

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

DISSERTAÇÃO

**BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE EM ÁREAS DE CULTIVO DE CANA-
DE-AÇÚCAR E CERRADO NO ESTADO DE SÃO PAULO ATRAVÉS DE
ALGORITMOS DE SENSORIAMENTO REMOTO**

Vinícius Gomes Costa Júnior

Professor Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos
(Orientador)

Campina Grande, agosto de 2012.

VINÍCIUS GOMES COSTA JÚNIOR

**BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE EM ÁREAS DE CULTIVO DE CANA-
DE-AÇÚCAR E CERRADO NO ESTADO DE SÃO PAULO ATRAVÉS DE
ALGORITMOS DE SENSORIAMENTO REMOTO**

*Dissertação apresentada ao programa de Pós-
Graduação em Meteorologia da Universidade
Federal de Campina Grande em cumprimento às
exigências para obtenção do grau de mestre.*

Área de concentração: Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia

Sub-Área: Sensoriamento Remoto Aplicado

Orientador: Carlos Antonio Costa dos Santos

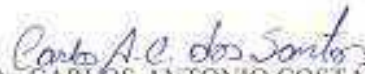
Campina Grande, agosto de 2012.

VINICIUS GOMES COSTA JUNIOR

BALANÇO DE ENERGIA A SUPERFÍCIE EM ÁREAS DE CULTIVO DE CANA-DE-
AÇÚCAR E CERRADO NO ESTADO DE SÃO PAULO ATRAVÉS DE ALGORITMOS
DE SENSORIAMENTO REMOTO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 31/08/2012

BANCA EXAMINADORA



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



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



Prof. Dr. SAULO TASSO ARAUJO DA SILVA
Departamento de Ciências Ambientais e Tecnológicas
Universidade Federal Rural do Semiárido

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

- C837b Costa Júnior, Vinícius Gomes.
Balanço de energia à superfície em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e Cerrado no estado de São Paulo através de algoritmos de sensoriamento remoto / Vinícius Gomes Costa Júnior. - Campina Grande, 2012.
111f.: il. color.
- Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.
Orientador: Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos.
Referências.
1. Meteorologia. 2. Balanço de Energia. 3. Desmatamento. I. Título.

CDU 551.5(043)

Aos meus pais e irmã

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Vinicius Gomes e Ana Lúcia, e a minha irmã Kaline que me estimularam e me apoiaram durante minha trajetória.

Aos meus familiares, dos quais eu sou mais um reflexo, pelos incentivos e conselhos, e especialmente a minha amada, Laíse candido, pela dedicação e ajuda nos momentos em que eu cochilava.

Ao meu orientador Carlos Antonio pela paciência, presteza e por Tudo.

A todos os amigos que reconheci durante o percurso da pós-graduação e a todos os demais.

Fico muito agradecido ao professor Dr. Humberto Rocha, que coordenou o projeto que gerou grande parte dos dados e ao Dr. Heliofábio Barros por divulgar os mesmos em sua tese, os quais se tornaram norteadores ao presente trabalho.

A todas as pessoas que nos instantes mais imprevistos, sutilmente excitaram a minha introspecção de maneira singular.

Muito Obrigado a todos!

RESUMO

O objetivo principal deste estudo é a validação do balanço de energia estimado através do algoritmo S-SEBI sobre uma região heterogênea (composta por Cerrado e Cana-de-açúcar), utilizando-se dados micrometeorológicos e o algoritmo SEBAL para uma intercomparação. Também foram analisadas as alterações decorrentes da substituição da vegetação nativa por cana-de-açúcar. Para a realização desta pesquisa utilizou-se sete 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 e 21/11, do ano de 2005, as quais a área estudada está inserida e que localiza-se no município de Santa Rita do Passa Quatro, no Estado de São Paulo. Os resultados demonstraram que ambos os algoritmos realizam estimativas similares para o saldo de radiação, as quais estão relativamente próximas da realidade. A análise indica que o Cerrado demonstrou uma maior capacidade de armazenar energia, um albedo inferior e temperaturas da superfície superiores as do bioma de cana-de-açúcar, evidenciando o impacto do desmatamento devido a colheita nestes parâmetros. Tratando-se dos fluxos de calor sensível e latente, os algoritmos não revelam destreza em estima-los e diferem muito quando intercomparados. Ressalta-se que ambos os algoritmos foram desenvolvidos para utilização em áreas áridas ou semiáridas, isto reflete as dificuldades inerentes à realização da estimativa de balanço de energia em terrenos heterogêneos.

Palavras-chave: Balanço de energia, S-SEBI, SEBAL, desmatamento, região heterogênea.

ABSTRACT

This study aimed the validation of the estimated energy balance provided by S-SEBI algorithm over a heterogeneous region (covered by Cerrado and sugar cane), using micrometeorological data and the output from SEBAL for an intercomparison. The modifications in the atmospheric parameters provoked by the deforestation were analyzed as well. Were used, as input for the algorithms, seven TM- Landsat 5 images, in the orbit 220 and point 75, generated in February 22, April 11, May 29, June 14, August 01 and November 21, 2005. They contain the studied sites, situated in the municipality of Santa Rita do Passa Quatro, in São Paulo state. The results showed that both algorithms perform similar and relative good estimates for net radiation. The analysis indicates that the Cerrado has a greater capacity to store energy, a lower albedo and a higher surface temperature when compared with the biome of sugar cane, remarking the impact of deforestation in these parameters. In the case of latent and sensible heat fluxes, the algorithms do not show dexterity in estimate them and differ greatly when intercompared. It should be emphasized that both algorithms were developed for using in arid or semi-arid areas, what reflects the difficulties inherent in the implementation of the energy balance estimation in heterogeneous areas.

Key-words: Energy balance, S-SEBI, SEBAL, deforestation, heterogeneous region.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	9
2 OBJETIVOS	11
2.1 Objetivo geral	11
2.2 Objetivos específicos	11
3 REVISÃO DE LITERATURA	12
3.1 Região de estudo (Áreas de cerrado e cana-de-açúcar)	12
3.2 Evapotranspiração	13
3.3 Algoritmos de balanço de energia	14
3.4 S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index)	16
3.5 SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)	17
3.6 Parâmetros do balanço de energia	17
3.6.1 Fluxos de calor	19
3.6.2 Fração evaporativa.....	21
4 MATERIAIS E MÉTODOS	23
4.1 Área de Estudo	23
4.2 Dados de Superfície	23
4.3 Dados Radiométricos	26
4.4 O Algoritmo S-SEBI	26
4.4.1 Calibração radiométrica.....	27
4.4.2 Reflectância monocromática	28
4.4.3 Albedo planetário	29
4.4.4 Albedo da superfície.....	29
4.4.5 Índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN)	30
4.4.6 Temperatura da superfície	30

4.4.7 Relação entre o albedo de superfície, temperatura da superfície e a fração evaporativa.....	31
4.4.8 Parâmetros do balanço de radiação à superfície.....	32
4.4.8.1 Radiação de onda curta incidente (ROC↓).....	32
4.4.8.2 Radiação de onda longa incidente (ROL↓).....	32
4.4.8.3 Radiação de onda longa emitida (ROL↑).....	33
4.4.8.4 Saldo de radiação.....	33
4.4.9 Componentes do balanço de energia à superfície.....	33
4.4.9.1 Fluxo de calor no solo.....	33
4.4.9.2 Fluxo de calor sensível.....	34
4.4.9.3 Fluxo de calor latente.....	34
4.5 O Algoritmo SEBAL.....	34
4.5.1 Índices de vegetação.....	35
4.5.2 Emissividades da superfície.....	36
4.5.3 Temperatura da superfície.....	36
4.5.4 Os parâmetros do balanço de radiação à superfície.....	37
4.5.5 Parâmetros do balanço de energia à superfície.....	37
4.5.6 Fluxo de calor no solo.....	37
4.5.7 Fluxo de calor sensível.....	37
4.5.8 Fluxo de calor latente.....	42
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	43
5.1 Componentes do balanço de radiação.....	43
5.2 Índice de vegetação por diferença normalizada – IVDN.....	48
5.3 Temperatura da superfície.....	54
5.4 Saldo de radiação.....	62
5.4.1. Validação do saldo de radiação.....	69

5.5 Fluxo de calor no solo	70
5.6 Fluxo de calor sensível	71
5.6.1 Validação do fluxo de calor sensível.....	78
5.7 Fluxo de calor latente	80
5.7.1 Validação do fluxo de calor latente	87
5.8 Inter-comparação entre SEBAL e S-SEBI	89
6 CONCLUSÕES.....	91
7 REFERÊNCIAS.....	92

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização do município de Santa Rita do Passa Quatro (SP).....	23
Figura 2 – Recorte da imagem TM – Landsat 5 da área em estudo com a localização das torres micrometeorológicas nos biomas de cana-de-açúcar e cerrado.	24
Figura 3 – Fluxograma das etapas do processamento do S-SEBI para obtenção do balanço de radiação à superfície.....	26
Figura 4 – Representação esquemática da relação entre a temperatura da superfície e a reflectância da superfície.	32
Figura 5 – Fluxograma do processamento para a obtenção do balanço de radiação e de energia à superfície.....	35
Figura 6 – Fluxograma do processo iterativo para o cálculo do fluxo de calor sensível (H).	40
Figura 7 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	44
Figura 8 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	45
Figura 9 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	46
Figura 10 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	46
Figura 11 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 16 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	47
Figura 12 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	47
Figura 13 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	48
Figura 14 – IVDN [adimensional] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	49
Figura 15 – IVDN [adimensional] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	50
Figura 16 – IVDN [adimensional] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	51
Figura 17 – IVDN [adimensional] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	51

Figura 18 – IVDN [adimensional] para o dia 16 de julho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	52
Figura 19 – IVDN [adimensional] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	53
Figura 20 – IVDN [adimensional] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	54
Figura 21 – Temperatura da superfície [K] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	55
Figura 22 – Temperatura da superfície [K] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	56
Figura 23 – Temperatura da superfície [K] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	57
Figura 24 – Temperatura da superfície [K] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	58
Figura 25 – Temperatura da superfície [K] para o dia 16 de julho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	59
Figura 26 – Temperatura da superfície [K] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	60
Figura 27 – Temperatura da superfície [K] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	61
Figura 28 – Saldo de radiação [$W\ m^{-2}$] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	62
Figura 29 – Saldo de radiação [$W\ m^{-2}$] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	63
Figura 30 – Saldo de radiação [$W\ m^{-2}$] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	64
Figura 31 – Saldo de radiação [$W\ m^{-2}$] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	65
Figura 32 – Saldo de radiação [$W\ m^{-2}$] para o dia 16 de julho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	66
Figura 33 – Saldo de radiação [$W\ m^{-2}$] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).	67
Figura 34 – Saldo de radiação [$W\ m^{-2}$] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	68
Figura 35 – Fluxo de calor sensível [$W\ m^{-2}$] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	72

Figura 36 – Fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	73
Figura 37 – Fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	74
Figura 38 – Fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	75
Figura 39 – Fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$] para o dia 16 de julho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	76
Figura 40 – Fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	77
Figura 41 – Fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	78
Figura 42 – Fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	81
Figura 43 – Fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	82
Figura 44 – Fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	83
Figura 45 – Fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	84
Figura 46 – Fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] para o dia 16 de julho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	85
Figura 47 – Fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	86
Figura 48 – Fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de Cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).....	87
Figura 49 – Comparação do saldo de radiação [$W m^{-2}$] estimado pelo SEBAL e S-SEBI.	90
Figura 50 - Comparação do fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$] estimado pelo SEBAL e S-SEBI.	90
Figura 51 – Comparação do fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] estimado pelo SEBAL e S-SEBI.	90

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Descrição das variáveis medidas (nome e símbolo utilizados), instrumentação e altura dos sensores, nos sítios experimentais de Cerrado e cana-de-açúcar.....	25
Tabela 2 – Valores das constantes características de cada banda do sensor TM do Landsat 5	28
Tabela 3 – Valores do saldo de radiação (Rn) instantâneo dos biomas Cerrado e da cana-de-açúcar estimados pelos métodos SEBAL e S-SEBI, e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos (%).	70
Tabela 4 – Valores do fluxo de calor sensível (H) instantâneo dos biomas Cerrado e da cana-de-açúcar estimados pelos métodos SEBAL e S-SEBI, e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos (%)	79
Tabela 5 – Valores do fluxo de calor latente (LE) instantâneo dos biomas Cerrado e da cana-de-açúcar estimados pelos métodos SEBAL e S-SEBI, e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos (%).	88

1 INTRODUÇÃO

No estado de São Paulo grandes extensões da vegetação primária foram transformadas em agro-ecossistemas e a cana-de-açúcar passou a ocupar os solos mais férteis de áreas em que predominavam o Cerradão e a floresta estacional, embora atualmente a cana-de-açúcar esteja também ocupando solos mais arenosos. A monocultura 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 (GOMES, 2009).

Devido ao avanço tecnológico nas últimas décadas e o advento do satélite, tem sido possível estimar vários parâmetros biofísicos em várias escalas espaço-temporais, podendo-se extrair informações globalmente. Para o entendimento das mudanças no ambiente e no clima o estudo detalhado das trocas de energia e água entre a superfície terrestre e a atmosfera constitui um interesse essencial. Segundo Bastiaanssen et al. (2000) a evapotranspiração (ET) é o parâmetro mais importante no monitoramento das necessidades hídricas das culturas e o consumo d'água em escala regional. Diferentemente da limitação dos outros métodos, a obtenção da ET via sensoriamento remoto orbital (SR) pode ser estimada em áreas heterogêneas, ressaltando-se assim a sua aplicabilidade e eficácia.

O S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index) (Roerink et al., 2000) é um método que visa à obtenção dos fluxos de energia à superfície e que deriva a ET da fração evaporativa (Λ). As vantagens de se utilizar a Λ são: (a) é um índice de LE (calor latente) (SHUTTLEWORTH et al., 1989) e ET; (b) Age como um indicador de seca ou estresse hídrico da superfície (NISHIDA et al., 2003); (c) é útil para dimensionar observações instantâneas para o período diurno; (d) é computacionalmente simples, versátil independente dos tipos de vegetação e não depende de dados meteorológicos de superfície como, por exemplo, a velocidade do vento, a estabilidade da camada limite, etc.

Basicamente, pelo S-SEBI determina-se uma dependência da reflectância com a temperatura máxima para condições secas e uma dependência da reflectância com a temperatura mínima para condições úmidas. As maiores vantagens sobre os outros algoritmos de fluxos através de sensoriamento remoto, apresentadas por Choudhury (1989),

Moran e Jackson (1991), Kustas e Norman (1996) e Bastiaansen (1995) são: (I) nenhum dado meteorológico adicional é necessário para se calcular os fluxos se os extremos hidrológicos da superfície estejam presentes e (II) as temperaturas extremas para as condições seca e úmida variam com a mudança dos valores de reflectância, onde os outros métodos tentam determinar uma temperatura fixa para as condições seca e úmida em toda a imagem e/ou para cada classe do uso do solo (ROERINK et al., 2000).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

O objetivo principal desse estudo é a validação do algoritmo S-SEBI sobre uma região heterogênea (composta por Cerrado e cana-de-açúcar) no Estado de São Paulo e, por conseguinte, a estimativa e análise do balanço de energia através de imagens provenientes do sensor TM (Thematic Mapper) do satélite Landsat 5.

2.2 Objetivos específicos

- Validar as componentes do balanço de radiação e de energia utilizando imagens do sensor TM e dados de duas torres micrometeorológicas dispostas em dois biomas (Cerrado e cana-de-açúcar);
- Obter a distribuição espacial do saldo de radiação, temperatura da superfície, de calor latente e calor sensível para condições de céu claro para a área de estudo;
- Identificar possíveis padrões que diferenciem os dois tipos de biomas associando-os ao microclima local.
- Realizar uma inter-comparação entre os algoritmos SEBAL e S-SEBI.

3 REVISÃO DE LITERATURA

3.1 Região de estudo (Áreas de Cerrado e cana-de-açúcar)

A maior, mais rica e possivelmente a savana tropical mais ameaçada no mundo é o Cerrado, uma extensa região que ocupa o centro da América do Sul. O bioma Cerrado possui aproximadamente dois milhões de quilômetros quadrados, o que corresponde a 23% do território nacional (SILVA & BATES, 2002). Constitui-se como o segundo maior bioma brasileiro, superado apenas pelo bioma Amazônia. Com uma vasta extensão territorial, destaca-se por apresentar grande biodiversidade, sendo considerado um dos “*hotspots*” do Planeta, ou seja, uma área prioritária para conservação (KLINK & MACHADO, 2005). Myers (2000) listou o Cerrado entre um dos 25 “*hotspots*” mais importantes do mundo. No entanto, a situação atual da biodiversidade do Cerrado é trágica, estima-se que apenas 20% da sua região permanece intocada e apenas 1,2% é preservada em áreas protegidas (MITTERMEIER et al., 2000). Em um intenso processo de antropização (em aproximadamente 5 décadas), grande parte do Cerrado foi convertida em geral para áreas de pastagens e agricultura (SANO et al., 2010).

Atualmente, o Brasil é o maior produtor de cana-de-açúcar e exportador dos produtos desta cultura do mundo (RUDORFF et al., 2009). Praticamente toda a produção de cana-de-açúcar do país advém da região centro-sul, especialmente de São Paulo (o maior produtor), onde vários municípios têm grandes áreas de plantio e várias usinas instaladas (MARTINELLI, 2008; UNICA, 2008). Segundo o manual técnico do uso do solo (IBGE, 2006), a cana-de-açúcar se insere na categoria da lavoura temporária, com ciclo regular, sendo seu período de curta e média duração. No Estado de São Paulo, o plantio da cana-de-açúcar ocorre entre os meses de agosto a outubro para a cana-soca e de outubro a abril para a cana-planta. A colheita predominantemente estende-se entre os meses de abril a novembro (PARANHOS, 1987). Assim, a cultura da cana possui características favoráveis de identificação nas imagens de satélite por ser uma cultura semi-perene, cultivada em extensas áreas (RUDORFF et al., 2004).

3.2 Evapotranspiração

O termo ET foi proposto por Thornthwaite (1944) para representar ambos os processos, evaporação e transpiração, que ocorrem de maneira natural e simultânea em uma superfície vegetada (PEREIRA et al., 2002). A evapotranspiração é o processo mais ativo no ciclo hidrológico (OKI & KANAE, 2006), e é também um dos principais componentes do balanço hídrico e de energia em ecossistemas de agricultura (BURBA & VERMA, 2005).

A transpiração das plantas, a fotossíntese, a evaporação, mudanças da umidade do solo, recargas de água superficiais estão intimamente relacionados uns com os outros, formando parte da dinâmica do balanço hídrico na superfície terrestre. A ET se insere tanto através do balanço de energia como pelo balanço hídrico na interação solo-planta-atmosfera, a qual envolve vários processos complexos no ciclo térmico e hídrico (GAO, 2011).

A ET é um dos fatores chave das interações superfície-atmosfera (GUYOT, 2009; SOBRINHO, 2007). Ela transfere grandes volumes de água (e energia, na forma de calor latente) do solo e da vegetação para a atmosfera. Segundo Brabant (1998) 30 a 70% (dependendo da estação) da precipitação retorna a atmosfera através da ET.

Em regiões áridas e semiáridas, a agricultura se apoia principalmente na irrigação com águas fluviais. No entanto, com a intensificação do uso da terra, os escoamentos de vários rios em regiões áridas estão em declínio nos últimos 50 anos (ZHANG et al., 2011). Enquanto que o crescimento da necessidade por água, pelo ambiente industrial e doméstico tem levado a escassez de água (VÖRÖMARTY et al., 2000). A demanda hídrica para a agricultura é um fator crítico; segundo Christofidis (2001), estima-se que 70% do consumo de água das atividades humanas seja utilizado em práticas agrícolas. Conseqüentemente a irrigação agrícola tradicional nestas áreas está enfrentando um grande desafio, o que obriga as pessoas a desenvolverem métodos sustentáveis de irrigação. O conhecimento da ET ou fluxo de calor latente de evaporação contribui para uma utilização mais racional da água em uma determinada cultura, onde as fases críticas de desenvolvimento vegetativo e reprodutivo são limitadas pelo fator hídrico (CUNHA et al., 2000).

Para quantificar as perdas de água de superfícies cultivadas da superfície para a atmosfera são utilizados vários métodos, como razão de Bowen, método das correlações turbulentas (SANTOS et al., 2009) e outros, destinados à estimativa da ET na pequena escala. Apesar do sucesso nas estimativas de fluxos de calor obtidos sobre superfícies homogêneas em pequenas escalas (JACKSON, 1981; CHOUDHURY, 1986), elas não podem ser estendidas para as áreas vizinhas, mesmo que com cobertura vegetal similar (FOKEN et al., 2006; KATUL et al., 1999), pois a topografia pode influenciar na estimativa (KANG et al., 2004). Além de restarem dificuldades referentes às estimativas em superfícies geometricamente e termicamente heterogêneas (KALMA, 1990; ZHAN, 1996).

Assim, nos últimos anos têm-se estimado a ET em escala regional, utilizando, para isto, algoritmos, imagens orbitais e várias outras técnicas de sensoriamento remoto. Metodologias operacionais para mapear ET sobre grandes áreas já foram propostas, utilizando-se dados de sensoriamento remoto para o suporte de aplicações hidrológicas (STISEN et al., 2008b), monitoramento de secas (ANDERSON et al., 2007c), desmatamento de florestas (ROMÁN, 2010) modelagem de produção (NEMANI et al., 2002) e análises climatológicas (WOOD & LAKSHMI, 1993).

3.3 Algoritmos de balanço de energia

Vários algoritmos foram propostos nas últimas décadas para se estimar ET através do sensoriamento remoto, tais como o TSEB (NORMAN et al., 1995), SEBAL (BASTIAANSSEN et al., 1998a), S-SEBI (ROERINK et al., 2000), SEBS (SU, 2002), LandSAF (GELLENS et al., 2007), STSEB (SÁNCHEZ et al., 2008), GLEAM (MIRALLES et al., 2011), e o algoritmo MODIS-ET (MU et al., 2011).

Embora a maioria destes algoritmos tenha sido confeccionada para o cálculo do balanço de energia em escala regional, utilizando um mínimo de dados de superfície, a realização de parametrizações locais de qualquer equação pode melhorar a precisão dos modelos (DUCHEMIN et al., 2006).

De acordo com Couranult et al. (2005), os algoritmos de ET podem ser divididos em quatro categorias: (i) métodos empíricos diretos (CHOUDHURY et al., 1984, 1994,

1998); (ii) métodos residuais do balanço de energia (SEBAL, S-SEBI, SEBS) (BASTIAANSSEN et al., 1998a, b; ROERINK et al., 2000; SU et al., 2002); (iii) métodos determinísticos, como o modelo SVAT; e (iv) métodos de índice de vegetação (KOGAN et al., 1995; ALLEN et al., 2005; NEALE et al., 2005; GARATUZA & WATTS, 2005). Os modelos com métodos residuais do balanço de energia são melhores para operarem em escala regional.

