI, A.C.; GUILLAUMON, J.R.; CHIARINI, J.V.; NOGUEIRA, F.P.; IVANCKO, C.M.A.M.; BARBIERI, J.L.; DONIZELI, P.L.; COELHO, A.G.S.; BITTENCOURT, I. Levantamento da cobertura natural e do reflorestamento no Estado de São Paulo. São Paulo. **Boletim Técnico do Instituto Florestal** 11:1-56, 1975.

SHIMABUKURO, Y. E., NOVO, E. M., PONZONI, F. J. Índice de vegetação e modelo linear de mistura espectral no monitoramento da região do Pantanal. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v.33, número especial, 1729-1737, 1998.

SHUTTLEWORTH, W. J. “Evaporation”. In: MAIDMENT, D. R. (ed), **Handbook of Hydrology**, 1 ed., chapter 4, New York, USA, McGraw Hill, Inc., 1993.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, p. 1-10, 2006.

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

SILVA, L. D. B. Evapotranspiração do campim Tanzania (*Panicum maximum* Jacq.) e grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge) utilizando o método do balanço de energia e lisímetro de pesagem. Tese (**Doutorado em Irrigação e Drenagem**) – Piracicaba-SP, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – Esalq, 93 p., 2003.

SILVA, J.C., BATES, J.: Biogeographic patterns and conservation in South America Cerrado: a Tropical savanna Hotspot. *BioScience*, 52(3), 225-233, 2002.

SMITH, M. O., USTIN, S. L., ADAMS, J. B., GILLESPIE, A. R. Vegetation in deserts: I. Regional Measure of Abundance from Multispectral Images. *Remote Sensing Environment*, 31:1-26. **Elsevier Science Publishing Co. Inc**, New York, EUA, 1990.

SOBRINO, J.A, C. COL and V. CASELLES: Atmospheric Correction for Land Surface Temperature Using NOAA-11 AVHRR Channel 4 and 5. **Remote Sensing of Environment**, vol. 38, 19-34, 1991.

SOBRINO, J.A, Z.L. LI, M.P. STOLL e F. BECKER: Multi-channel and multiangle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 17, No.11, 2089-2114, 1996.

SOBRINO, J. A. e J. EL KHARRAZ: Surface temperature and water vapor retrieval from MODIS data. **International Journal of Remote Sensing**, vol.24, No. 24, 5161 – 5182, 2003.

SOBRINO, J.A., J.C. JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. EL-KHARRAZ, M. GÓMEZ, M. ROMAGUERRA e G. SÒRIA: Single – channel and two – channel methods for land surface temperature retrieval from DAIS data and its application to the Barrax site. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 25, No. 1, 215 – 230, 2004.

SOBRINO, J. A.; GÓMEZ, M.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; OLIOSO, A.; CHEHBOUNI, G. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX Campaigns. **Journal of Hydrology**, v. 315, 117–125 p, 2005.

SOBRINO, J. A.; GÓMEZ, M.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; OLIOSO, A. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. **Remote Sensing of Environment**, v. 110, 139-148 p., 2007.

SONG, J. Diurnal asymmetry in surface albedo. **Agricultural and Forest Meteorology**. 92(3):181-189, 1998.

SONG, X., G. SAITO, M. KODAMA e H. SAWADA: Early detection system of drought in East Asia using NDVI from NOAA/AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 25, No. 16, 3105 – 3111, 2004.

SOUZA FILHO, J. D. C., RIBEIRO, A., COSTA, M. H., *et al.*, “Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia”, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, pp. 318 – 330, 2006.

SOUZA, J. D., SILVA, B. B. Correção atmosférica para temperatura da superfície obtida com imagem TM - Landsat 5. **Rev. Bras. Geof.** vol.23, no.4, São Paulo, Oct./Dez., 2005.

SOUZA, J. D., SILVA, B. B., CEBALLOS, J. C. Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. **Rev. Bras. Geof.** vol.26, no.1, São Paulo, Jan./Mar., 2008.

SOUZA, J. D. Modelo físico-matemático de correção atmosférica para imagens TM – Landsat 5 e MODIS-Terra/Aqua. **Tese (Doutorado em meteorologia)**. Departamento de Ciências Atmosféricas. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 200p., 2008.

SOUZA, J. L. de e ESCOBEDO, Balanço de radiação em cultivos de feijão-vagem com e sem cobertura polietileno. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Janeiro, vol.32, nº1, p.1-15, 1997.

SWINBANK, W. C. Long Wave Radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. 89(381):339-348, 1963.

TANAKA, M., T. SUGIMURA, S. TANAKA e N. TAMAI: Flood-drought cycle of Tonle Sap and Mekong Delta area observed by DMSP-SSM/I. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 24, No. 7, 1487 – 1504, 2003.

TANRE, D.C., DUHAUT, P: Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 11, 659 – 668, 1990.

TARPLEY, J. D.: Monthly evapotranspiration from satellite and conventional meteorological observations. **Bulletin of American Meteorological Society**, vol. 7, No. 5, 703 – 713, 1994.

TASUMI, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. **PhD thesis**, Dept. Biological and Agricultural Engineering, University of Idaho. Idaho, 2003.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L. Satellite-Based Energy Balance to Assess Within-Population Variance of Crop Coefficient Curves. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 94-108 p., 2005a.

TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; WRIGHT, J. L. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, 355-376 p., 2005b.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G. Satellite-Based ET mapping to assess variation in the ET with timing of crop development. **Agricultural Water Management**, v. 88, 54-62 p., 2007.

TIMMERMANS, W. J.; MEIJERINK, A. M. J. Remotely sensed actual evapotranspiration: implications for groundwater management in Botswana. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.1, 222-233 p., 1999.

TIMMERMANS, W. J.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; FRENCH, A. N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, v. 108, 369-384, 2007.

TOOD, W. R., EVETT, S. R., HOWELL, T. A., The Bowen ratio energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in semiarid, advective environment. **Agricultural and Forest Meteorology**. 102:335-348, 2000.

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

TUCKER, C. J. TOWNSHEND, J. R. G., GOFF, T. E. African land cover classification using satellite data. **Science**. V.227, 369-375, 1985.

VICENS, R. S., CRUZ, C. B. M., RIZZINI, C. M. Utilização de Técnicas de Sensoriamento Remoto na Análise da Cobertura Vegetal da Reserva Florestal de Linhares, ES, Brasil. In:

Anais do IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento, São Jose dos Campos, SP, INPE, 12 p., 1998.

WALLACE, J. A. Temporal studies of deciduous forests in northeastern Kansas using Landsat Thematic Mapper images: **unpublished master's thesis**, Emporia State University, Kansas, 146 p., 2000.

WELIGEPOLAGE, K. Estimation of spatial and temporal distribution of evapotranspiration bay satellite remote sensing – A casa study in Hupselse Beek, The Netherlands. 2005, 114 p, Dissertation (**Master of Science**), International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Wageningen, Netherlands, 2005.

WYDICK, J. E., P.A. DAVIS, GRUBER, A. Estimation of broad-band planetary albedo from operational narrowband satellite measurements. NOAA Technical report NESDIS 27, U.S. **Dept. of Commerce**, 32 pp., 1987.

ZHANG, J., W. WAGNER, A. PRAKASH, H. MEHL e S. VOIGT: Detecting coal fires using remote sensing techniques. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 25, No. 16, 3193 – 3220, 2004.

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