Para condições de cobertura vegetal homogênea, uma aproximação de fonte única pode ser adequada, mas tanto a vegetação como o solo contribuem para a estimativa dos fluxos de energia (NORMAN et al., 2005). Para configurações de cobertura vegetal mais complexa se indica os esquemas de fonte dupla, os quais representam mais realisticamente as trocas turbulentas e radiativas com a baixa atmosfera (HUNTINGFORD et al., 2000; LHOMME et al., 1994; MERLIN & CHEHBOUNI, 2004; NORMAN et al., 2000; SHUTTLEWORTH & WALLACE, 1985; VERHOEF et al., 1997; ZHAN et al., 1996).

O modelo de fonte única utiliza apenas uma resistência e assume que todas as superfícies podem ser representadas por um único valor efetivo de temperatura e umidade (HUNTINGFORD et al., 2000), enquanto o esquema de fonte dupla separa o solo da vegetação, com diferenciação adicional entre as partes claras e sombreadas por nuvens (VAN DER TOL, 2009). Segundo Bhattacharya (2010) um algoritmo com fonte dupla combinado com correção do modelo de elevação digital do terreno pode ser uma boa opção para reduzir os erros na estimativa de ET sobre áreas heterogêneas, mas as complexidades da parametrização podem induzir a graves erros.

Modelos de sensoriamento remoto devotados a ET têm sido principalmente aplicados sobre área totalmente cobertas pelas copas ou sobre vegetações esparsas (BOEGH et al., 2009; COURAULT et al., 2009; HOEDJES et al., 2008; OLIOSO et al., 2005; VAN DER KWAST et al., 2009; ZWART & BASTIAANSSEN, 2007), com uma precisão desejada de 0.8 mm.d^{-1} em escalas diárias (KALMA et al., 2008; SEGUIN et al., 1999).

Enquanto investigava o efeito da resolução espacial do sensoriamento remoto em observações de superfície, Li et al. (2008) mostraram que a concordância entre os fluxos medidos e estimados tendem a ser mais pobres com o aumento da resolução do pixel,

especialmente para LE devido a heterogeneidade do sub-pixel em condições de superfície que excedam o raio da torre.

3.4 S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index)

Os processos de troca que ocorrem na superfície da Terra são indispensáveis para a redistribuição da umidade e calor no solo e na atmosfera. A superfície terrestre conecta o balanço de radiação, energia e água do solo e da atmosfera. Para aperfeiçoar o entendimento entre estas trocas utiliza-se então o sensoriamento remoto como uma ferramenta importante, extrapolando-se as medidas *in-situ* para uma escala regional.

O S-SEBI é um algoritmo que requer radiâncias espectrais, sob condições de céu claro, no visível, infravermelho próximo e infravermelho termal para determinar seus parâmetros constitutivos: reflectância da superfície, temperatura da superfície e índices de vegetação. O modelo usa esses parâmetros iniciais para determinar o balanço de energia à superfície, necessitando apenas da informação da temperatura do ar próximo à superfície na área estudada (ROERINK et al., 2000; GÓMEZ et al., 2005; SOBRINO et al., 2005; SOBRINO et al., 2007, SANTOS, 2009).

A principal desvantagem da metodologia deste algoritmo é que as imagens estudadas devem conter valores extremos de temperatura da superfície. No entanto, em comparação com outros modelos como o SEBAL, resultados similares são obtidos. Isto sugere uma clara vantagem, porque S-SEBI é um método mais simples e que não é problemático em termos de precisão para se estimar evapotranspiração, enquanto, cálculos do SEBAL e de modelos similares necessitam determinar o comprimento de rugosidade o qual é uma difícil tarefa, e que nenhum método clássico de sensoriamento remoto provou ter sido preciso suficientemente para estimar bem esta variável (GOMES, 2005).

Weligepolage (2005) evidencia a aplicabilidade do S-SEBI para regiões áridas e semiáridas, assim como, onde não existem redes de estações meteorológicas bem distribuídas, uma vez que o mesmo só depende de informações da temperatura do ar no momento da passagem do satélite, o que pode ser substituído pela temperatura do pixel frio (área vegetada) (ROERINK et al., 2000).

A estimativa da fração evaporativa instantânea é o ponto crítico da análise de sensibilidade. Isto é devido ao fato das temperaturas serem subjetivamente, o qual pode gerar erros significativos. Estes erros são avaliados por Gómes et al (2009), que consideraram que as inclinações das curvas da temperatura do fluxo de calor sensível e latente máximos poderem atingir erros de 15% e 70%, respectivamente.

3.5 SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)

O SEBAL é um algoritmo semi-empírico desenvolvido por Bastiaanssen (BASTIAANSSEN, 1998a) que promove a parametrização do balanço de energia e fluxos de superfície baseado em alguns dados de superfície e medições espectrais de satélites (WELIGEPOLAGE, 2005). O método faz uso apenas das radiâncias espectrais registradas em sensores de satélites e de um conjunto mínimo de dados meteorológicos de superfície, que incluem a velocidade do vento e a temperatura do ar, para resolver o balanço de energia à superfície (COURAULT et al., 2002).

O SEBAL tem sido amplamente utilizados em aplicações do manejo de recursos hídricos com mínimas informações auxiliares (ALLEN et al., 2007a; BASTIAANSSEN et al., 2000) e aplicados em áreas agrícolas (BASTIAANSSEN et al., 2005), onde regiões planas tendem a minimizar a heterogeneidade espacial dos fluxos de energia se comparados com os efeitos das variáveis meteorológicas e morfológicas.

3.6 Parâmetros do balanço de energia

A energia proveniente do Sol é o elemento mais importante no desenvolvimento dos processos físicos que influenciam as condições de tempo e clima na Terra. O saldo de radiação (Rn) representa a energia disponível aos processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre sendo definido como o balanço de radiação de todos os fluxos radiativos que chegam e saem de uma superfície (KLEIN et al., 1977; WELIGEPOLAGE, 2005) o qual é um componente fundamental para a estimativa do balanço de energia na superfície (ATAÍDE et al., 2006).

A porção de R_n utilizada para evapotranspiração e outras componentes do balanço de energia é firmemente acoplada com mudanças no uso do solo e condições climáticas globais. Muitos dos modelos de evapotranspiração requerem R_n como o parâmetro de entrada principal (BOEGH et al., 2002; MONTEITH, 1965; NISHIDA et al., 2003; PRIESTLEY & TAYLOR, 1972; SHUTTLEWORTH & WALLACE, 1985; SU, 2002), e uma estimativa precisa de R_n é essencial para o manejo dos recursos hídricos regionais (RYU, 2008).

O albedo controla o balanço de energia em superfície e afeta as condições microclimáticas dos ecossistemas. O albedo é determinado pela estrutura do ecossistema e de suas características óticas (DICKINSON, 1983; WANG, 2005). Mudanças no albedo induzem a significantes alterações no microclima (WANG et al., 2001; 2002a, b). Fatores antrópicos e naturais, tais como a cobertura da terra e alterações do uso da terra, podem resultar em mudanças do albedo de superfície.

Recentes análises de medições de superfície e observações de satélite mostram que as diferenças espaciais do albedo dentro de um dado tipo de cobertura de terra podem ser maiores que as diferenças observadas entre vários biomas (DAVIDSON & WANG, 2004, 2005).

Minnis et al. (1997) observaram que as medidas de albedo podem ser 0,1 maiores no começo da manhã que no final da tarde para alguns dias. A análise de Wang (2006) indica que a temperatura do ar desempenha um papel importante na determinação do albedo, nos períodos de transição entre o inverno e verão, e verão e inverno. Durante a estação de crescimento, as condições hídricas do ecossistema podem alterar o albedo de áreas de pastagem em regiões semiáridas; os resultados também indicaram claramente que as secas acarretam em albedos maiores. Bremer & Ham (1999) mostraram que o albedo da pastagem recém queimada foi 50% menor que o seu valor antes da queimada, e apenas de 10 a 15% menor depois de 7 semanas após a queimada.

As mudanças de albedo são altamente dinâmicas. Chaplin et al. (2000) indicaram que uma diferença de 0,05 no albedo pode acarretar em uma diferença na ordem de $5,5 \text{ Wm}^{-2}$ no saldo de radiação, para áreas vegetadas. Gomes (2005) propôs que erros nas estimativas do saldo de radiação podem estar relacionadas aos erros de estimativa do albedo.

Para avaliações de extensas áreas, índices de vegetação, como o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) tem sido usado com sucesso para mapear o coeficiente da cultura (K_c) em áreas agrícolas, provendo informações aplicáveis a irrigação (BAUSCH, 1995; BAUSCH & NEALE, 1987, 1989; HUNSACKER et al., 2003), em virtude da grande dependência do IVDN à disponibilidade hídrica no solo para a planta (GURGEL et al., 2003). A cobertura vegetal com estresse hídrico tende a absorver menos radiação solar (aumenta sua reflectância no espectro visível), e a absorver mais no infravermelho (SELLERS, 1985). Além disto, estes índices estão correlacionados com a altura das plantas (JUAN et al. 2011).

O desafio de se utilizar o IVDN é que este tende a saturar os valores do índice de área foliar (IAF) entre 3 e 4 (Sellers et al., 1986), ainda que valores de IAF para algumas regiões possam exceder este limite, dependendo da estação (RWASOKA, 2011).

A temperatura da superfície é um indicador direto de quanta energia e água podem estar disponíveis sobre a superfície, além de ser um fator chave que afeta a precisão das estimativas do fluxo de calor latente. Apesar do seu extenso uso, problemas relativos a erros em calibrações e correções deste dado são amplamente reportados na literatura (Jacob et al., 2004). Medidas térmicas oriundas de sensores a bordo de aeronaves e satélites são afetadas pela emissividade, absorvidade e espalhamento da atmosfera, estas contribuições devem se verificadas, para se obter estimativas mais confiáveis da temperatura da superfície. A emissividade por sua vez é frequentemente relatada como sendo a maior fonte de erros nestas estimativas (BECKER, 1987; OUAIDRARI et al., 2002). Essas discrepâncias das estimativas se tornam expressivas fontes de erro em muitos algoritmos de balanço de energia de superfície (LIU et al., 2007). Mallick (2009) destacou que pequenos erros em temperaturas da superfície estimadas podem ocasionar grandes erros na estimativa do fluxo de calor sensível e conseqüentemente na do fluxo de calor latente, quando este é calculado como resíduo do balanço de energia.

3.6.1 Fluxos de calor

De acordo com Hemakumara et al. (2003), o particionamento da energia disponível à superfície em fluxos de calor no solo, latente e sensível é controlado pelas propriedades

físicas da superfície e as modificações do meio. Por exemplo, em áreas caracterizadas por vegetações esparsas, a quantidade de calor no solo pode ser substancial, devido a grande parte do solo exposta diretamente a radiação direta (OLIVERA et al., 1987).

Os fluxos de calor sensível e latente são medidos utilizando-se a técnica das correlações turbulentas (EC). O progresso na instrumentação de EC e a análise dos dados permite praticamente o fechamento do balanço de energia de medidas diretas sobre superfícies homogêneas (HEUSINKVELD et al., 2004; MAUDER et al., 2006).

Um fluxo médio de calor sensível sobre alguns quilômetros quadrados pode ser derivado a partir das medidas do cintilômetro de grande abertura (LAS) (HILL et al., 1992; DE BRUIN et al., 1993). LAS se provou ser efetivo para diferentes configurações de terrenos, com complexas topografias (CHEHBOUNI et al., 2000; Lagouarde et al., 2006) ou coberturas vegetais heterogêneas (MEIJNINGER et al., 2002b). Foi mostrado também que o LAS torna possível a avaliação do fluxo de calor latente combinado com o cálculo do balanço de energia (SCHUTTEMEYER et al., 2006). Utilizando-se EC, Alazem (2010), Gibson et al. (2011) e Rwasoka (2011) mostraram que as estimativas de sensoriamento remoto em áreas heterogêneas divergiam das medidas de superfície, a topografia aparece como outro parâmetro que dificulta a estimativa (DUGUAY, 1993; LI, 2009).

A utilização de dados de sensoriamento remoto consistindo de amostras espaço-temporais de sensores a bordo de satélites é a única ferramenta viável para se estimar regionalmente o fluxo de calor latente. Esta estimativa em várias escalas espaciais foi demonstrada utilizando-se dados óticos e termais para dias de céu claro com diferentes sensores a bordo de satélites com órbita polar como LANDSAT TM/ETM+ (BOEGH et al., 2002; TASUMI et al., 2005; ZHANG et al., 2006), ASTER (FRENCH et al., 2005), NOAA AVHRR (BASTIAANSEN et al., 1998a; NISHIDA et al., 2003; VERSTRAETEN et al., 2005; BATRA et al., 2006; SOBRINO et al., 2007; FISHER et al., 2008), MODIS TERRA (MALLICK et al., 2007; CLEUGH et al., 2007; MU et al., 2007; VENTURINI et al., 2008; LEUNING et al., 2008) e de satélites de órbita geoestacionária como GOES (Anderson et al., 2007) e METEOSAT (ROSEMA, 1993; STISEN et al., 2008). A estimativa de LE para dias encobertos é relativamente complexa e acarreta em grandes erros (ANDERSON et al., 2007). No entanto, o preenchimento destas lacunas impostas pelas nuvens pode ser feito

através da composição proveniente de séries de dados (CLEUGH et al., 2007) ou pela interpolação espacial com os pixels vizinhos (ANDERSON et al., 2004).

De acordo com a convenção adotada por KJAERGAARD et al. (2007), os valores de fluxos de calor sensível (H), latente (LE) e do solo (G) são, em geral, positivos (consumidores de energia) durante o período diurno. Em circunstâncias muito especiais, como campos irrigados, H e/ou G assumem valores negativos (fontes de energia), enquanto LE, devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode exceder o saldo de radiação à superfície.

Os valores do fluxo de calor sensível da área irrigada e a da vegetação nativa densa apresentam a mesma tendência, ou seja, uma redução na quantidade de energia na forma de calor sensível, evidenciando o papel da vegetação no controle da temperatura e da umidade do ar (ARRAES, 2011).

A resposta do fluxo de calor latente depende da temperatura da superfície, umidade do solo e da fração vegetativa (MCCABE & WOOD, 2006).

Resultados obtidos por Li (2011) exibem a forte relação entre IVDN e fluxo de calor latente, e conseqüentemente com a evapotranspiração. Rwasoka (2011) mostrou que os corpos hídricos e densas florestas apresentam comportamento evaporativo alto. Timmermans (2011) concluiu que as maiores diferenças nas estimativas dos fluxos parecem estar relacionadas ao uso da terra.

3.6.2 Fração evaporativa

A fração evaporativa (Λ) é um índice de LE em um instante particular. Ela se faz crítica para se quantificar o déficit de água na superfície e para realizar o balanço hídrico (JIANG, 2001, 2003; ROERINK, 2000; Wang, 2006). Vários estudos (e.g., BRUTSAERT & SUGITA, 1992; CRAGO, 1996; SHUTTLEWORTH et al., 1989) demonstraram que Λ varia pouco durante o dia, especialmente em dias de céu claro. De acordo com Bhattacharya (2010) tanto o saldo de radiação como Λ são fundamentais na estimativa de ET.

Devido a correlação do albedo com a temperatura da superfície e da existência da relação da temperatura da superfície com o IVDN, os valores de IVDN podem ser

utilizados para se estimar Λ , utilizando-se, por exemplo, a relação trapezoidal entre a temperatura da superfície e IVDN (MORAN et al., 1996; PRICE, 1990). Assim, pode-se estimar a Λ para cada pixel da imagem independentemente do suporte de dados de superfície, mas sem perder o princípio científico (MALLICK, 2009).

As vantagens de se utilizar a Λ são:

- (i) A fração evaporativa pode ser estimada por procedimento visual, mediante a imagem de albedo versus temperatura da superfície, utilizando-se os limites superior (seco) e inferior (úmido) de temperatura da superfície.
- (ii) Evita cálculos complexos da estimativa do fluxo de calor sensível (BASTIAANSEN et al., 1998a).
- (iii) A estimativa do fluxo de calor latente é independente de dados auxiliares de superfície, portanto, isto torna este esquema operacional viável, baseado em uma forte fundamentação científica.

As limitações são as seguintes:

- (i) A variabilidade diurna de H e suas implicações nos fluxos de calor latente diurno não são consideradas e convertidas na fração evaporativa diária. Esta suposição pode não sustentar grandes variabilidades da fração evaporativa.
- (ii) Variabilidades significativas em Λ podem ocorrer devido a presença de nuvens intermitentes durante o dia, apesar do céu se encontrar limpo na hora da aquisição da imagem. Isto pode acarretar em erros expressivos na estimativa de Λ e LE .
- (iii) Durante suas estimativas de evapotranspiração sobre florestas europeias Verstraeten et al. (2005) mostraram que Λ é altamente sensível a interceptação do limite seco. Um decréscimo de 5 K no limite superior, mantendo-se o limite inferior imutável, pode reduzir Λ em até 77% do valor original.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Área de Estudo

A área a ser estudada localiza-se no município de Santa Rita do Passa Quatro, ($21^{\circ} 42' 37''$ S, $47^{\circ} 28' 41''$ O, 748 m) no Estado de São Paulo, conforme apresentado na Figura 1. Ela possui uma área de 754,9 km² e está distante 77 km do município de Ribeirão Preto e 253 km da capital. Devido ao clima que o município possui, Santa Rita do Passa Quatro foi denominada como Estância Climática pela Lei Estadual nº 719, de 1º de junho de 1950 (LOSSARDO, 2010). O clima da região é tipicamente ameno e seco durante o inverno e quente e úmido durante o verão, com temperaturas médias mensais que variam entre 19 °C a 24 °C. A precipitação pluviométrica média anual é de 1498,0 mm (PIRES NETO et al., 2005).



Figura 1 – Localização do município de Santa Rita do Passa Quatro (SP). (Retirado do site wikimedia.org).

4.2 Dados de Superfície

Os dados de superfície, provenientes de duas torres micrometeorológicas instaladas em dois diferentes tipos de biomas (Cerrado e cana-de-açúcar), compreendem o período entre 07 de fevereiro de 2005 a 06 de fevereiro de 2006, empregados na calibração e validação do algoritmo S-SEBI. A torre micrometeorológica do bioma Cerrado estava localizada na Fazenda São José do Pulador, Usina Santa Rita ($21^{\circ} 38' S$; $47^{\circ} 47' W$; 552 m), no município de Luiz Antônio, SP. A outra torre, instalada em área com plantio de cana-de-açúcar, localizava-se na Gleba Pé de Gigante ($21^{\circ} 37' 9, 26'' S$; $47^{\circ} 37' 56,38'' W$;

710 m), município de Santa Rita de Passa Quatro, SP. A Figura 2 apresenta a localização das duas torres supracitadas, a partir de um recorte de imagem TM – Landsat 5.

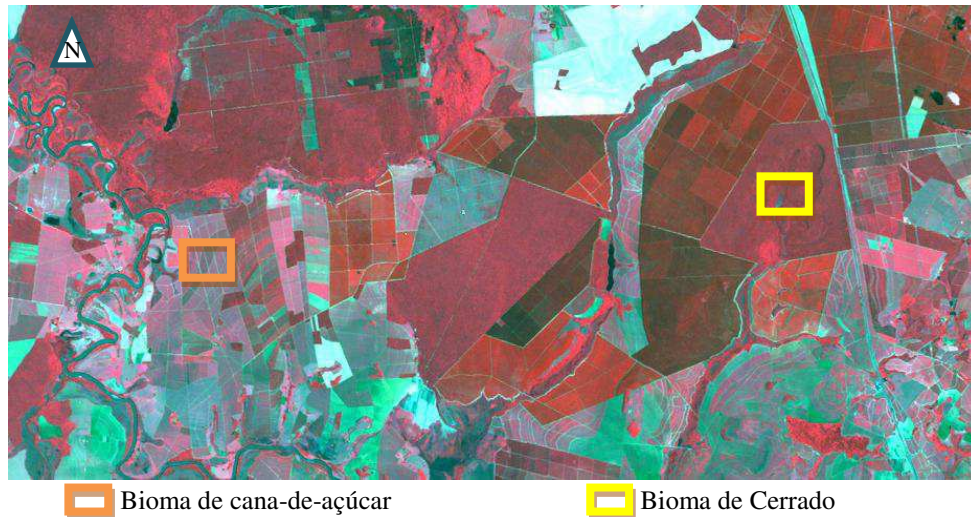


Figura 2 – Recorte da imagem TM – Landsat 5 da área em estudo com a localização das torres micrometeorológicas nos biomas de cana-de-açúcar e Cerrado.

A descrição de algumas características das variáveis coletadas está explicitada na Tabela 1. Estes dados foram coletados durante uma campanha experimental liderada pelo professor Dr. Humberto Ribeiro da Rocha, do Departamento de Ciências Atmosféricas, Laboratório de Biosfera-Atmosfera (IAG/USP).

Tabela 1 – Descrição das variáveis medidas (nome e símbolo utilizados), instrumentação e altura dos sensores, 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 (Wm ⁻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

* Esses parâmetros não são medidos diretamente na torre, são derivados de medidas tridimensionais do vento e dos fluxos verticais de vapor de água. (Fonte: Gomes, 2009).

4.3 Dados Radiométricos

Neste estudo foram utilizadas imagens do Mapeador Temático a bordo do Landsat 5 visando o cômputo das componentes do balanço de radiação e energia. Estas imagens foram obtidas no site da Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). As imagens disponíveis e sem presença de nuvens referentes à área de estudo (órbita 220 e ponto 75) são as dos dias: 22 de fevereiro, 11 de abril, 29 de maio, 14 de junho, 16 de julho, 01 de agosto, 11 de novembro do ano de 2005.

4.4 O Algoritmo S-SEBI

As etapas computacionais para a obtenção dos componentes do balanço de radiação e de energia à superfície, através do algoritmo S-SEBI estão apresentadas no fluxograma da Figura 3 e descritas posteriormente.

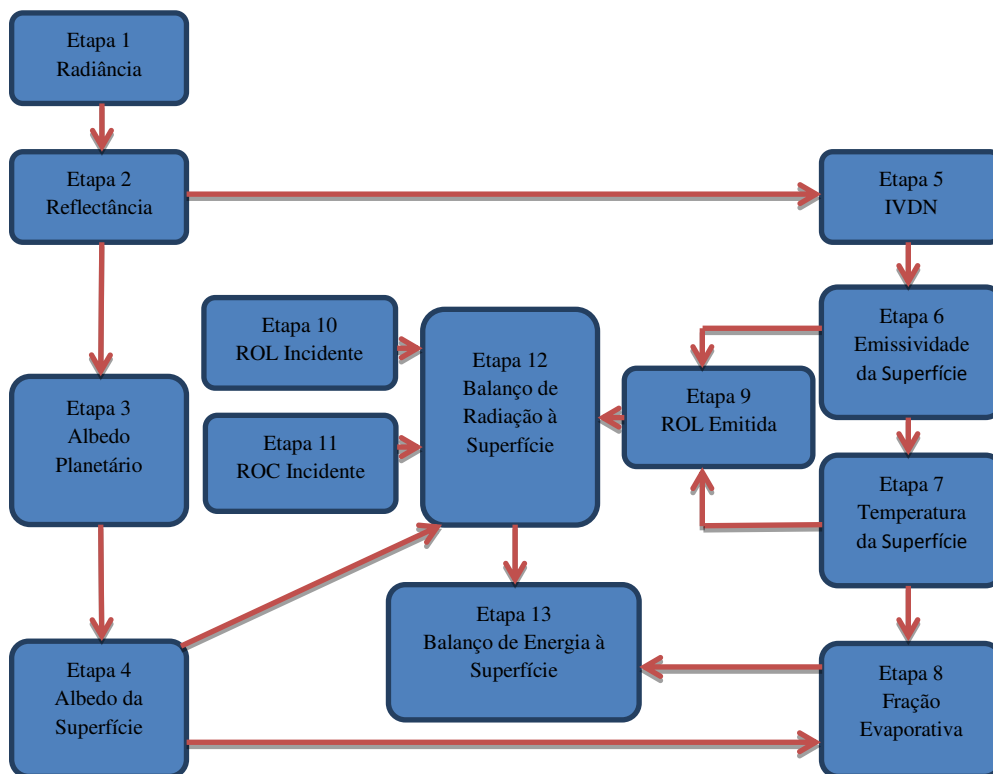


Figura 3 – Fluxograma das etapas do processamento do S-SEBI para obtenção do balanço de radiação à superfície.

O S-SEBI foi desenvolvido para solucionar o balanço de energia à superfície com técnicas de sensoriamento remoto para cada pixel, dado por:

$$R_n = G + H + LE \quad (1)$$

onde R_n é o saldo de radiação; G é o fluxo de calor no solo; H é o fluxo de calor sensível; λE é o fluxo de calor latente.

No S-SEBI os fluxos de calor sensível e latente não são calculados a priori como parâmetros separados, mas como fração evaporativa, Λ , que é determinada como:

$$\Lambda = \frac{LE}{(LE+H)} = \frac{LE}{(R_n-G)} \quad (2)$$

Juntamente com uma temperatura dependente da reflectância, T_{LE} , onde $LE_{m\acute{a}x}(r_0) = R_n - G$ e $H = 0$ e uma temperatura dependente da reflectância, T_H , onde $H_{m\acute{a}x}(r_0) = R_n - G_0$ e $LE = 0$ a fração evaporativa pode ser calculada como a razão de:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_0}{T_H - T_{LE}} \quad (3)$$

4.4.1 Calibração radiométrica

A primeira etapa computacional do S-SEBI é a obtenção da calibração radiométrica de cada banda, onde o número digital (ND) é convertido em radiância espectral (L_λ), que corresponde à energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, observada no topo da atmosfera pelo satélite, calculada pela expressão (MARKHAM & BARKER, 1987):

$$L_\lambda = L_{m\acute{i}n,i} + \left(\frac{L_{m\acute{a}x,i} - L_{m\acute{i}n,i}}{255} \right) ND \quad (4)$$

onde ND é o número digital de cada pixel da imagem, $L_{M\acute{A}X}$ e $L_{M\acute{I}N}$ são as constantes de calibração espectral do sensor, cujos valores para o Landsat 5 TM, segundo Chander & Markham (2003), estão apresentados na Tabela 2.

Tabela 2 – Valores das constantes características de cada banda do sensor TM do Landsat 5.

Bandas	Comprimento de onda	Coeficientes de Calibração L_{\min} L_{\max}		Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera K_{λ}	Pesos ω_{λ}
1 (azul)	0,45 - 0,52	-1,52	193,0	1957	0,293
2 (verde)	0,52 - 0,60	-2,84	365,0	1826	0,274
3 (vermelho)	0,63 - 0,69	-1,17	264,0	1554	0,233
4 (IV- próximo)	0,76 - 0,79	-1,51	221,0	1036	0,156
5 (IV-médio)	1,55 - 1,75	-0,37	30,2	215	0,033
6 (IV-termal)	10,4 - 12,5	1,2378	15,303	-	-
7 (IV-médio)	2,08 - 2,35	-0,15	16,5	80,67	0,011

* IV = Infravermelho

4.4.2 Reflectância monocromática

A refletância monocromática (ρ_{λ}) é definida como a razão entre o fluxo da radiação solar refletida e o fluxo da radiação solar incidente em cada pixel, ou seja, representa a porção da radiação solar que é refletida por cada banda, sendo o seu cômputo obtido segundo equação (ALLEN et al., 2002):

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda}}{K_{\lambda} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (5)$$

em que L_{λ} ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$) é a radiância espectral; K_{λ} ($W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$) é a constante solar monocromática associada a cada banda do TM – Landsat 5 cujos valores estão apresentados na Tabela 1; Z é o ângulo zenital solar; e d_r é o inverso do quadrado da distância Terra-Sol (ALLEN et al., 2002), que de acordo com Iqbal (1983) é dado por:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos(DOY \cdot 2\pi/365) \quad (6)$$

onde DOY é o dia de ordem do ano, observando-se que o argumento da função \cos está em radianos. O valor médio anual de d_r é igual a 1,00 e varia entre 0,97 e 1,03, e é adimensional. Se a área analisada tem declividade nula ou pequena, o cosseno do ângulo zenital solar pode ser obtido a partir do ângulo de elevação do Sol (E), o qual está disponível no cabeçalho da imagem, ou seja:

$$\cos z = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) = \sin(E) \quad (7)$$

Os mapas de inclinação e aspecto são derivados do DEM (“Modelo de Elevação Digital”) o qual fornece informações necessárias para o cálculo do ângulo zenital solar.

4.4.3 Albedo planetário

O albedo planetário é calculado como a combinação linear das diferentes reflectâncias monocromáticas de acordo com os diversos pesos (ϖ_λ) para as diferentes bandas, que podem ser também encontrados na Tabela 2.

$$\alpha_{toa} = (\varpi_1\rho_1) + (\varpi_2\rho_2) + (\varpi_3\rho_3) + (\varpi_4\rho_4) + (\varpi_5\rho_5) + (\varpi_7\rho_7) \quad (8)$$

onde cada peso ($\varpi_1, \varpi_2, \dots, \varpi_7$) corresponde a razão entre a irradiância solar monocromática da banda específica pela somatória de todas as irradiâncias:

$$\varpi_\lambda = \frac{K_\lambda}{\sum K_\lambda} \quad (9)$$

4.4.4 Albedo da superfície

Nesta etapa faz-se a correção devido aos efeitos atmosféricos, assim o albedo corrigido ou albedo da superfície é computado como:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (10)$$

onde α_{toa} é o albedo planetário, α_p é a reflectância da própria atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04 com base em Bastiaanssen (2000) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica, que é definida como a fração da radiação solar incidente transmitida pela atmosfera e representa o seu efeito de absorção e reflexão (ALLEN et al., 2002), que para condições de céu claro pode ser obtida em função da altitude do local (h) por:

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

4.4.5 Índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN)

O IVDN foi descrito a primeira vez por Rouse (1973), 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):

$$IVDN = (\rho_4 - \rho_3)/(\rho_4 + \rho_3) \quad (12)$$

4.4.6 Temperatura da superfície

A banda 6 (banda termal) do TM mede a radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre e pela atmosfera em direção ao sensor. Os valores de DN da banda 6 são convertidos em radiância espectral no topo da atmosfera (TOA) ($L_{6,TOA}(\lambda)$) por:

$$L_{6,TOA}(\lambda) = 0,1238 + \left(\frac{1,536 - 0,1238}{255} \right) \times DN \quad (13)$$

A temperatura do satélite (T_{sat}) é derivada da radiância espectral por:

$$T_{sat} = \frac{1206,56}{\ln\left(\frac{607,76}{L_{6,toa}(\lambda)} + 1\right)} \quad (14)$$

As diferentes constantes das equações 13 e 14 podem ser encontradas em Markham & Barker (1987), as quais foram posteriormente atualizadas por Chander & Markham (2003).

Aplicando-se a lei de Stefan-Boltzmann, a radiação de onda longa emitida, $ROL \uparrow$, é:

$$ROL \uparrow = \sigma T_{sat}^4 \quad (15)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^2 \text{ K}^{-4}$).

A temperatura radiativa da superfície, T_0^R , é calculada pela lei de Stefan-Boltzmann invertida:

$$T_0^R = \sqrt[4]{ROL \uparrow / \sigma} \quad (16)$$

O próximo passo é corrigir a temperatura radiativa da superfície devido aos efeitos da emissividade da superfície:

$$T_0 = \sqrt[4]{T^R/ \epsilon_0} \quad (17)$$

onde T_0 é a temperatura da superfície e ϵ_0 é a emissividade da superfície, que é uma relação empírica do IVDN, utilizando-se o método da cobertura vegetal de Valor & Caselles (1996):

$$\epsilon_0 = \epsilon_v P_v + \epsilon_g (1 - P_v) + 4 \langle d\epsilon \rangle P_v (1 - P_v) \quad (18)$$

com:

$$P_v = \frac{IVDN - IVDN_g}{IVDN_v - IVDN_g} \quad (19)$$

onde ϵ_v é a emissividade da cobertura vegetal completa; ϵ_g é a emissividade do solo exposto; P_v é a fração da cobertura vegetal; $\langle d\epsilon \rangle$ é o parâmetro da estrutura vegetal; $IVDN_v$ é o IVDN da cobertura vegetal completa e $IVDN_g$ é o IVDN do solo exposto, com valores atribuídos de 0,8 e 0,1, respectivamente.

Sem informações adicionais disponíveis dos termos ϵ_g , ϵ_v , e $\langle d\epsilon \rangle$ na região 8-14 μm do espectro, os valores atribuídos são 0,91, 0,99 e 0,02 respectivamente, de acordo com Valor & Caselles (1996).

4.4.7 Relação entre o albedo de superfície, temperatura da superfície e a fração evaporativa

A Figura 4 representa o esboço da relação reflectância-temperatura da superfície. De acordo com a teoria, em baixas reflectâncias a temperatura média é aproximadamente constante. O formato triangular do esboço revela as duas relações da reflectância com a temperatura para $LE_{\text{máx}}(r_0 - \text{limite inferior})$ e $H_{\text{máx}}(r_0 - \text{limite superior})$. Elas podem ser descritas como:

$$T_H = a_H + b_H \alpha \quad (20)$$

e

$$TL_E = a_{LE} + b_{LE} \alpha \quad (21)$$

Substituindo as equações (20) e (21) na equação (3):

$$\Lambda = \frac{a_H + b_H \alpha - T_0}{a_H - a_{LE} + (b_H - b_{LE}) \alpha} \quad (22)$$

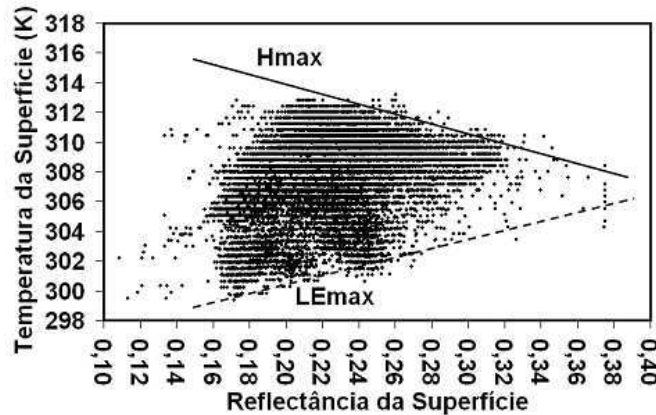


Figura 4 – Representação esquemática da relação entre a temperatura da superfície e a reflectância da superfície. (Imagem retirada de Santos, 2009).

4.4.8 Parâmetros do balanço de radiação à superfície

4.4.8.1 Radiação de onda curta incidente ($ROC \downarrow$)

A radiação de onda curta incidente é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, podendo ser considerada constante para áreas de estudo pequenas, por exemplo, 2500 km². Para condição de céu claro é dada pela seguinte expressão (ALLEN et al., 2007):

$$ROC \downarrow = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (23)$$

onde S é a constante solar (1367 Wm⁻²) e os demais termos já foram previamente descritos.

4.4.8.2 Radiação de onda longa incidente ($ROL \downarrow$)

A radiação de onda longa incidente, emitida pela atmosfera na direção da superfície, pode ser obtida pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$ROL \downarrow = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (24)$$

onde ε_a é a emissividade atmosférica obtida por: $\varepsilon_a = 0,85 (-\ln \tau_{sw})^{0,09}$ (Allen et al., 2002), σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T_a é a temperatura do ar obtida em uma estação meteorológica na área de estudo.

4.4.8.3 Radiação de onda longa emitida (ROL \uparrow)

A radiação de onda longa emitida pela superfície é obtida através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$ROL \uparrow = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_0^4 \quad (25)$$

onde ε_0 é a emissividade de cada pixel à superfície, e T_0 é a temperatura da superfície.

4.4.8.4 Saldo de radiação

O saldo de radiação à superfície (R_n) é definido como o resultado da soma de toda a radiação incidente e emitida. Pode ser expresso como:

$$R_n = ROC\downarrow - ROC\uparrow + ROL\downarrow - ROL\uparrow = (1 - \alpha) ROC\downarrow + ROL\downarrow - ROL\uparrow \quad (26)$$

4.4.9 Componentes do balanço de energia à superfície

4.4.9.1 Fluxo de calor no solo

É determinado pela condutividade térmica do solo e o gradiente de temperatura da parte superior do solo. Isto não pode ser diretamente determinado por técnicas de sensoriamento remoto. Muitos estudos têm mostrado que o fluxo de calor no solo e a fração do saldo de radiação ao meio dia são razoavelmente previsíveis por determinantes do sensoriamento remoto de características da vegetação (DAUGHTRY et al., 1990). No entanto, a atenuação da radiação e a condutividade da transferência de calor no dossel e no solo, respectivamente, mudam significativamente com o tipo de solo. A expressão utilizada para definir a densidade do fluxo de calor no solo é:

$$G = \Gamma R_n \quad (27)$$

Sendo:

$$\Gamma = \frac{T_o - 273.15}{\alpha} \times (0,32\alpha + 0,62\alpha^2) \times (1 - 0,978NDVI^2) \quad (28)$$

onde Γ é a razão entre a densidade do fluxo de calor no solo e o saldo de radiação, que é uma relação empírica da reflectância da superfície, temperatura da superfície e IVDN. As constantes da equação 28 foram estabelecidas por Bastiaanssen (1995).

4.4.9.2 Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível é a transferência de calor entre a superfície e a atmosfera, intensificado pela convecção forçada ou livre. É obtida do saldo de energia disponível e da fração evaporativa como:

$$H = (1 - \Lambda) (R_n - G) \quad (29)$$

4.4.9.3 Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente é a quantidade de energia utilizada para o processo de evaporação do solo e o processo de transpiração das plantas. É obtido do saldo de energia disponível e da fração evaporativa como:

$$\lambda E = \Lambda (R_n - G) \quad (30)$$

4.5 O Algoritmo SEBAL

As etapas computacionais para a obtenção dos componentes do balanço de radiação e de energia à superfície, através do algoritmo SEBAL estão apresentadas no fluxograma da Figura 5 e descritas posteriormente.

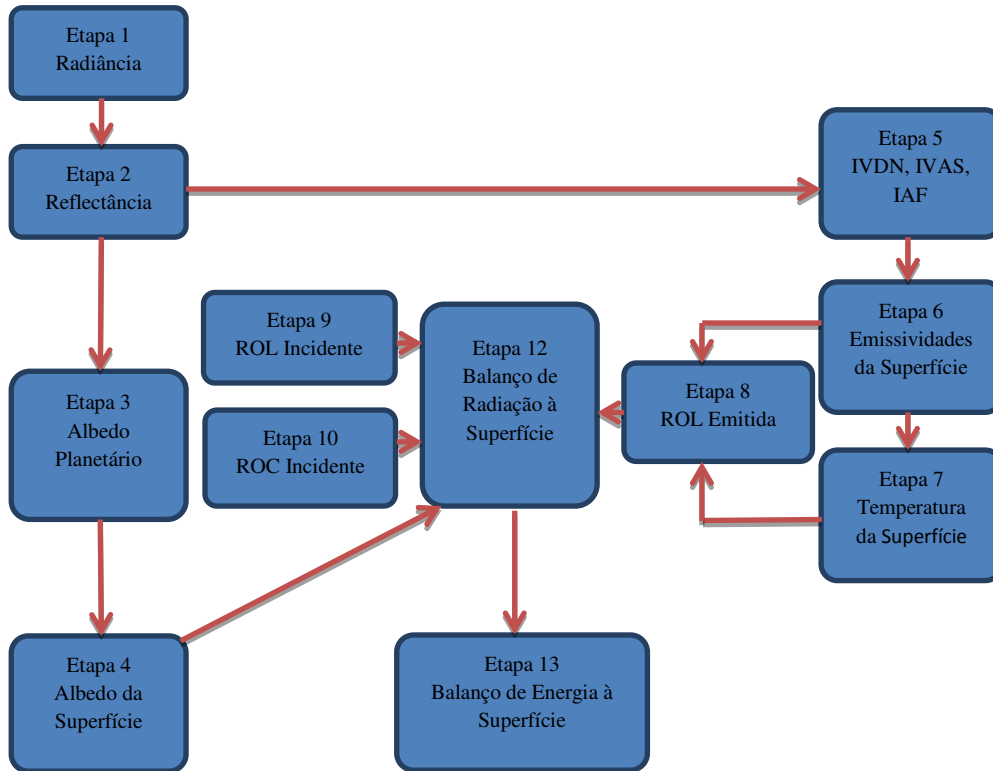


Figura 5 – Fluxograma do processamento para a obtenção do balanço de radiação e de energia à superfície.

O procedimento para se efetuar a calibração radiométrica e obter a reflectância monocromática, albedo planetário e de superfície e o IVDN é idêntico ao do algoritmo S-SEBI. Posteriormente é necessário o cálculo de outros índices de vegetação.

4.5.1 Índices de vegetação

O Índice de Vegetação Ajustado ao Solo (IVAS) é um índice que busca amenizar os efeitos de “fundo”, referentes ao solo. É calculado através da expressão (HUETE, 1988):

$$IVAS = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (31)$$

Onde o fator L é uma função do tipo de solo. Seu valor depende da análise da vegetação e das condições de umidade do solo, o seu valor mais frequente é 0,5 (HUETE & WARRICK, 1990; ACCIOLY et al., 2002; BOEGH et al., 2002) e ρ_{IV} e ρ_V correspondem, respectivamente, às reflectâncias monocromáticas das bandas 4 e 3 do Landsat 5 TM.

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

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69-IVAS}{0,59}\right)}{0,91} \quad (32)$$

4.5.2 Emissividades da superfície

A emissividade da superfície é a razão entre a energia térmica irradiada pela superfície e a energia termal irradiada pelo corpo negro a mesma temperatura. São utilizadas duas emissividades no SEBAL. A primeira é uma emissividade que representa o comportamento da emissão termal a superfície em uma banda relativamente estreita (10,4 – 12,5 μm) do Landsat, expressa por ε_{NB} . A segunda denominada de ε_l e considera a emissividade no domínio da banda larga (5 – 100 μm). Segundo Allen et al. (2002), as emissividades ε_{NB} e ε_l podem ser obtidas, para NDVI > 0 e IAF < 3, segundo as equações empíricas:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 IAF \quad (33)$$

$$\varepsilon_l = 0,95 + 0,01 IAF \quad (34)$$

onde o valor de ε_{NB} e ε_l são iguais a 0,98 quando IAF \geq 3.

4.5.3 Temperatura da superfície

A temperatura da superfície é computada através da equação de Plank modificada:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB}K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (35)$$

Onde $K_1 = 607,76 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1260,56 \text{ K}$, estas são constantes de calibração para a banda 6 do Landsat 5 TM (Allen et al., 2002).

4.5.4 Os parâmetros do balanço de radiação à superfície

São obtidos identicamente aos descritos em 4.4.8.

4.5.5 Parâmetros do balanço de energia à superfície

O R_n é o saldo da quantidade de energia radiante que está disponível na superfície para aquecer o solo, aquecer o ar e para evaporar a umidade do solo. A equação do balanço de energia à superfície é basicamente demonstrada pelas variáveis previamente discutidas:

$$R_n = G_0 + H + LE \quad (36)$$

O SEBAL trata λE como um “resíduo” referente ao fechamento do balanço de energia e estima-o após o cômputo de G , H e R_n , assim:

$$LE = R_n - G - H \quad (37)$$

4.5.6 Fluxo de calor no solo

É calculado de forma idêntica ao descrito em 4.4.9.1

4.5.7 Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível é a taxa de perda de calor para a atmosfera por convecção ou condução, devido às diferenças de temperatura. Esta é a etapa mais delicada do SEBAL por envolver uma gama de pressupostos e considerações intrínsecos a sua estimativa. É calculado como função do gradiente de temperatura, rugosidade da superfície e da velocidade do vento, proposta pela seguinte equação:

$$H = \frac{\rho C_p dT}{r_{ah}} \quad (38)$$

Onde ρ é a densidade do ar (K m^{-3}), C_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura entre dois pontos próximos à superfície, e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m^{-1}). A solução se torna difícil, haja em vista que

existem duas variáveis desconhecidas, r_{ah} e dT . Para facilitar o seu cálculo faz-se necessário a utilização de dois pixels “âncoras” (onde se pressupõe que o valor de H pode ser previsto e a dT estimada) e da velocidade do vento em uma dada altura.

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor é calculada admitindo-se a condição atmosférica neutra, e expressada por:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u^* k} \quad (39)$$

onde z_1 e z_2 são as alturas em metros acima da superfície, as quais são consideradas como sendo, $z_1 = 0,1$ m e $z_2 = 2,0$ m (BASTIAANSSEN et al., 1998; ALLEN et al., 2002; TASUMI, 2003; SILVA & BEZERRA, 2006; ALLEN et al., 2007a). u^* é a velocidade de fricção (m s^{-1}) e k é a constante de von Karman (0,41).

Reúnem-se então os valores da velocidade do vento (u) e da altura média da vegetação — h (m), provenientes de uma estação meteorológica próxima ao local de estudo. Inicialmente se calcula o coeficiente de rugosidade, segundo a equação de Brutsaert (1982):

$$Z_{0m} = 0,12 h \quad (40)$$

A velocidade de fricção u^* (m s^{-1}) é estimada através do perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u^* = \frac{k u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{Z_{0m}}\right)} \quad (41)$$

Onde u_x é a velocidade do vento na altura Z_x .

Em seguida, estima-se a velocidade do vento u_{200} , a 200 metros de altura, pois se assume que todos os pixels têm o mesmo valor, uma vez que os efeitos de rugosidade da superfície se tornam desprezíveis neste nível. Assim,

$$u_{200} = u^* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)}{k} \quad (42)$$

A partir deste ponto é possível à obtenção da velocidade de fricção para cada pixel da cena, através da equação:

$$u^* = \frac{k u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad (43)$$

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

$$Z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62 IVAS) \quad (44)$$

Uma série de interações é necessária para se determinar o valor da resistência aerodinâmica para cada período do processo, que considera o impacto da instabilidade em r_{ah} e H . Admitindo-se ainda a condição de neutralidade, estima-se então a resistência aerodinâmica novamente pela equação (39).

Para se calcular o fluxo de calor sensível, a diferença de temperatura próxima a superfície (dT) para cada pixel deve ser determinada. O SEBAL computa dT para cada pixel assumindo uma relação linear entre dT e T_s (temperatura da superfície):

$$dT = b + aT_s \quad (45)$$

onde b e a são obtidos a partir dos pixels âncoras (quente e frio). A linearidade de dT em função de T_s é o maior pressuposto do SEBAL. No entanto, análises de Bastiaanssen e de outros pesquisadores indicam que essa hipótese parece válida para a maioria das situações.

O pixel “frio” da imagem é escolhido admitindo-se que este se encontra em uma área bem irrigada, onde se assume que o fluxo de calor sensível é nulo ($H_{frio} = 0$) e portanto a diferença de temperatura é nula, e o fluxo de calor latente LE_{frio} é dado por:

$$LE_{frio} = R_n - G \quad (46)$$

O pixel “quente” é escolhido em uma área com grande exposição a um solo seco e sem vegetação, onde se assume que o fluxo de calor latente é nulo ($LE_{quente} = 0$) e o fluxo de calor sensível H_{quente} é dado por:

$$H_{quente} = \frac{\rho c_p (a+bT_s)}{r_{ah}} \quad (47)$$

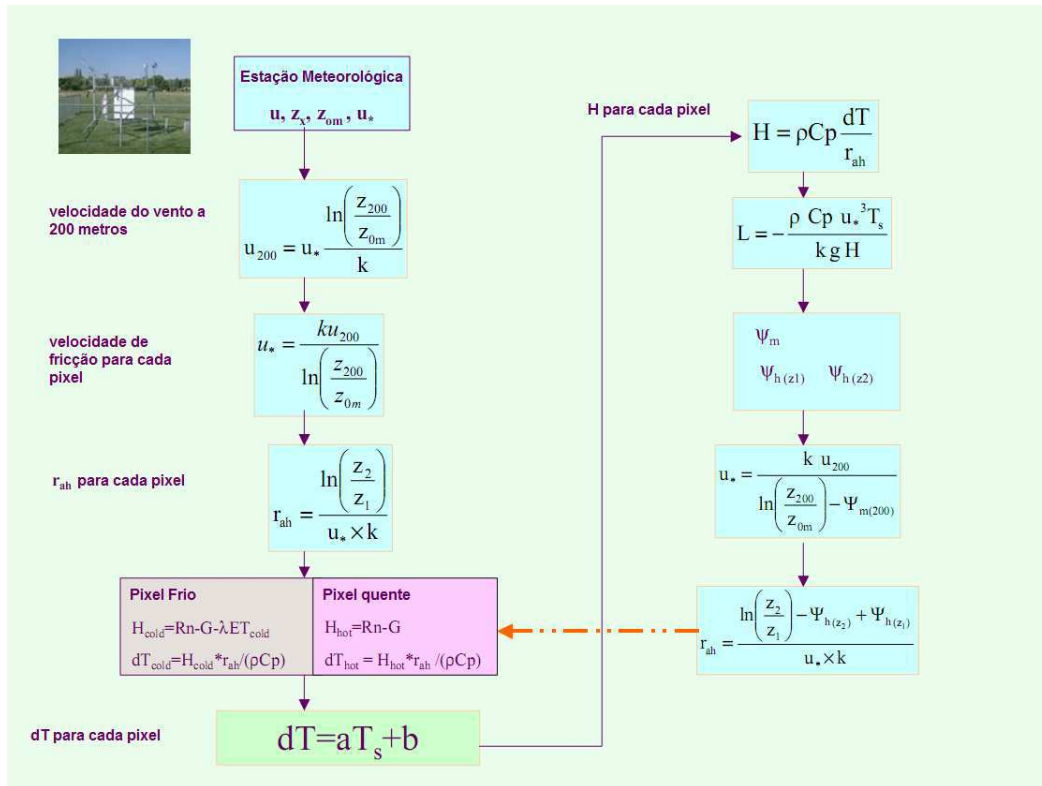


Figure 6 – Fluxograma do processo iterativo para o cálculo do fluxo de calor sensível (H). Adaptado de Allen, 2002.

Obtido o valor inicial de H para cada pixel, se recomeça o processo da Figura 6 com o intuito de refinar o seu valor a cada interação, corrigindo o efeito de instabilidade em cada pixel, até o valor de r_{ah} estabilizar. Neste sentido aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, o qual é computado em função dos fluxos de calor e de momentum e é expresso (BASTIAANSEN, 1995; MORSE et al, 2000; ALLEN et al., 2002; TIMMERMANS et al., 2007; BEZERRA et al., 2008) por:

$$L = -\frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{k g H} \quad (48)$$

onde ρ , C_p , u^* e T_s já foram definidos anteriormente, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ m.s}^{-1}$) e H é o valor do fluxo de calor sensível a cada interação do processo. Os valores de L definem as condições de estabilidade obedecendo aos seguintes critérios: $L < 0$, para uma atmosfera considerada instável; $L > 0$, para atmosfera considerada estável e $L = 0$ para a atmosfera 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. Calculadas a partir das formulações (BASTIAANSEN, 1995; MORSE et al, 2000; ALLEN et al., 2002; FEITOSA, 2005; BEZERRA et al.,2008) a seguir:

Quando $L < 0$ (condição de instabilidade):

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{200m}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x_{200m}^2}{2}\right) - 2 \arctan(x_{200m}) + 0,5\pi \quad (49a)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{2m}^2}{2}\right) \quad (49b)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{0,1m}^2}{2}\right) \quad (49c)$$

Onde:

$$x_{100m} = \left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad (50a)$$

$$x_{2m} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (50b)$$

$$x_{0,1m} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (50c)$$

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

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{200}{L}\right) \quad (51a)$$

$$\psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (51b)$$

$$\psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (51c)$$

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

O valor corrigido para a velocidade de fricção para cada sucessiva interação é dado por:

$$u^* = \frac{u_{200} k}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right) - \psi_{m(200m)}} \quad (52)$$

Onde $\psi_{m(200m)}$ é a correção de estabilidade para o transporte de momentum a 200 metros da superfície.

O valor corrigido para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} é computado nesta fase como:

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u^* k} \quad (53)$$

Onde u^* e r_{ah} retornam ao cômputo da diferença de temperatura, repetem-se os cálculos até que dT e R_{ah} alcancem a estabilidade.

4.5.8 Fluxo de calor latente

O fluxo de calor latente é a taxa de perda de calor da superfície devido ao processo de evapotranspiração. É calculado em função do saldo de radiação e dos outros fluxos:

$$LE = R_n - G - H \quad (54)$$

Onde os valores dos fluxos correspondem ao instante da passagem do satélite.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Para a avaliação e validação do S-SEBI para fins de balanço de radiação e energia, foram produzidos mapas temáticos tanto do algoritmo S-SEBI como do algoritmo SEBAL, os quais estimam o albedo, IVDN, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente. Visando as consequências acarretadas pelo desmatamento, estes mapas destacam duas áreas distintas, uma área focada no Cerrado e outra sobre o cultivo de cana-de-açúcar, de onde foram extraídas as médias aritméticas de cada área. Daí é feita uma comparação entre os algoritmos e os dados de superfície a fim de validar o algoritmo S-SEBI.

5.1 Componentes do balanço de radiação

5.1.1 Albedo

Os mapas temáticos do albedo da superfície estão dispostos nas Figuras 7 a 13, para os dias 22 de fevereiro, 11 de abril, 29 de maio, 14 de junho, 16 de julho, 01 de agosto e 21 de novembro, respectivamente. Apenas um mapa para cada dia será apresentado, pelo fato de ambos algoritmos estimarem este parâmetro da mesma maneira. Através destas imagens é possível notar o comportamento desta variável, para cada bioma, durante o ano.

Na Figura 7 o albedo de superfície ficou compreendido na faixa entre 9 % e 13 % para o Cerrado, sendo inferior ao encontrado por Boegh (2002) de 18 % para vegetações densas. O albedo variou entre 16 % e 20 % para a área de cana-de-açúcar, assemelhando-se aos resultados obtidos por Allen (2002a) para a área de cultura de milho, entre 14 % e 17 % e para cultura de arroz entre 17 % e 22 %. As classes encontradas para o Cerrado e cana-de-açúcar são as que predominam em toda a cena. Identificam-se ainda áreas com albedo entre 24 % e 27 %.

O albedo de corpos hídricos permaneceu abaixo de 9 %, concordando com o resultados obtidos por Silva (2005) que variaram entre 8 % e 9 % no Lago de Sobradinho e no leito do rio São Francisco, o quais concordam com OKE (1987) que encontrou albedo entre 3 % a 10 % para a água. Santos (2009) em sua pesquisa sobre os fluxos de calor e evapotranspiração em áreas agrícolas mostrou que o rio Jacuí e outros corpos de água

tinham valores inferiores a 12 %. Meireles (2007) obteve albedos que variam entre 3 % e 10% para corpos hídricos da bacia do Acaraú no Ceará. De acordo com Wang (2006) os ecossistemas com mais disponibilidade de água têm menores albedos.

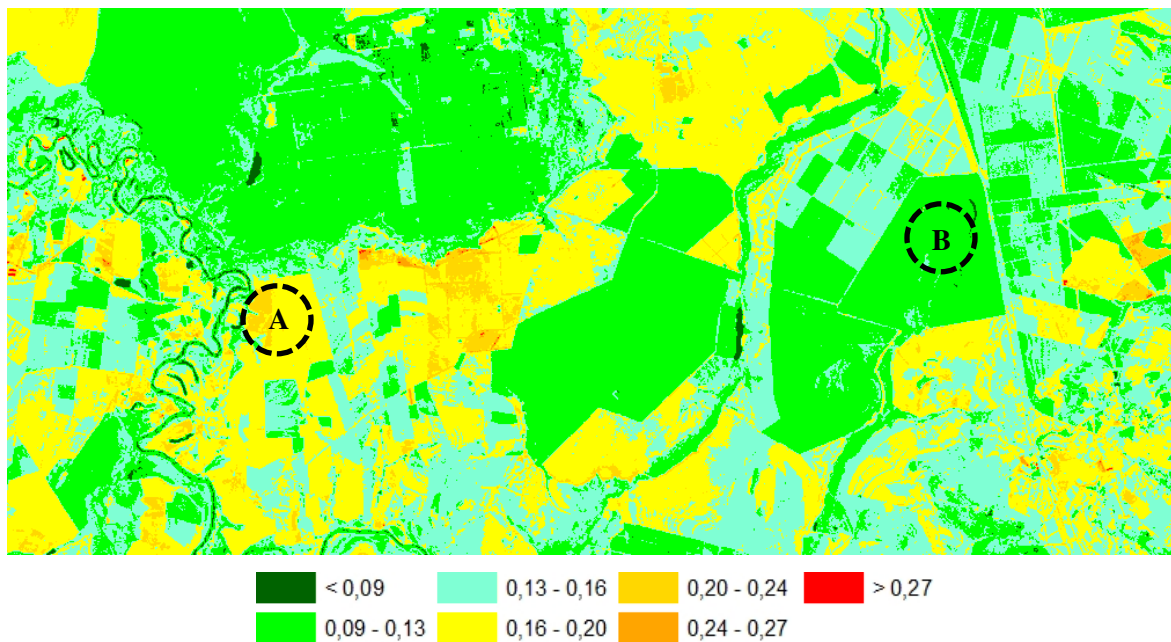


Figura 7 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Na Figura 8 o albedo para toda a cena é menor em relação à imagem anterior, não apresentando praticamente nenhuma área com albedo entre 24-27 %. No geral as áreas de Cerrado e de cana-de-açúcar permanecem com os mesmos valores de albedo.

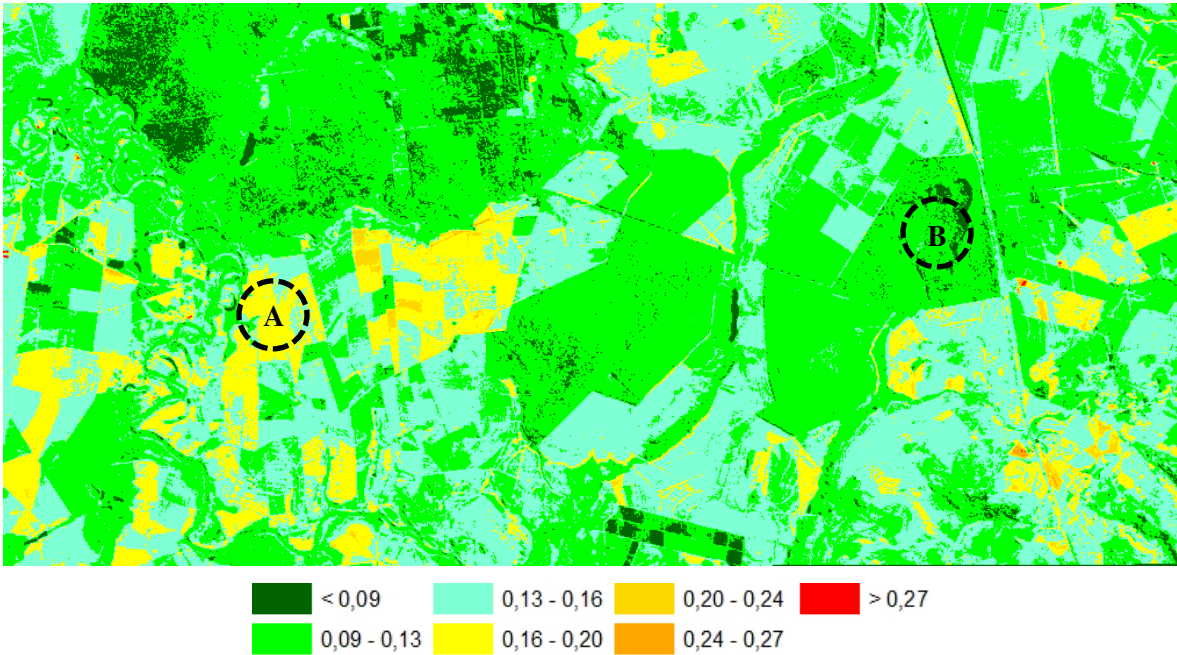


Figura 8 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

No dia 29 de maio o albedo tende a ser menor (Figura 9), apesar de apresentar áreas com albedos superiores a 24 % (áreas em cor laranja) e 27 % (áreas em cor vermelha), que possivelmente representam áreas agrícolas. O padrão da cana-de-açúcar se mantém em 16 % e 20 %, enquanto a do Cerrado diminui, sendo inferior a 9 %.

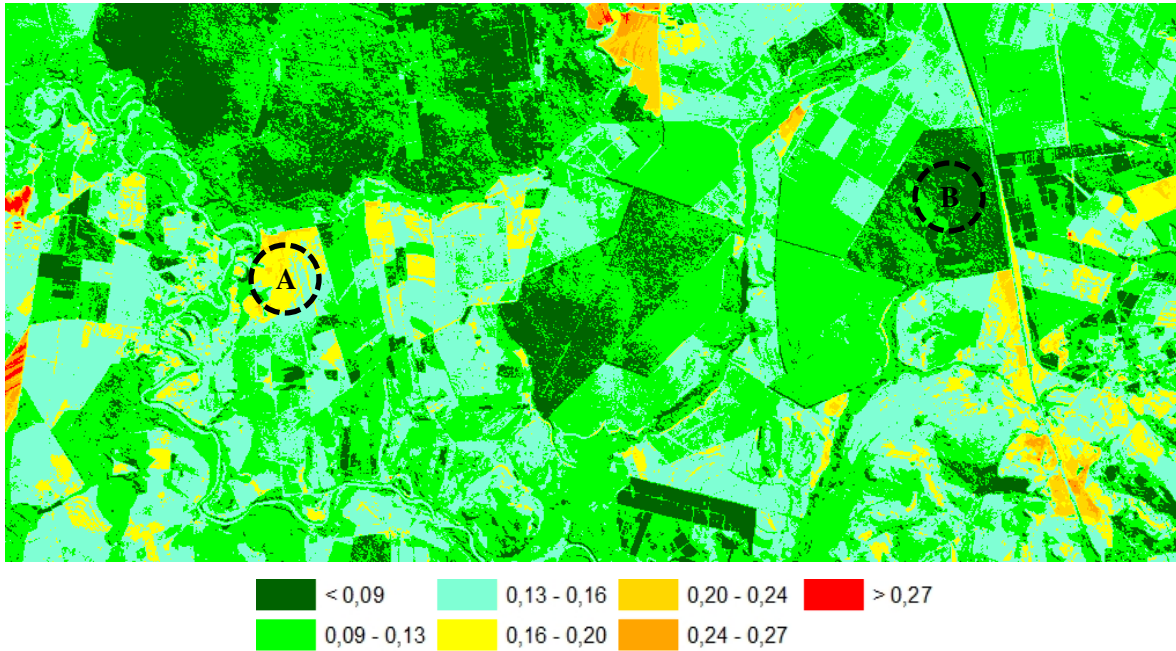


Figura 9 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Tem-se um leve aumento do valor do albedo para o bioma de Cerrado no período de junho (Figura 10), atingindo a faixa entre 9 % e 13 %, apesar do restante das áreas continuarem com o mesmo padrão do mês de maio ou um pouco menor.

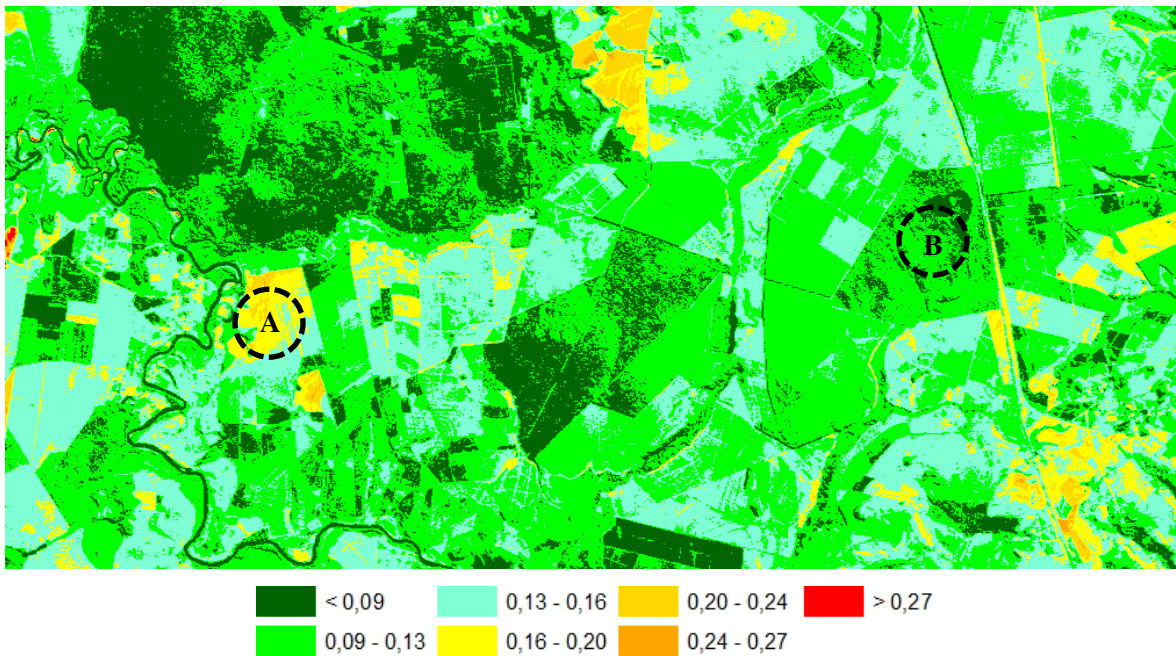


Figura 10 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

As Figuras 11 e 12 demonstram albedos semelhantes para toda a cena e evidenciam os valores mínimos de albedo dentre as imagens analisadas, abrangendo regiões maiores.

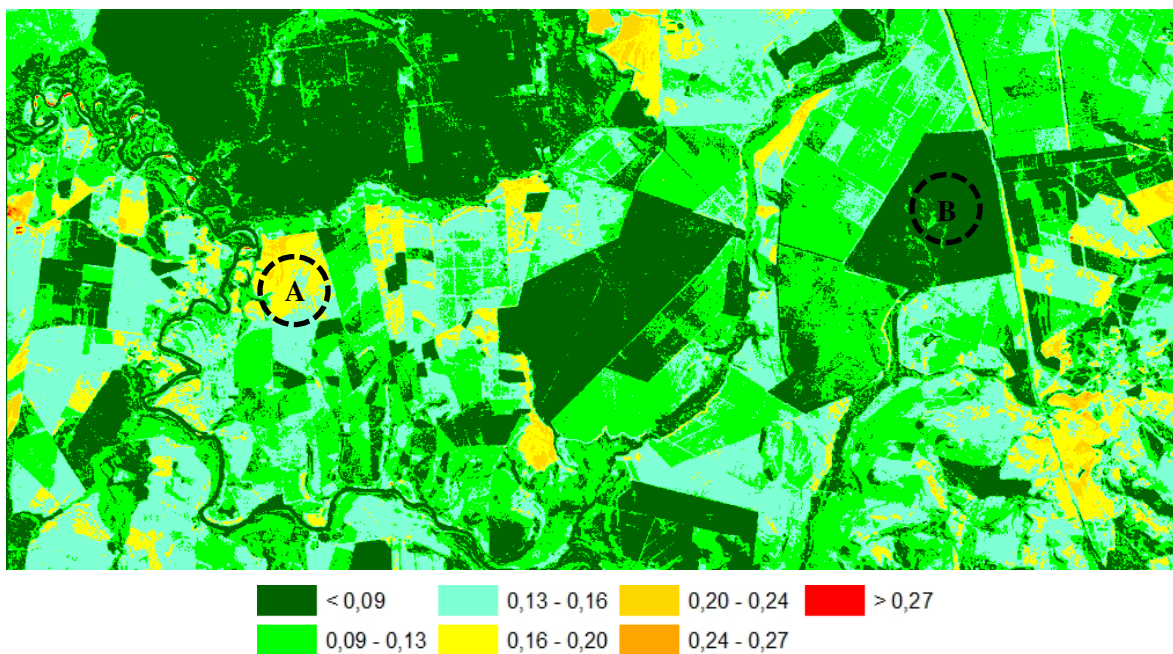


Figura 11 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 16 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

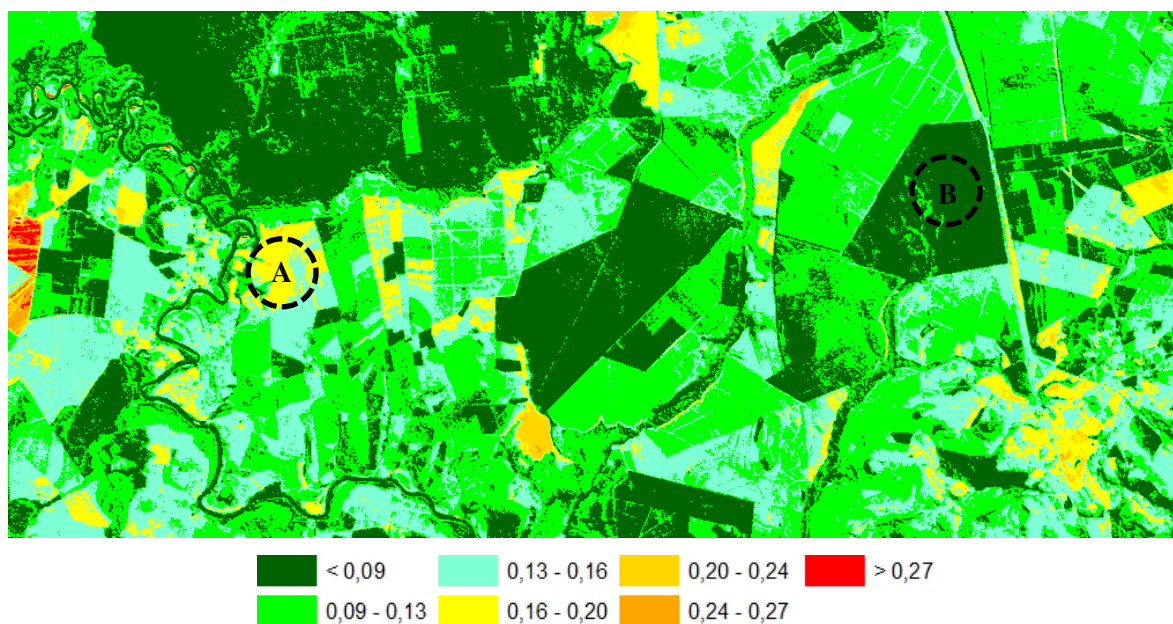


Figura 12 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

A faixa de albedo acima de 27 % fica explícita em parte da imagem, o qual será mostrado posteriormente que o valor do IVDN nesta região é baixo, devido ao recente desmatamento realizado neste período (Figura 13), caracterizando uma área agrícola. Estes resultados corroboram com Santos & Silva (2010), que encontram um albedo médio de 21 % e um IVDN médio de 0,11 para áreas com solo exposto. Santos (2009) evidenciou que as áreas com solo exposto ficaram compreendidas acima de 23 %, e estudos de Silva (2005) ressaltaram valores da ordem de 30 % a 45 %, os quais concordam com OKE (1987), com valores que atingem 40 % para o deserto. Devido a maior incidência de radiação, o valor do albedo se eleva, o qual a faixa 9-13% é a correspondente ao bioma de Cerrado e 13-16% a de cana-de-açúcar. Algumas partes da área agrícola de cana-de-açúcar foram caracterizadas todo o ano pela presença de valores entre 16 % e 20%.

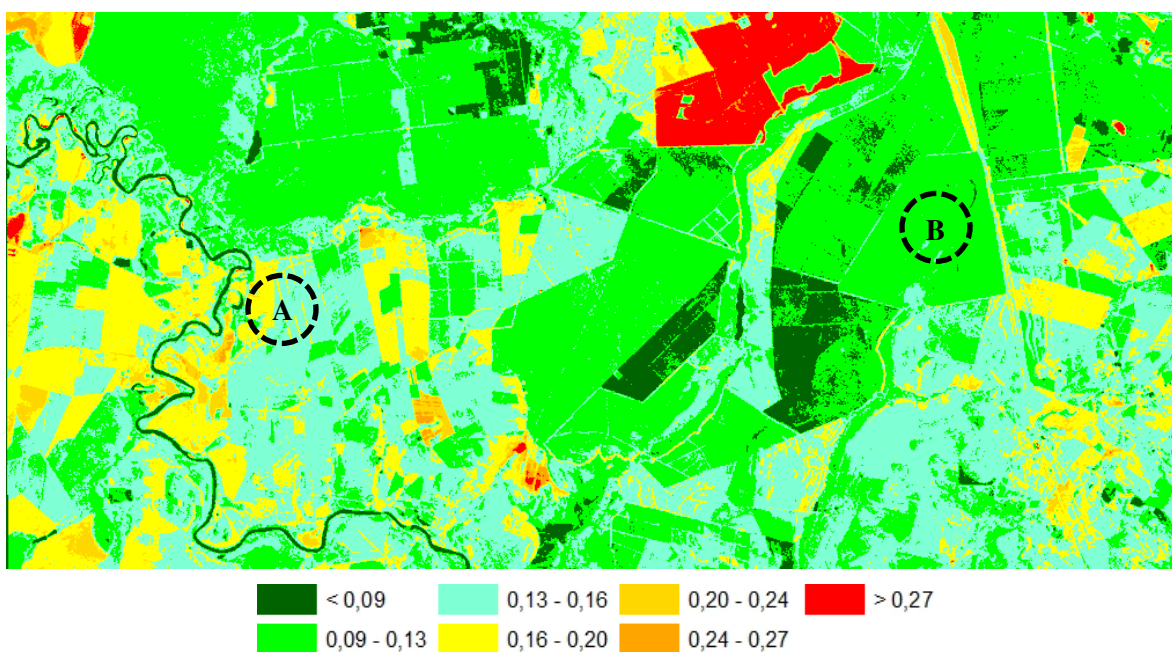


Figura 13 – Albedo da superfície [adimensional] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

5.2 Índice de vegetação por diferença normalizada – IVDN

O IVDN serve como norteador dos aspectos provenientes do desmatamento, além de caracterizar os padrões de cada bioma durante o ano. Assim como o albedo o procedimento para se estimar o IVDN é idêntico para ambos os algoritmos.

Inicialmente é analisado o mapa temático de IVDN para o dia 22 de fevereiro (Figura 14), onde os valores predominantes se encontram entre 0,6 e 0,8. Enquanto o Cerrado se apresenta na classe dos valores predominantes, a região de cana-de-açúcar fica compreendida entre os valores 0,5, e 0,7.

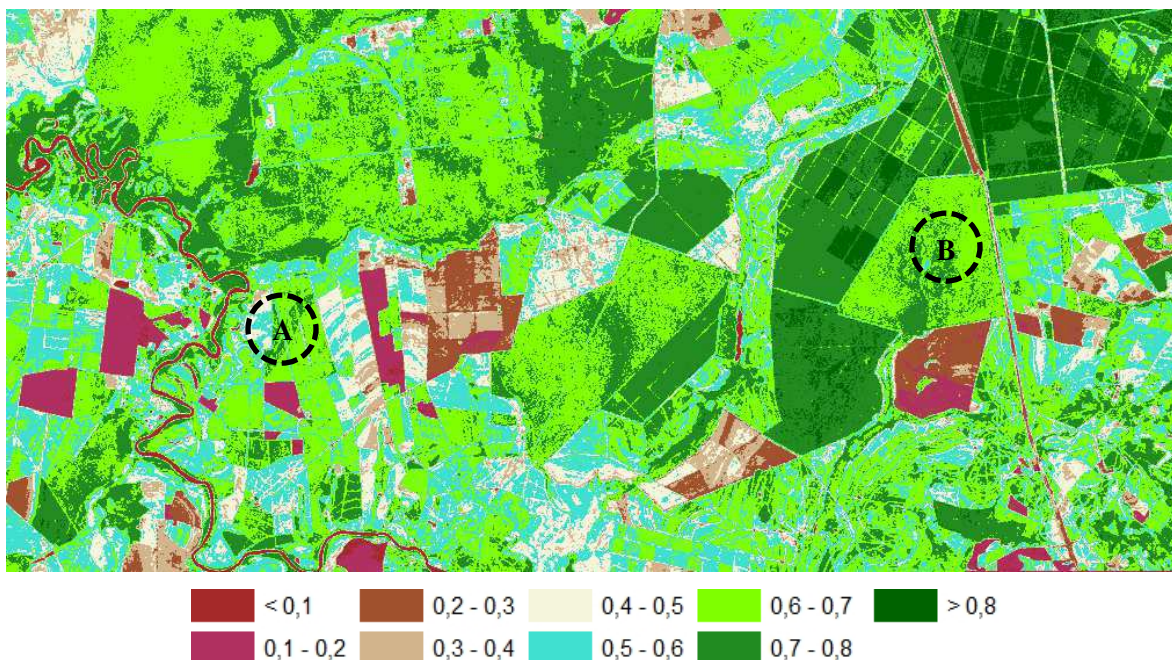


Figura 14 – IVDN [adimensional] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Na Figura 15 o IVDN aumenta para as áreas que estavam desmatadas na cena, sugerindo o crescimento da vegetação. Mesmo assim, o IVDN continua igual para ambos os biomas.

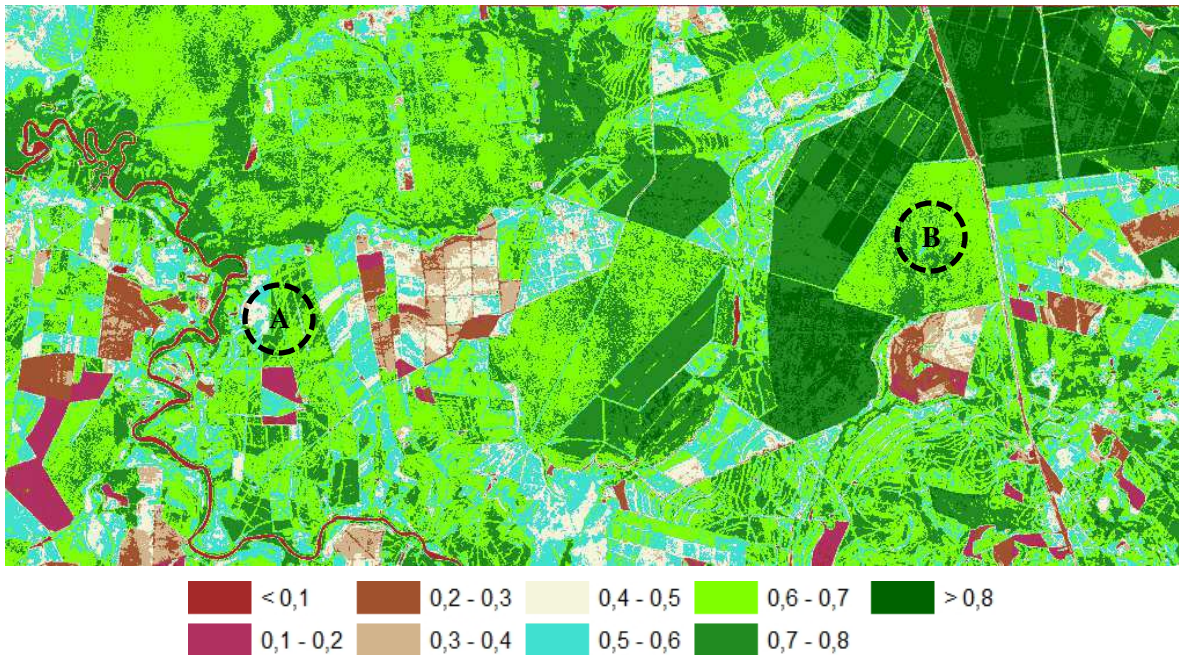


Figura 15 – IVDN [adimensional] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

O desmatamento devido à colheita é identificado na Figura 16 (dia 29 de maio) para a área de cana-de-açúcar devido ao seu baixo valor de IVDN (inferior a 0,2), concordando com o valor de 0,1 para solo exposto encontrado por Santos & Silva (2009), enquanto que o seu valor mínimo na cena anterior (Figura 15) se igualava a 0,5. Gomes (2009) descreveu este evento, o qual aconteceu especificamente no dia 14 de abril de 2005, indicando que a queima da cana ocorreu e que esta foi cortada a seguir, sendo deixadas as suas folhas sobre o solo. Referindo-se ao Cerrado, o IVDN se concentrou entre 0,6 e 0,7.

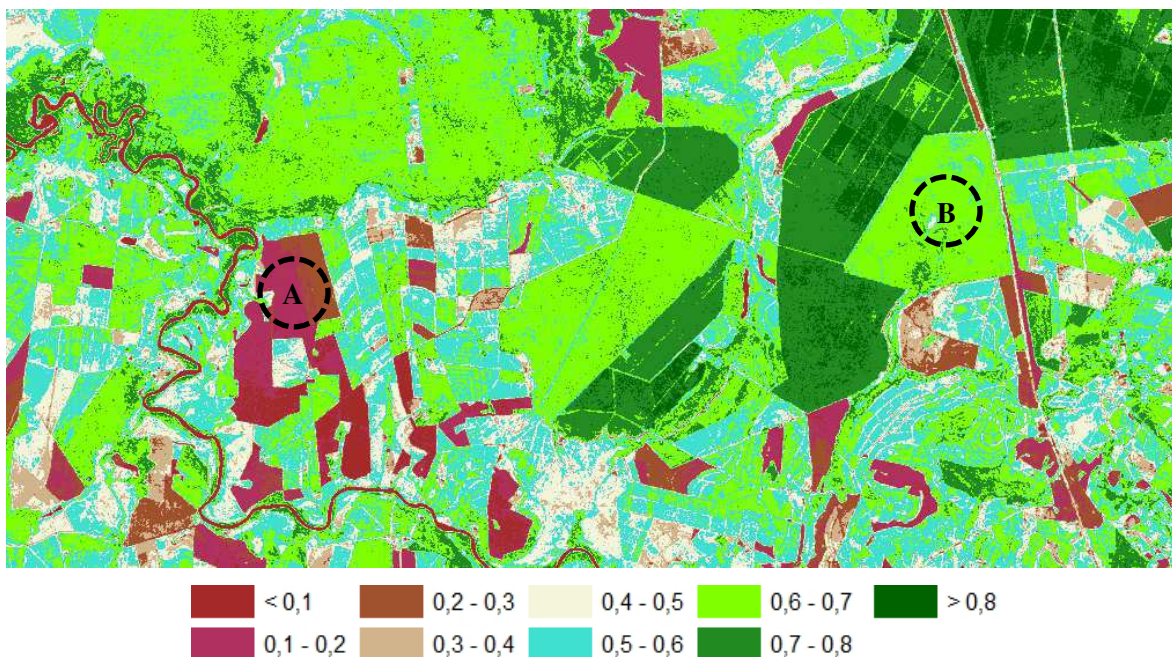


Figura 16 – IVDN [adimensional] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

No dia 14 de junho (Figura 17) o IVDN para a área de cana-de-açúcar apresenta um valor maior, atingindo até 0,4. O IVDN do Cerrado tem uma leve alteração, compreendendo valores entre 0,5 e 0,7.

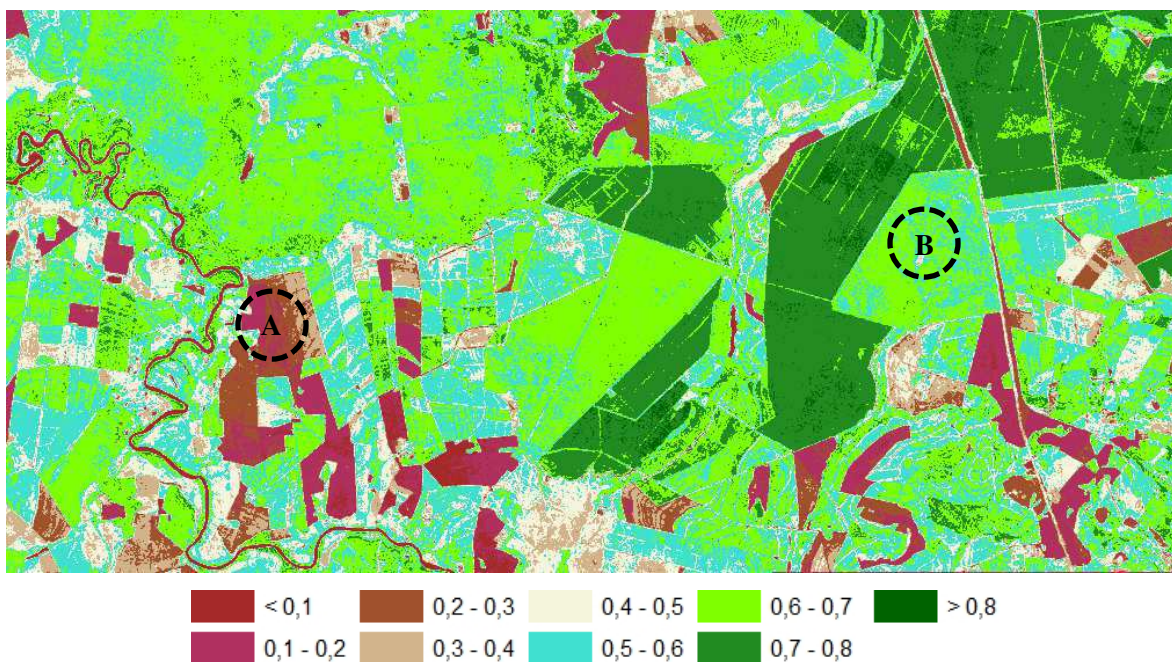


Figura 17 – IVDN [adimensional] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Na Figura 18, a área do Cerrado com os mesmos valores, apesar da faixa 0,5-0,6 ficar mais evidente que na imagem do dia 14 de junho. Na área da cana-de-açúcar a vegetação continua se reestabelecendo e apresentando um mínimo agora de 0,2 e atingindo 0,5.

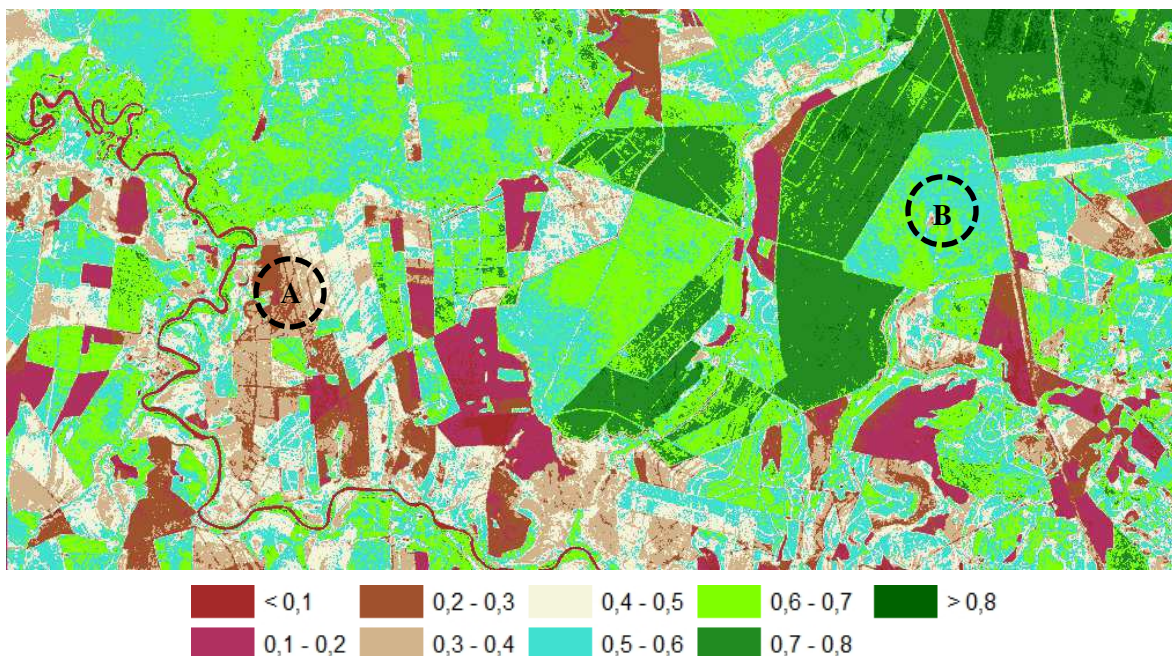


Figura 18 – IVDN [adimensional] para o dia 16 de julho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

No geral o mapa temático de albedo do dia 01 de agosto (Figura 19) se manteve praticamente o mesmo, com uma maior abrangência da faixa entre 0,5 e 0,6 e um pequeno crescimento da vegetação para as áreas que estavam mais degradadas.

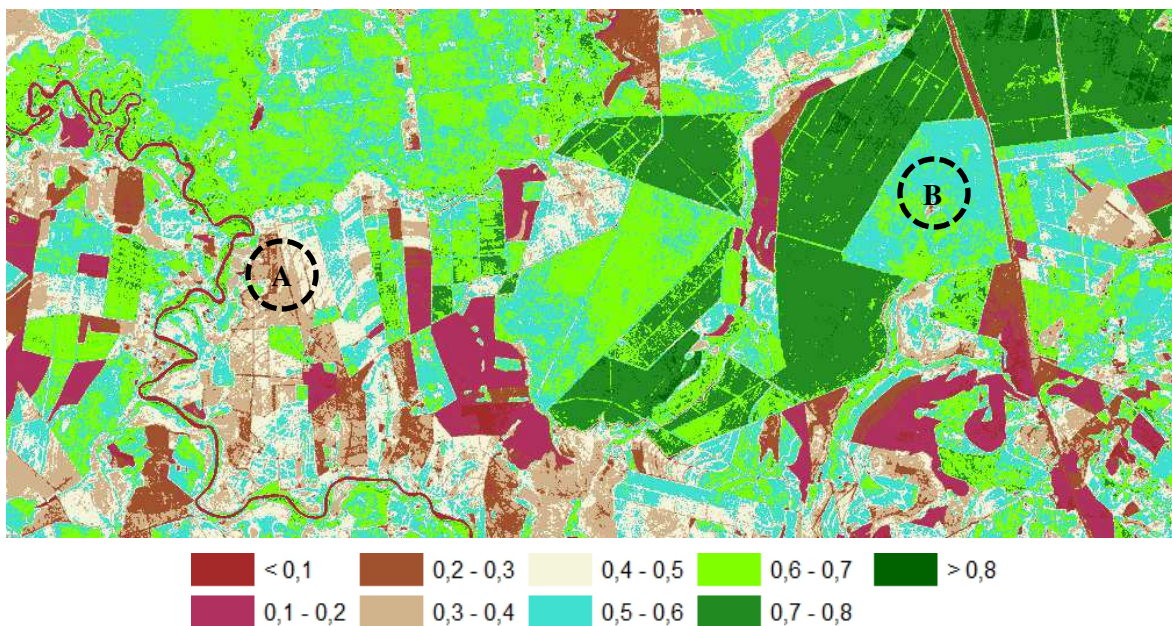


Figura 19 – IVDN [adimensional] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

O último mapa (Figura 20) mostra nitidamente a presença de vegetação em quase toda a cena, com valores bastante expressivos, desde a região da cana-de-açúcar entre 0,5 e 0,7 e a região do Cerrado entre 0,7 e 0,8, concordando com o trabalho de Santos & Silva (2010), que demonstraram que as áreas com vegetação densa poderiam atingir um valor igual a 0,82. Santos (2009) por sua vez encontrou valores entre 0,75 e 0,95 para as áreas com predomínio de cultivos agrícolas irrigados. Em Petrolina, foram observados em áreas irrigadas de fruticultura valores entre 0,7 e 0,9 (BEZERRA, 2006), enquanto Nicacio (2008) apresentou valores entre 0,48 e 0,82 para o mesmo tipo de região neste mesmo município. Salienta-se na imagem uma área sem vegetação, a qual acarretou em um expressivo albedo (acima de 27%) para este dia.

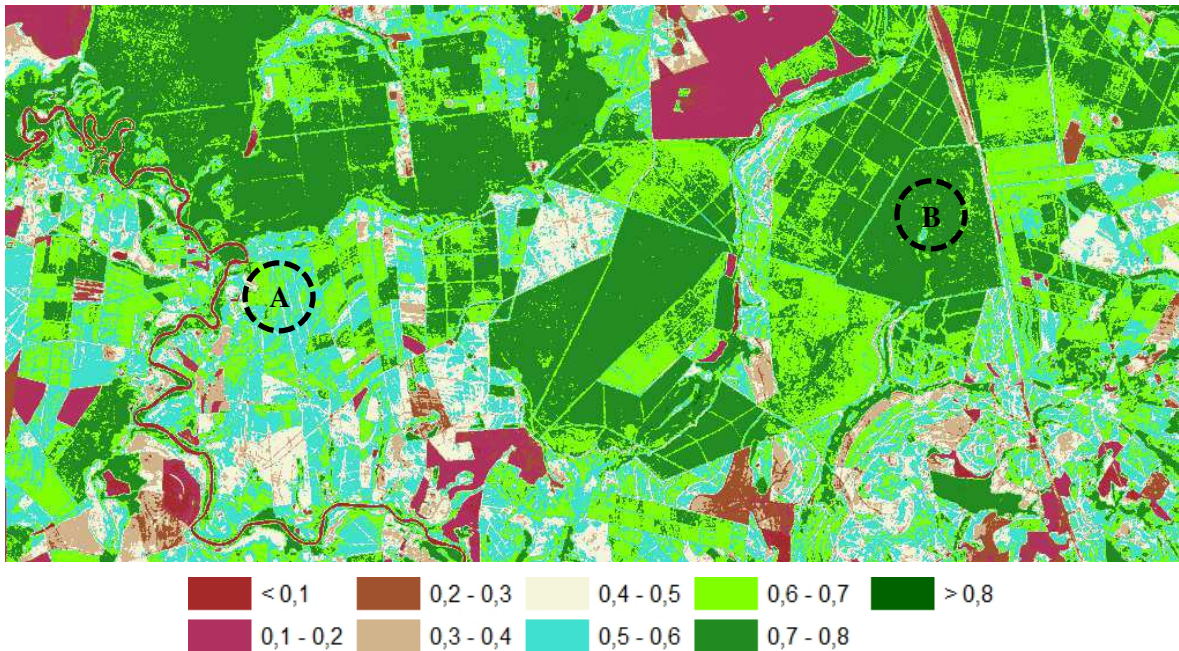


Figura 20 – IVDN [adimensional] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

5.3 Temperatura da superfície

A seguir podem ser visualizados os mapas temáticos de temperatura da superfície, gerados através dos algoritmos SEBAL e S-SEBI.

Os algoritmos estimaram as temperaturas da superfície, do dia 22 de fevereiro, de forma similar (Figura 21). O bioma do Cerrado apresentou uma temperatura entre 295 K e 298 K e na área de cana-de-açúcar entre 295 K e 301 K. Havendo uma pequena diferença de temperatura entre os dois biomas. O predomínio de temperatura para a cana foi entre 295 K e 298 K e temperaturas máximas acima de 307 K, nas áreas recentemente desmatadas.

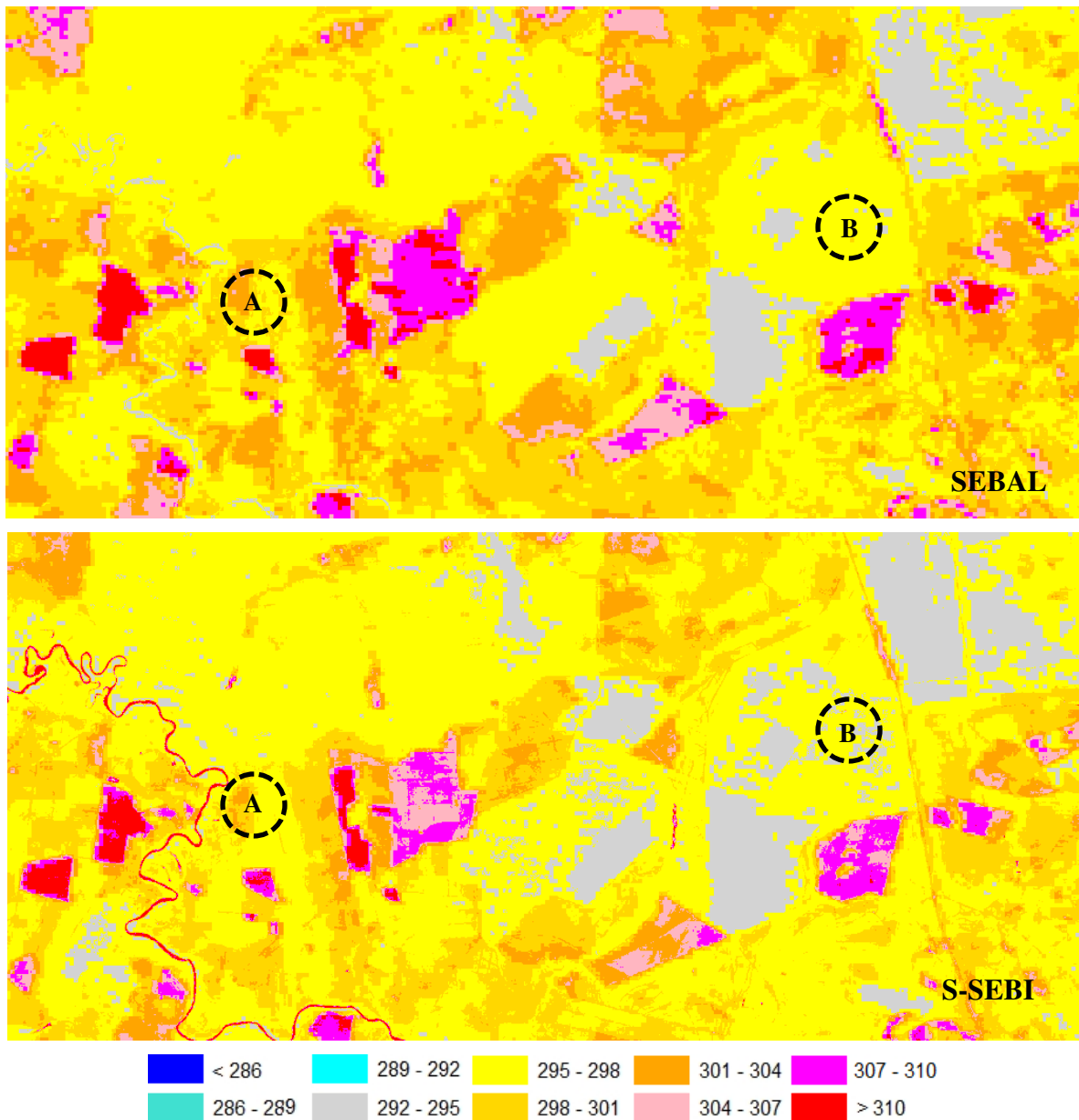


Figura 21 – Temperatura da superfície [K] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Na Figura 22 as temperaturas diminuem nas áreas desmatadas, pois não existe mais uma grande exposição do solo e os padrões permanecem o mesmo para os dois biomas.

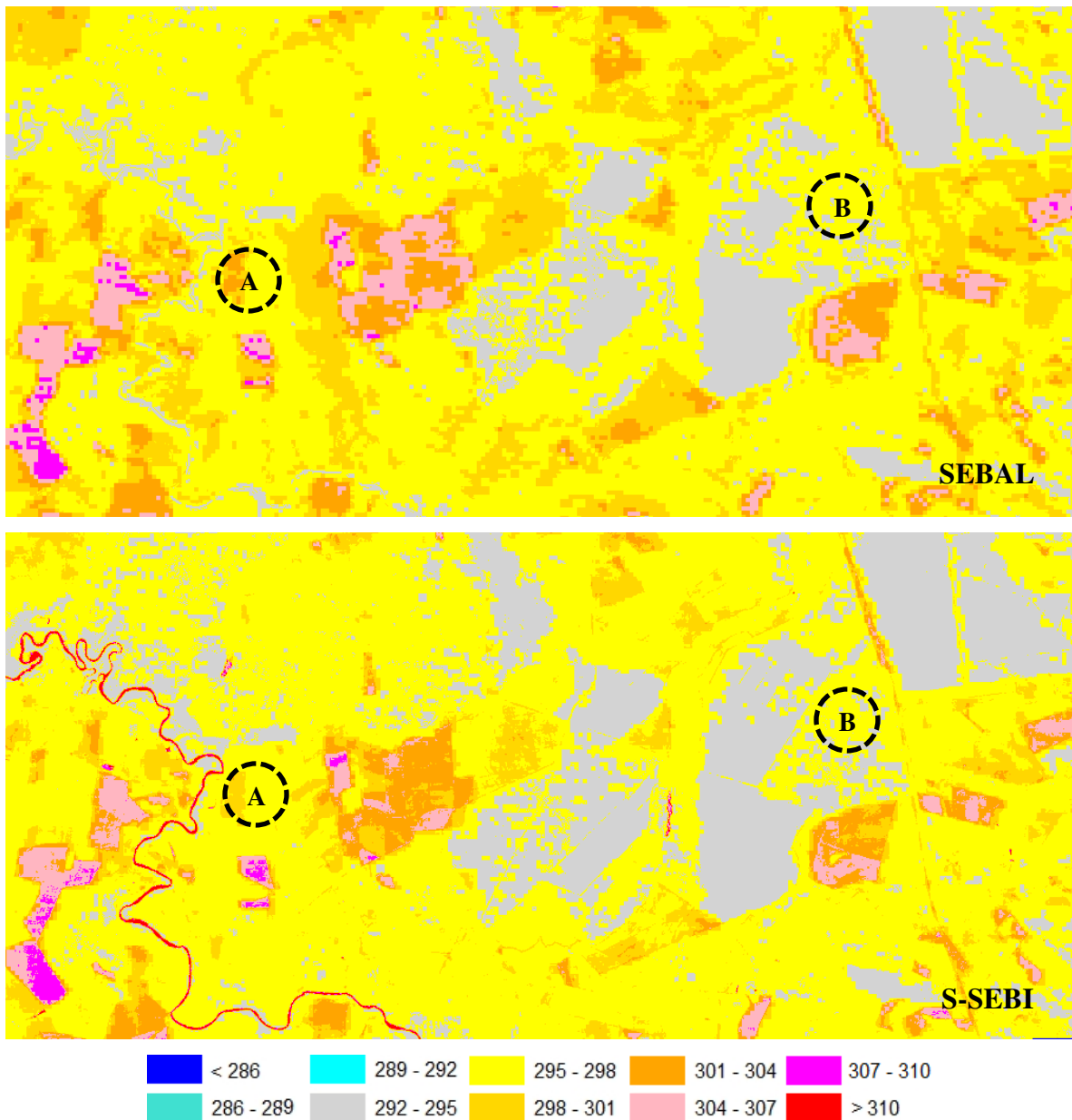


Figura 22 – Temperatura da superfície [K] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

A temperatura no dia 29 de maio (Figura 23) difere entre os algoritmos. O SEBAL estima valores entre 289 K e 292 K, para quase todo recorte, inclusive para o Cerrado e para a área da cana-de-açúcar entre 292 K e 301 K. O S-SEBI diferencia melhor as áreas da cana, caracterizando a área de cana-de-açúcar com valores entre 295 K e 304 K e o Cerrado entre 292 K e 295 K. As temperaturas diminuem em ambas as figuras, em relação às do mês de abril, pois o período tende a ficar mais frio.

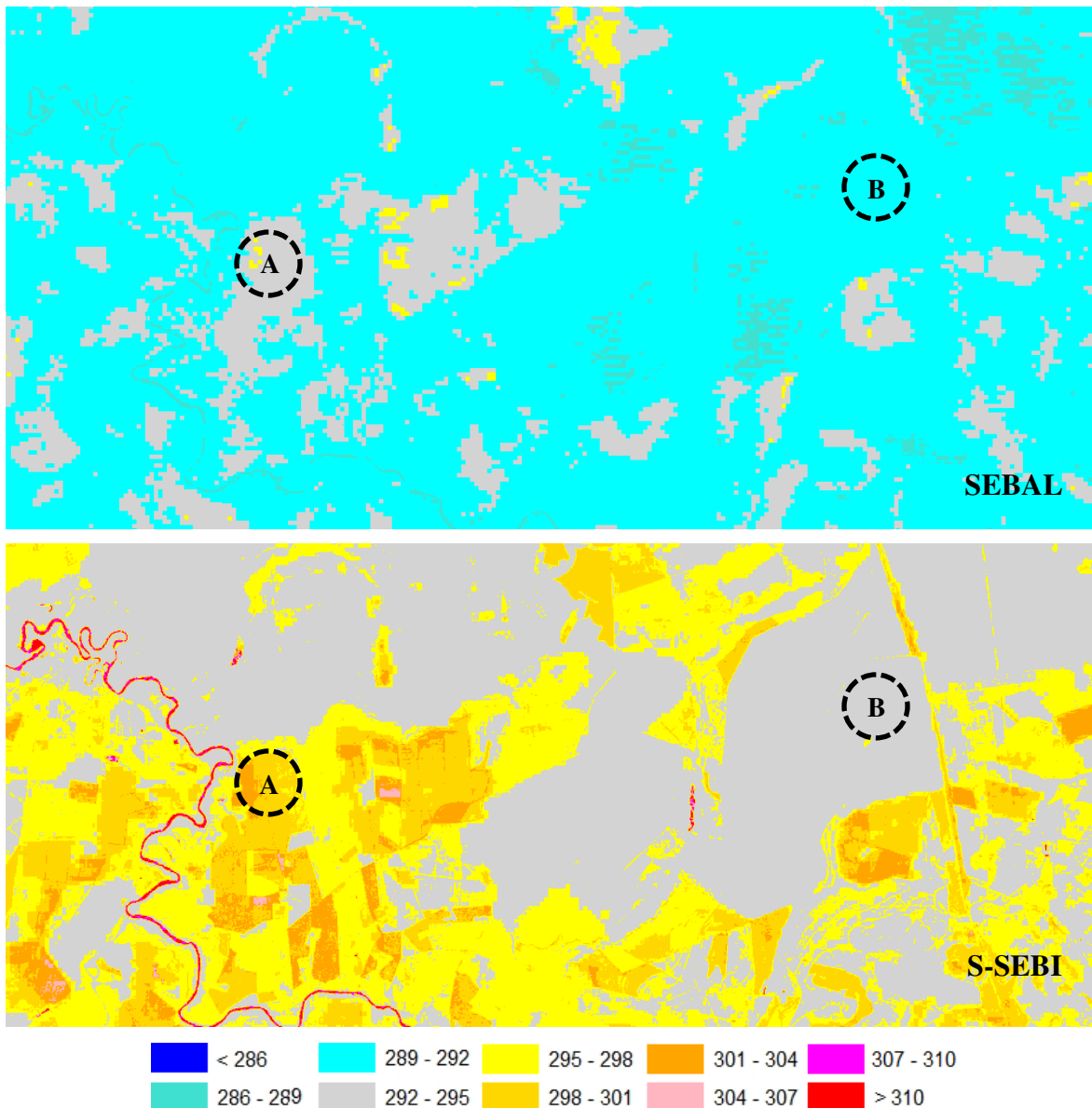


Figura 23 – Temperatura da superfície [K] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

A temperatura continua a diminuir e enquanto o Cerrado apresenta temperaturas relativamente frias (289-292 K), a região de cana-de-açúcar ainda se mantém quente com valores entre 295 K e 298 K pelo SEBAL e entre 298 K e 301 K pelo S-SEBI (Figura 24).

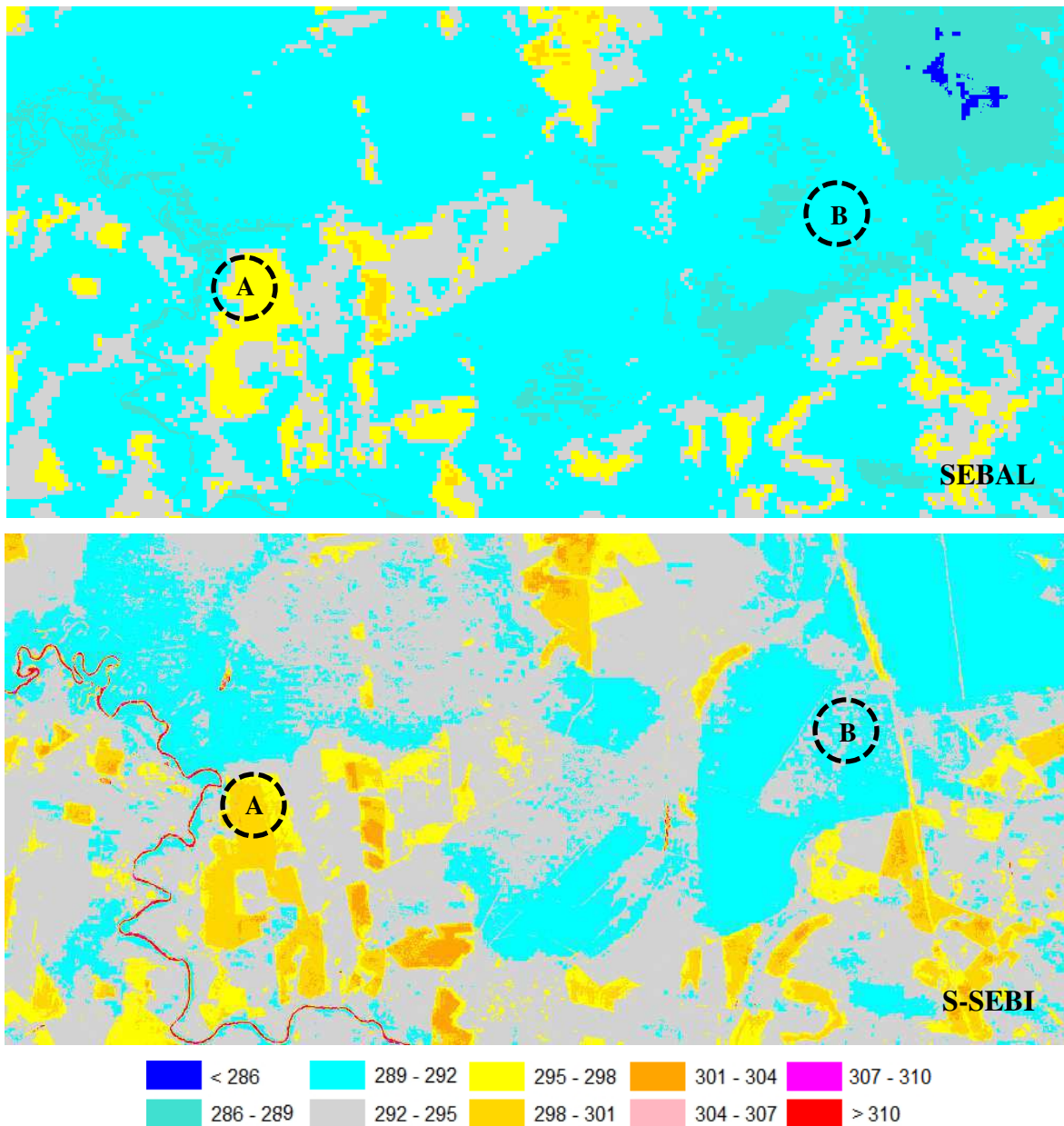


Figura 24 – Temperatura da superfície [K] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Na Figura 25 a temperatura da superfície para o bioma do Cerrado se comporta similarmente entre os dois algoritmos, com valores entre 289 K e 292 K. Na localidade da cana-de-açúcar os valores diferem um pouco, enquanto o SEBAL estimou valores entre 295 K e 298 K o S-SEBI estimou entre 295 K e 301 K. Nota-se a predominância de temperaturas entre 289 K e 292 K pelo SEBAL, enquanto o S-SEBI, aparentemente, define melhor as temperaturas de cada área da cena apesar de superestimar os valores da

temperatura da superfície de corpos hídricos, devido às correções da temperatura de superfície impostas pela metodologia do S-SEBI. As temperaturas da superfície predominantes estimadas pelo S-SEBI estão compreendidas entre três classes, 289-292 K, 292-295 K e 298-301 K.

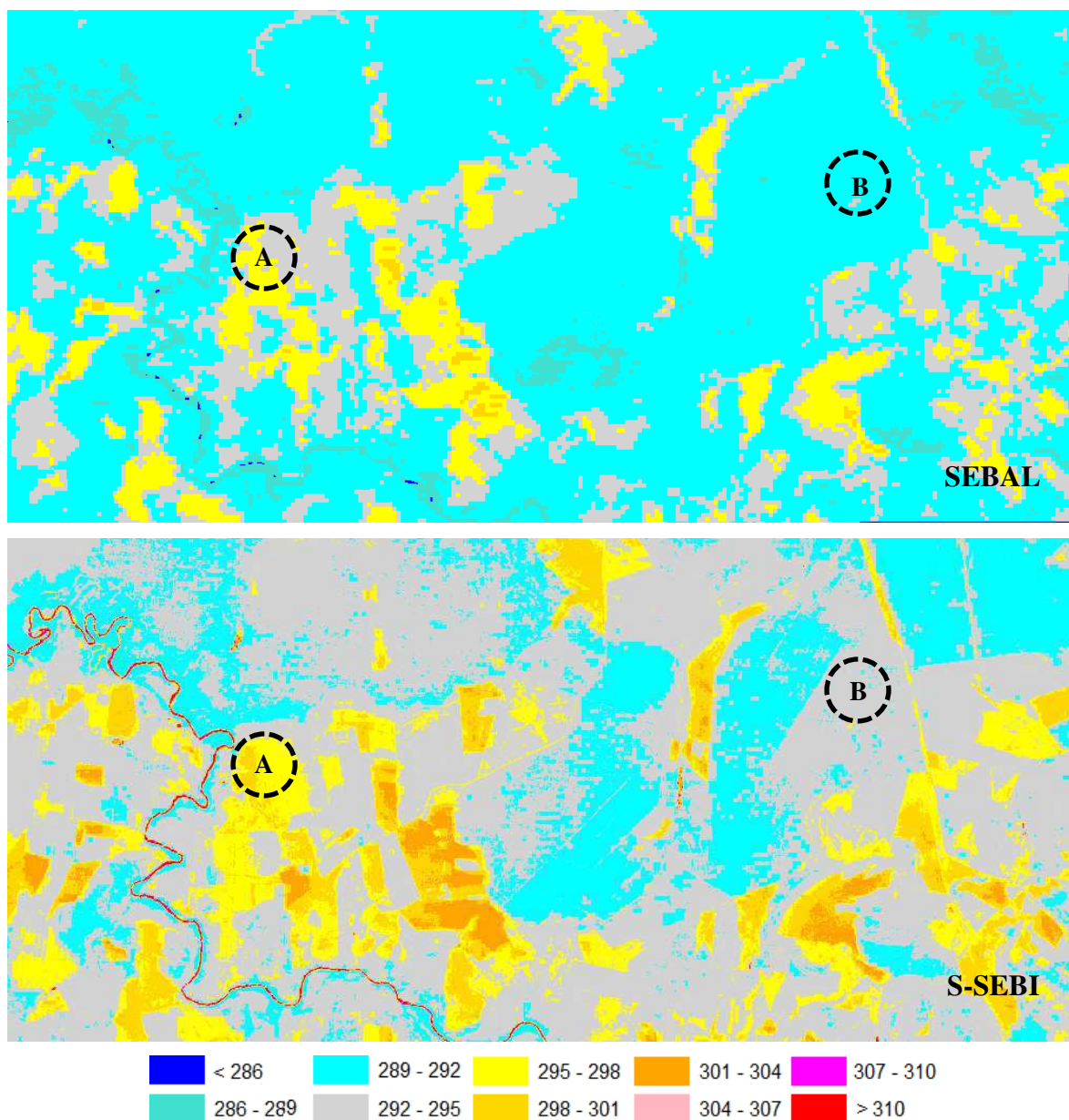


Figura 25 – Temperatura da superfície [K] para o dia 16 de julho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Durante o inverno, o Cerrado apresenta temperaturas mais baixas que as do bioma de cana-de-açúcar. As Figuras 26 e 27 não diferem muito por estarem em um período

próximo, exibindo temperaturas para o Cerrado entre 289 K e 292 K e entre 292 K e 298 K para a região de cana-de-açúcar pelo algoritmo SEBAL. As imagens modeladas através do S-SEBI mostram de maneira geral os dois biomas mais quentes que os apresentados pelo SEBAL. O SEBAL estima a mesma faixa de temperatura para o Cerrado desde maio, as estimativas do S-SEBI por sua vez sofrem modificações ao longo do tempo.

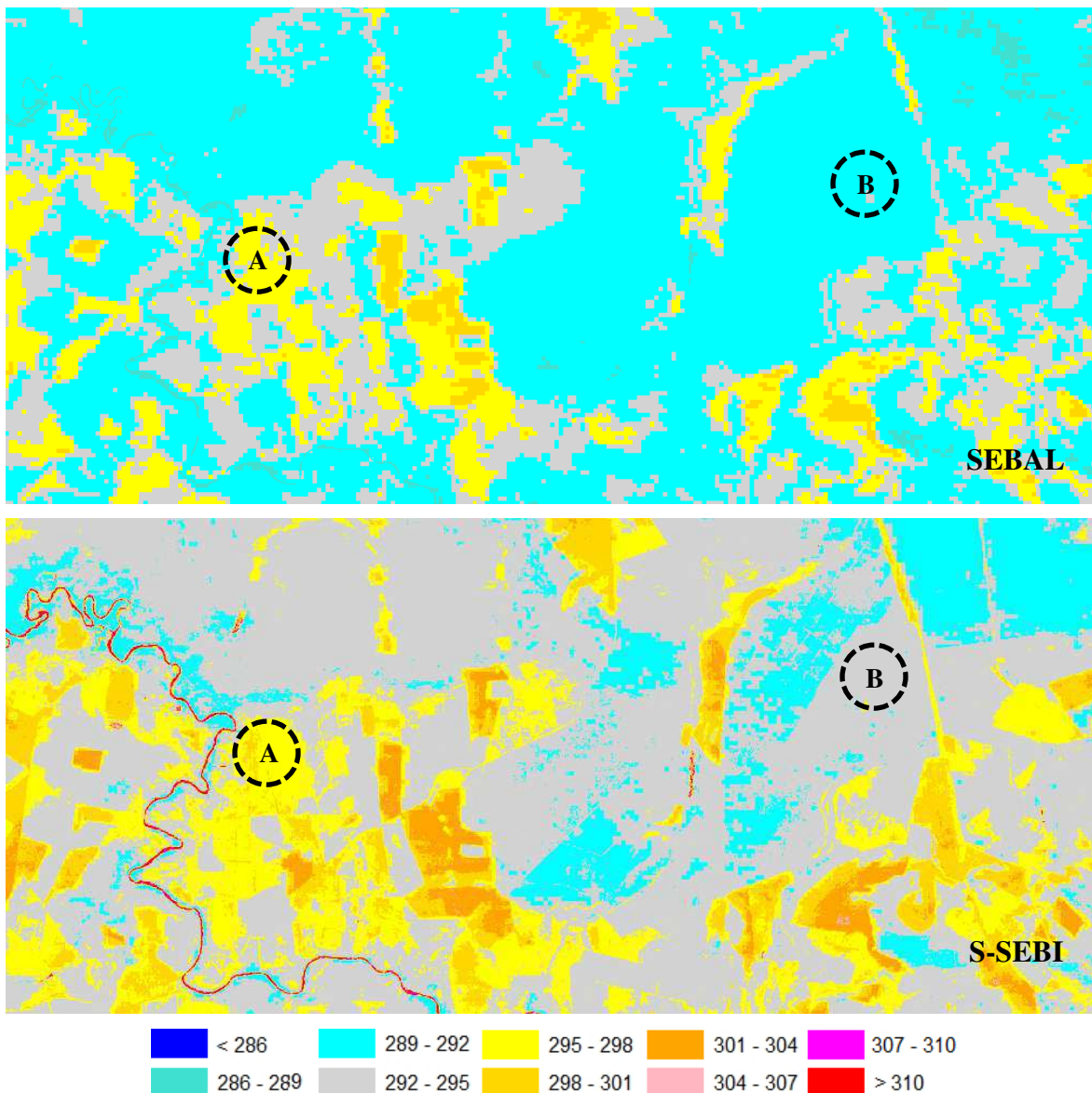


Figura 26 – Temperatura da superfície [K] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

A Figura 27 apresenta a classe entre 292 K e 295 K como a predominante em ambos os biomas, lembrando-se que o elevado valor de IVDN para as duas localidades nesta

época. Ressalta-se ainda o as altas temperaturas existentes, que se devem a grande exposição do solo, haja vista que foram desmatadas.

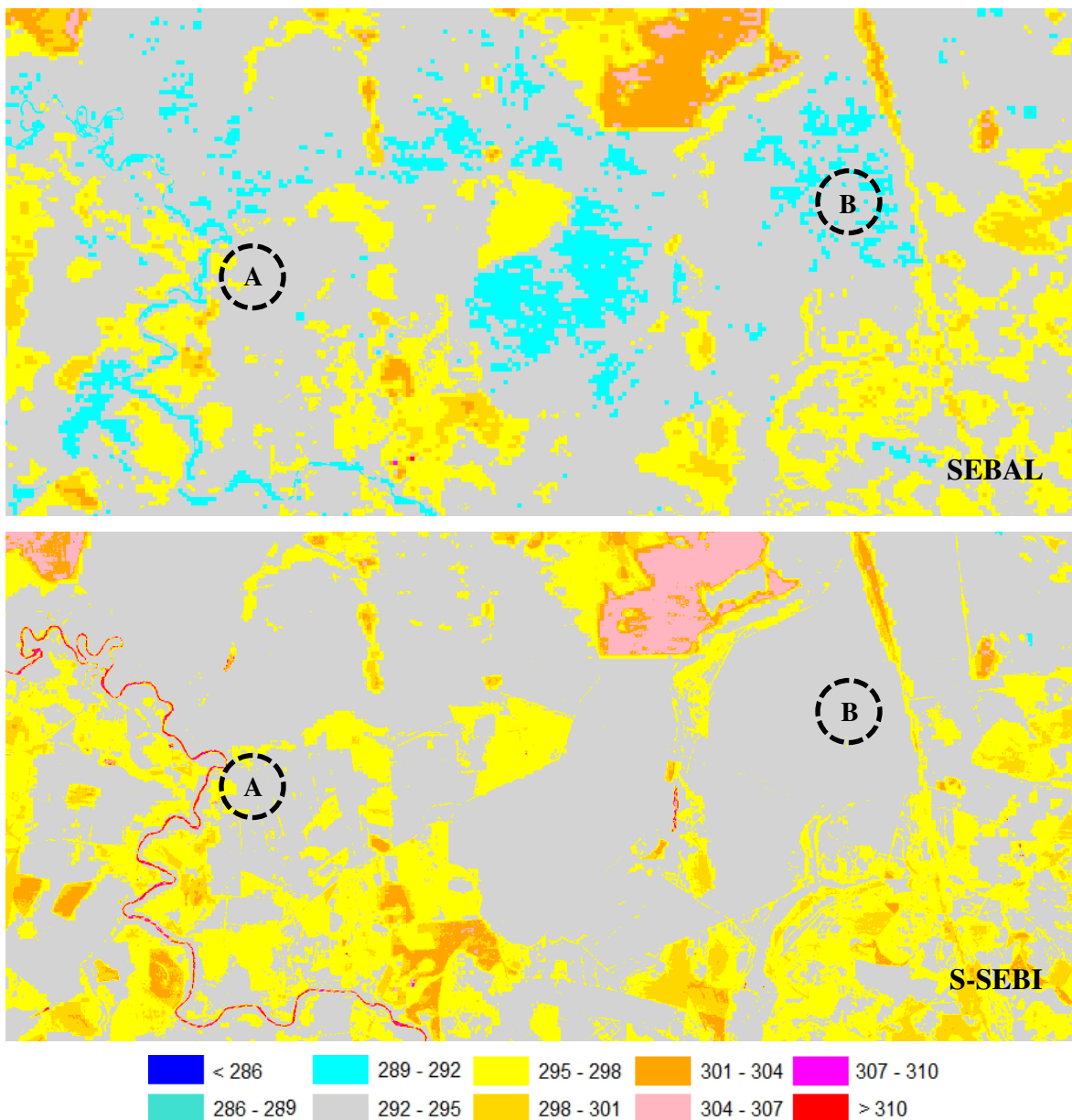


Figura 27 – Temperatura da superfície [K] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

5.4 Saldo de radiação

A distribuição espacial do saldo de radiação (R_n) estimada a partir do SEBAL e S-SEBI são apresentadas abaixo, visando buscar os padrões entre os biomas e a comparação entre os dois algoritmos.

Os mapas temáticos de saldo de radiação dispostos na Figura 28 evidenciam que o Cerrado detém um maior R_n em comparação com o outro bioma em estudo. No geral o saldo obtido via S-SEBI se mostrou maior que o do SEBAL.

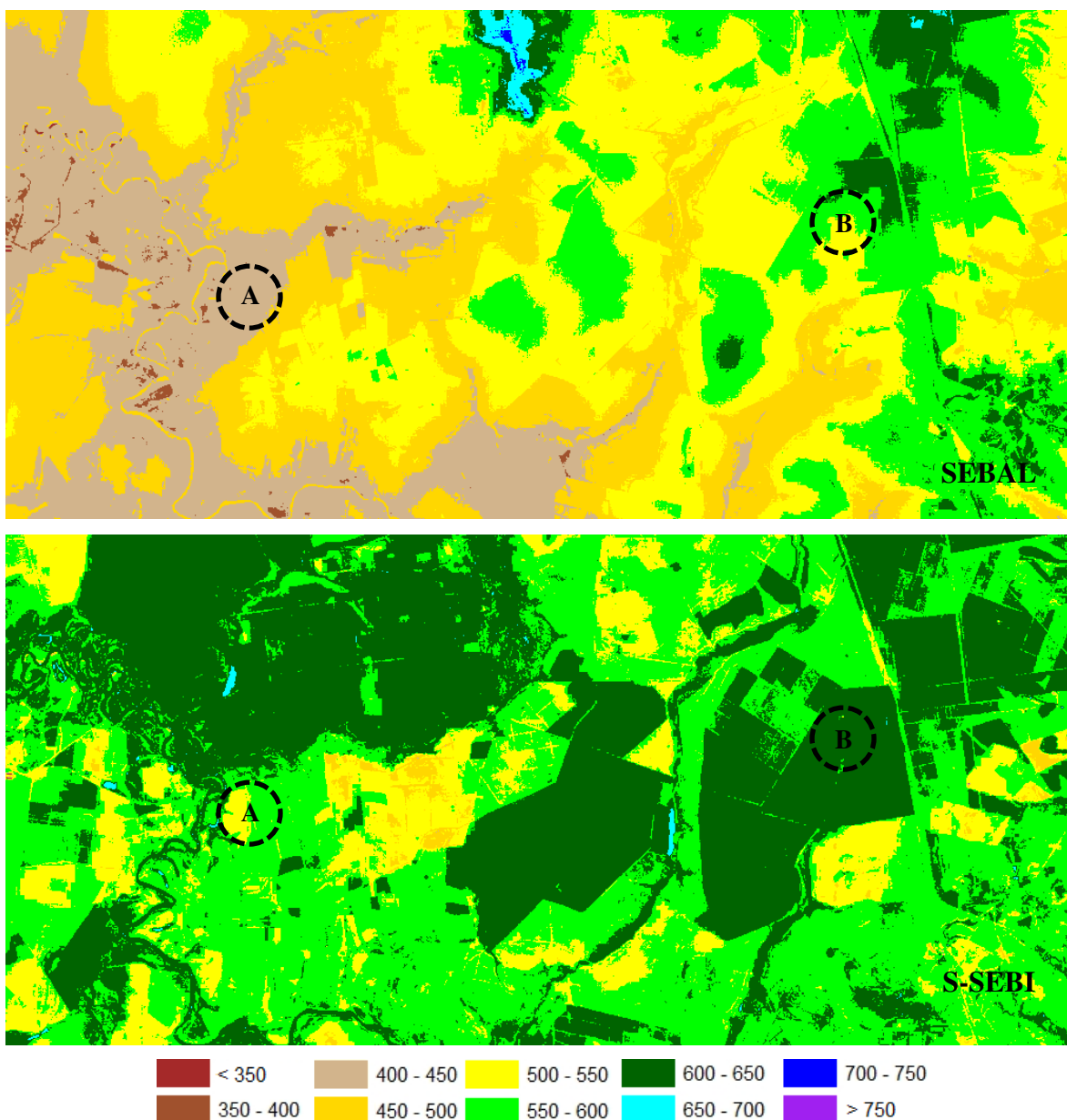


Figura 28 – Saldo de radiação [$W m^{-2}$] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

A Figura 29 apresenta os mesmos padrões para toda a cena. Apresentando um saldo entre 550-600 $W m^{-2}$ para o Cerrado e entre 450-550 $W m^{-2}$ para o bioma de cana-de-açúcar. Os corpos hídricos detêm um saldo entre 550 $W m^{-2}$ e 600 $W m^{-2}$, aproximando-se dos resultados obtidos por Leivas (2007) e inferiores ao valor médio de 751 $W m^{-2}$ encontrado por Silva (2005).

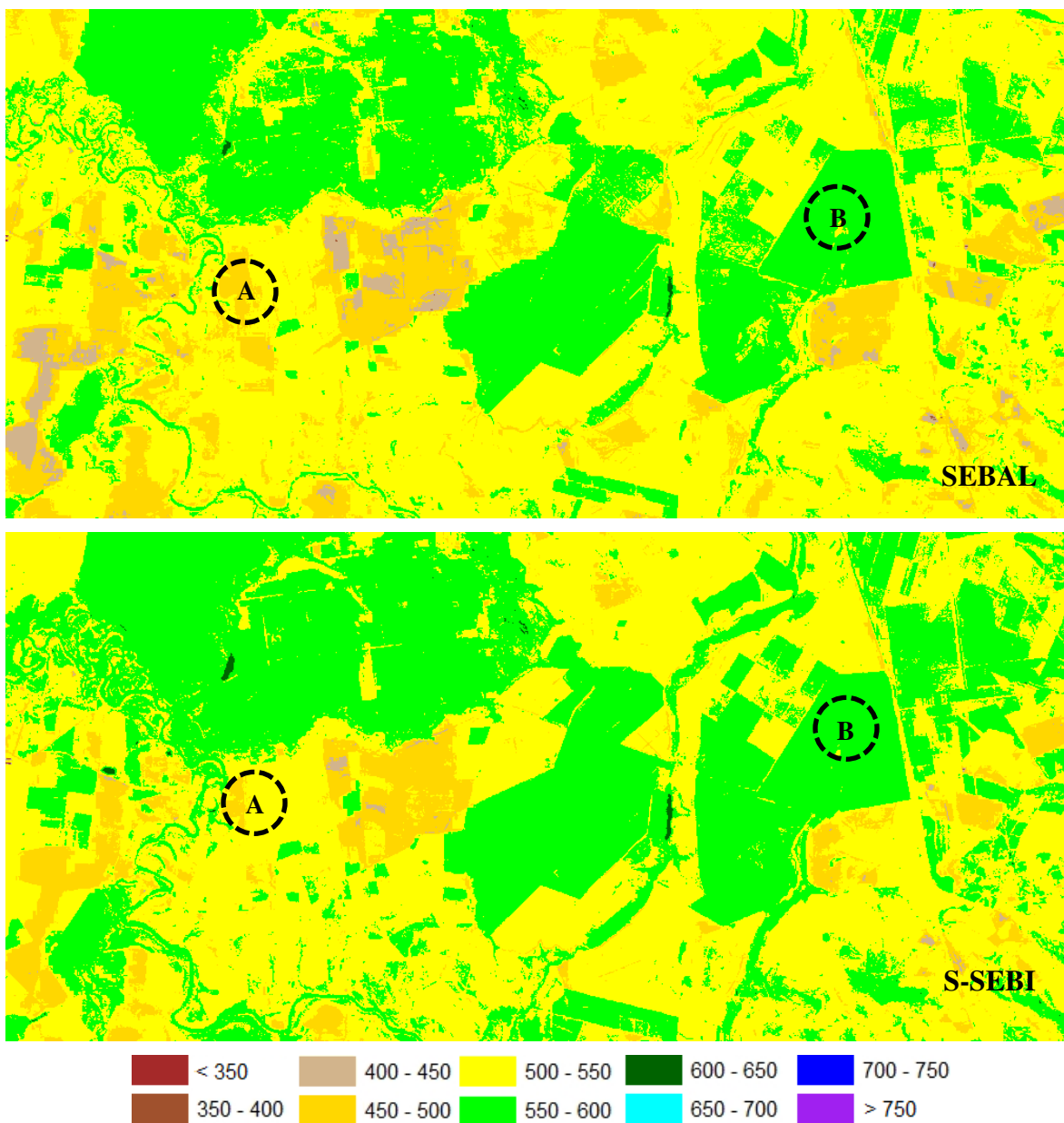


Figura 29 – Saldo de radiação [$W m^{-2}$] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

O saldo atinge valores menores no dia 29 de maio (Figura 30). Os dois algoritmos concordam e mostram que a área de cana de açúcar dispõe de menos energia que a do Cerrado, dispondo de 400 W m^{-2} a 450 W m^{-2} contra os $450\text{-}500 \text{ Wm}^{-2}$ do Cerrado. Estes valores diferem dos encontrados por Leivas (2007) e Santos (2009) de 585 W m^{-2} e 670 W m^{-2} para áreas de solo exposto, uma vez que a área de cana-de-açúcar foi desmatada. O S-SEBI demonstrou um melhor refinamento da distribuição espacial do saldo de radiação.

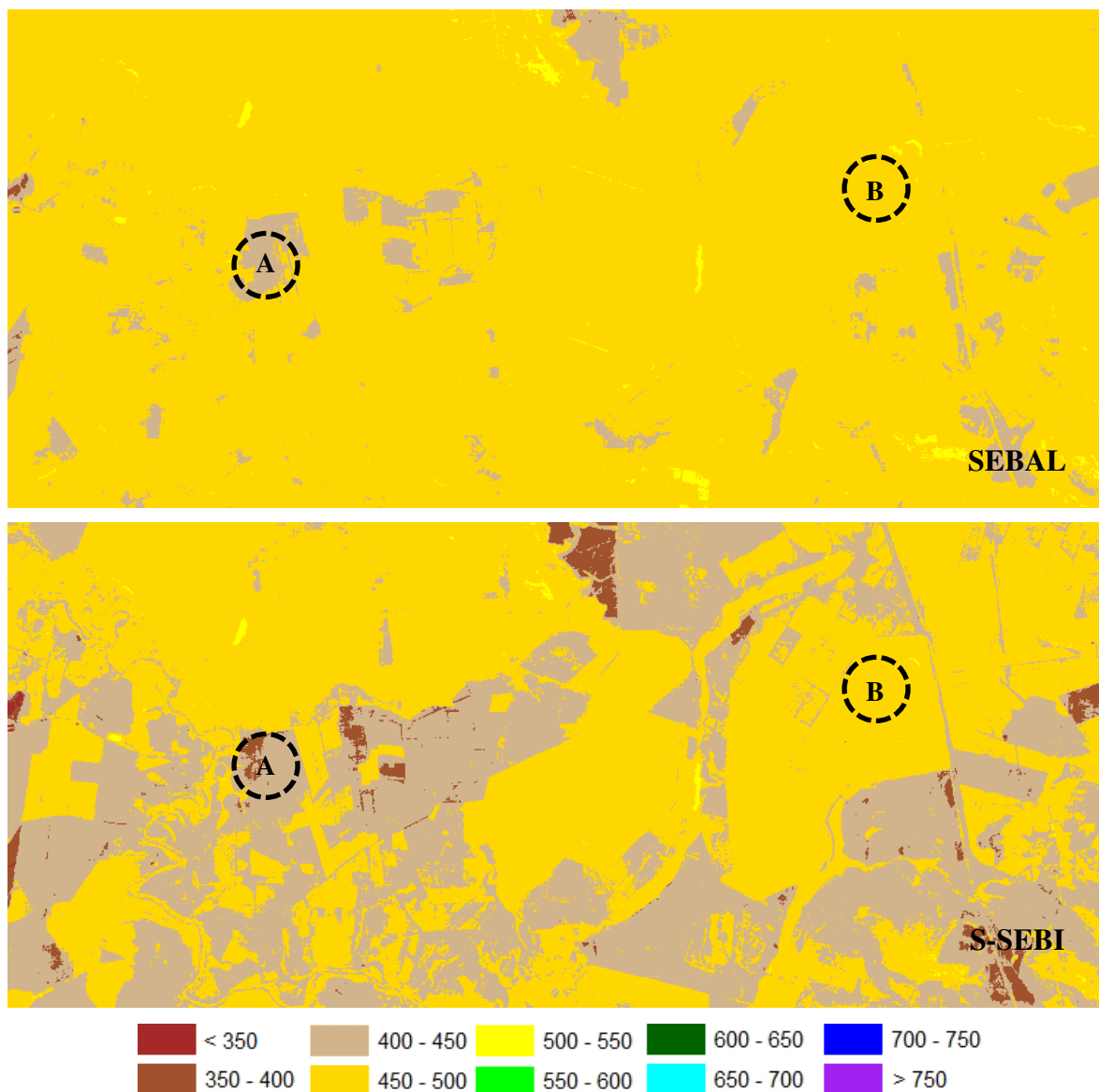


Figura 30 – Saldo de radiação [W m^{-2}] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

O menor saldo para a área da cana-de-açúcar encontrando dentre as imagens analisadas foi a do dia 14 de junho (Figura 31), o qual atingiu o valor mínimo de 350 W m^{-2} . No Cerrado não houve alteração do valor estimado.

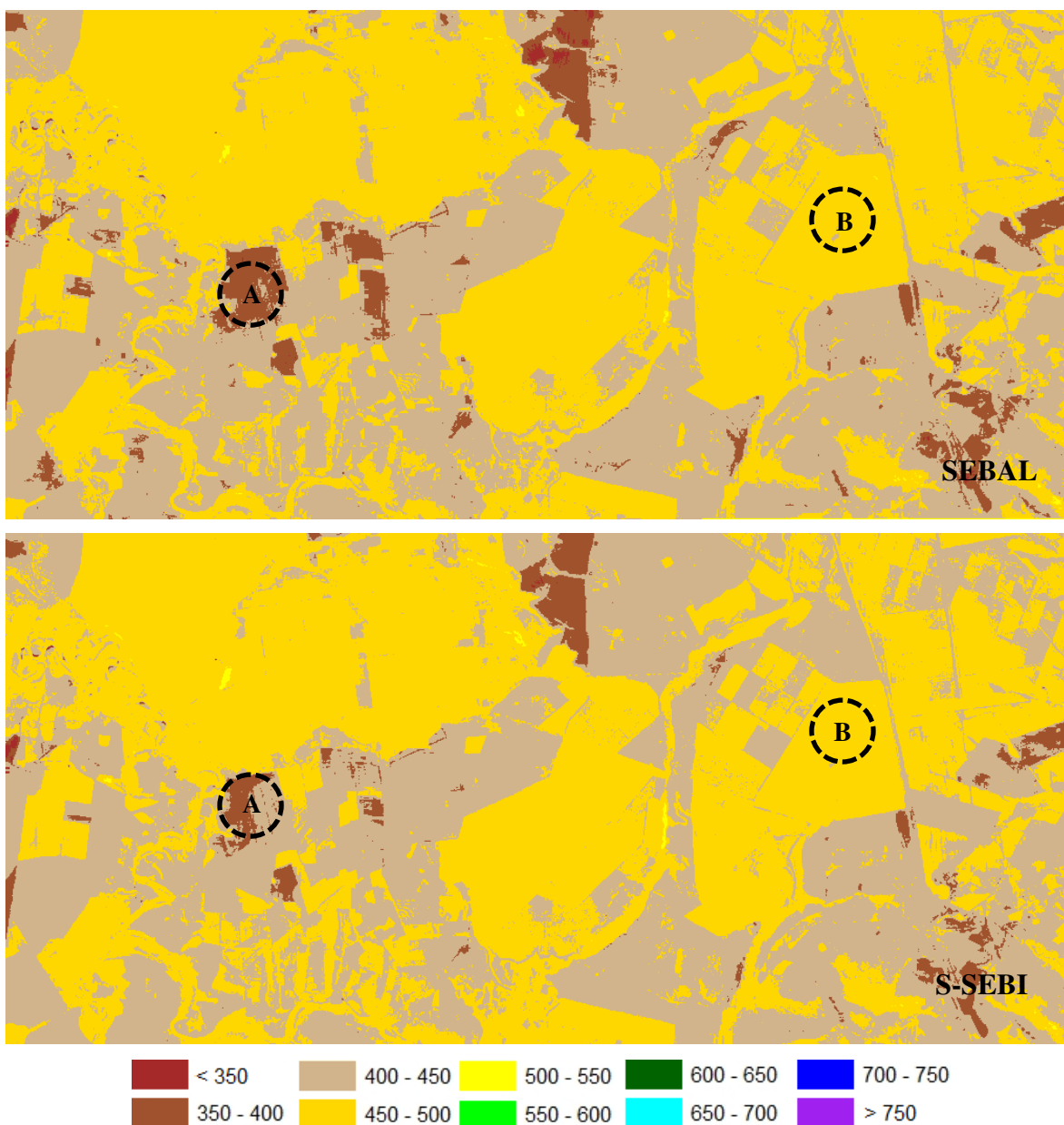


Figura 31 – Saldo de radiação [W m^{-2}] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

O comportamento da distribuição espacial do saldo continua similar entre os resultados obtidos através dos dois modelos, como verificado na Figura 32. A região com

plantação de cana-de-açúcar dispõe de mais energia (permanecendo na faixa entre 400-450 $W m^{-2}$) que o mês anterior e a do Cerrado mantêm-se com o mesmo valor, 400-450 $W m^{-2}$.

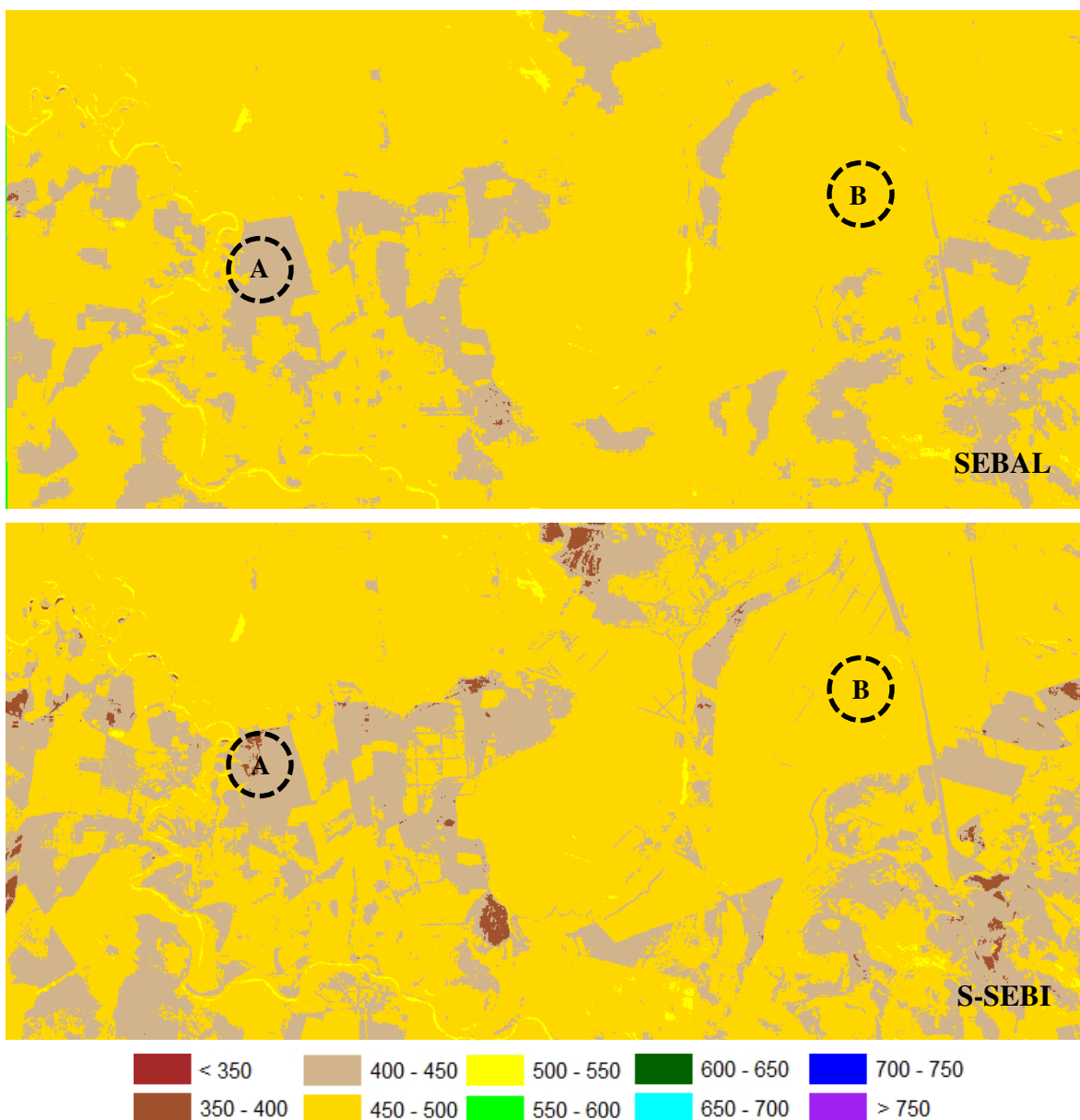


Figura 32 – Saldo de radiação [$W m^{-2}$] para o dia 16 de julho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Nota-se a tendência de aumento do R_n para os dois biomas, na Figura 33. Enquanto a faixa predominante no SEBAL é 450-500 $W m^{-2}$, no S-SEBI a predominância dos valores de R_n ficou entre 450 $W m^{-2}$ e 550 $W m^{-2}$. Em ambas as figuras a configuração do bioma de

cana-de-açúcar se manteve entre 400 W m^{-2} e 500 W m^{-2} . O SEBAL estimou o saldo entre 500 W m^{-2} e 550 W m^{-2} para o Cerrado e o S-SEBI entre 450 W m^{-2} e 550 W m^{-2} .

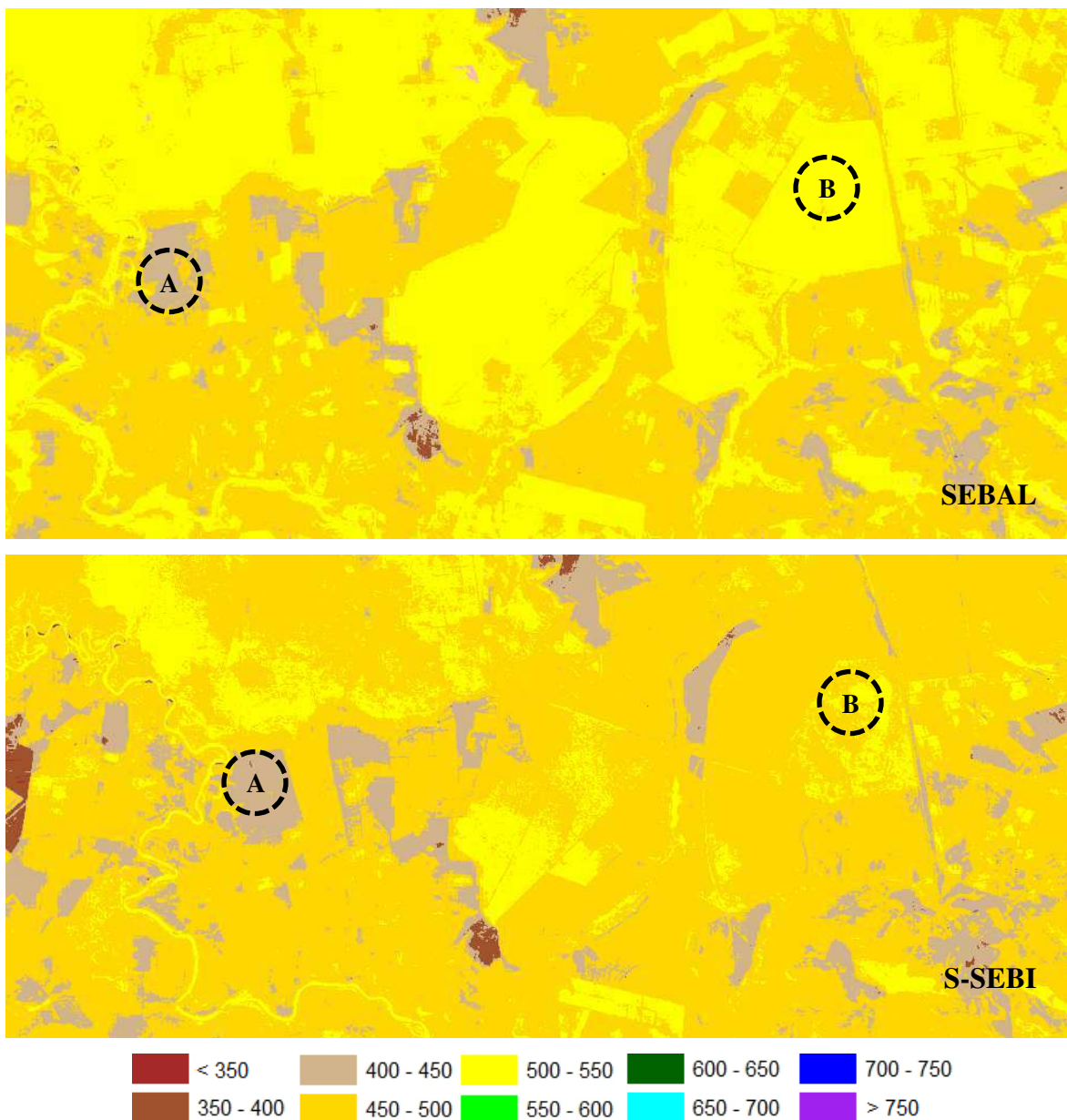


Figura 33 – Saldo de radiação [W m^{-2}] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Os maiores R_n estimados durante o ano analisado estão concentrados na Figura 34, atingindo valores em soma maiores que 700 W m^{-2} , devido a proximidade com o verão. Os menores valores de R_n contidos nestas imagens estão exatamente sobre as áreas com menor IVDN. O SEBAL superestimou o R_n em relação ao S-SEBI. O Cerrado obteve em

todas as imagens R_n maiores que os da área de plantio de cana-de-açúcar. Concordando com valores reportados por Bezerra (2006), Paiva (2005) e Santos (2009) da ordem de 700 W m^{-2} concentrando-se em regiões com maiores densidades de vegetação. Áreas com plantio de cana-de-açúcar foram apresentadas com valores inferiores a 650 W m^{-2} no período frio e superiores a 800 W m^{-2} no período quente (ANDRADE, 2008).

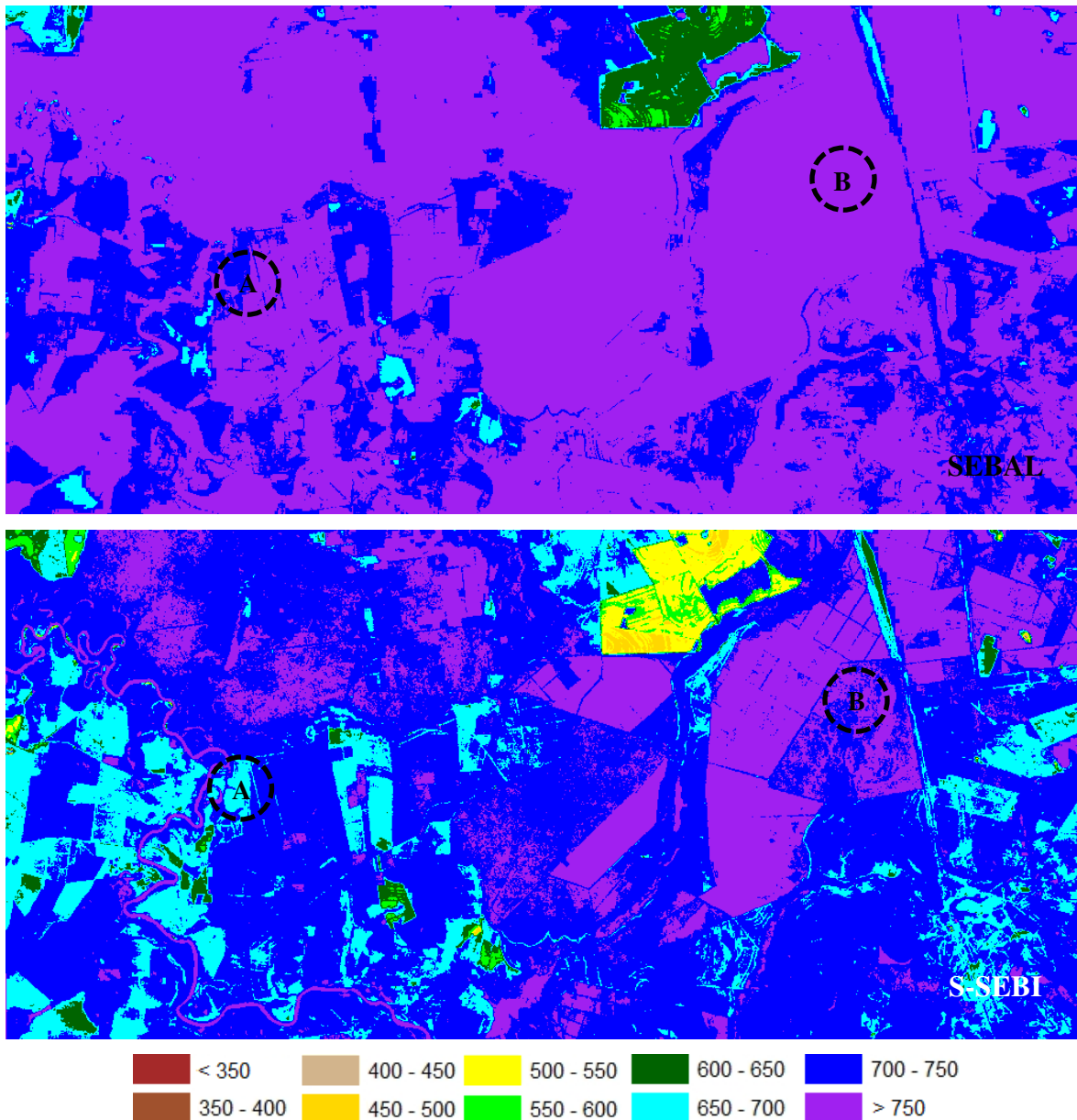


Figura 34 – Saldo de radiação [W m^{-2}] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

5.4.1. Validação do saldo de radiação

Para validar o saldo estimado pelo algoritmo S-SEBI, são apresentados os valores observados nas torres localizadas no bioma de cana-de-açúcar e de Cerrado e a estimativa realizada pelo SEBAL. Os algoritmos realizaram estimativas mais próximas da realidade para os dias com maiores saldos de radiação.

Os dados de superfície indicam que o saldo variou entre $315,3 \text{ W m}^{-2}$ e $718,8 \text{ W m}^{-2}$ para a área de cana-de-açúcar e entre $375,6 \text{ W m}^{-2}$ e $731,3 \text{ W m}^{-2}$ para a área de Cerrado. O Cerrado mostra uma maior capacidade para armazenar energia que as regiões desmatadas, pois os valores observados e estimados sempre são maiores sobre o bioma de Cerrado. Os dois algoritmos realizaram melhores estimativas para os dias com maiores R_n observados, superestimando-os para os outros dias. O valor mínimo observado foi $315,3 \text{ W m}^{-2}$, nota-se uma dificuldade de ambos os algoritmos em estimar valores desta magnitude, uma vez que os valores mínimos estimados foram $399,651 \text{ W m}^{-2}$ e $412,703 \text{ W m}^{-2}$ através do SEBAL e S-SEBI, respectivamente. O S-SEBI no geral demonstrou uma maior destreza nas estimativas para os dois biomas, obtendo erros relativos médio de 17,7 % e 13,6 %, na área de cana-de-açúcar e Cerrado respectivamente, enquanto o SEBAL apresentou erros levemente superiores, 18,9 % e 15,0%. O S-SEBI se mostrou suficientemente capaz de se equiparar ao SEBAL, representando assim, uma ferramenta de grande utilidade e praticidade

Tabela 3 – Valores do saldo de radiação [W m^{-2}] instantâneo dos biomas Cerrado e da cana-de-açúcar estimados pelos métodos SEBAL e S-SEBI, e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos (%).

Saldo de radiação - Cana de Açúcar					
Data	Medido	SEBAL	S-SEBI	Erro SEBAL	Erro S-SEBI
22/02/2005	566,0	566,856	565,9	0,2	0,0
11/04/2005	478,2	500,106	511,464	4,6	7,0
29/05/2005	350,9	450,755	437,751	28,5	24,8
14/06/2005	315,3	399,651	412,703	26,8	30,9
16/07/2005	320,5	435,269	426,316	35,8	33,0
01/08/2005	350,4	450,708	442,972	28,6	26,4
21/11/2005	718,8	773,472	731,338	7,6	1,7
Erro Médio				18,9	17,7

Saldo de radiação - Cerrado					
Data	Medido	SEBAL	S-SEBI	Erro SEBAL	Erro S-SEBI
22/02/2005	640,6	608,542	608,207	5,0	5,1
11/04/2005	540,1	547,803	560,765	1,4	3,8
29/05/2005	382,0	473,438	468,235	23,9	22,6
14/06/2005	387,3	456,16	460,039	17,8	18,8
16/07/2005	375,6	471,393	460,641	25,5	22,6
01/08/2005	395,6	497,973	483,985	25,9	22,3
21/11/2005	731,3	773,11	731,172	5,7	0,0
Erro Médio				15,0	13,6

5.5 Fluxo de calor no solo

Os fluxos de calor no solo são obtidos basicamente segundo a mesma metodologia em ambos os algoritmos. Os fluxos durante o ano permaneceram basicamente abaixo de 80 W m^{-2} , exceto para as áreas de solo exposto devido ao desmatamento, que apresentaram valores entre 80 W m^{-2} e 120 W m^{-2} , como já evidenciado por Gomes (2009).

5.6 Fluxo de calor sensível

Segundo Weligepolage (2005) a principal diferença entre o SEBAL e o S-SEBI está no cálculo do fluxo de calor sensível (H). Enquanto o SEBAL calcula o fluxo de calor latente (LE) como um termo residual do balanço de energia, o S-SEBI se utiliza da fração evaporativa para estimar prontamente estes dois fluxos.

Na Figura 35, o SEBAL parece fazer uma melhor distribuição espacial de H, uma vez que a modelagem obtida com o S-SEBI estima praticamente toda a cena abaixo de 50 W m^{-2} . Assim, o S-SEBI não diferencia um padrão visível entre os dois biomas, no caso do SEBAL a distinção é pequena, mas existente, com o valor na área do Cerrado sendo igual à estimada pelo S-SEBI. No entanto, na área da cana-de-açúcar o valor permanece entre 50 W m^{-2} e 150 W m^{-2} . Na Figura 35 as áreas desmatadas (IVDN perto de 0,1) detém um fluxo de calor sensível próximo a 250 W m^{-2} e 350 W m^{-2} (estimadas pelo SEBAL), o S-SEBI reconhece estas áreas mas estima-as entre 100 e 200 W m^{-2} . Como o H tem proporcionalidade direta com a temperatura, o S-SEBI tende a superestimar os valores em corpos hídricos, os quais deveriam ser negativos, como já comentado por Silva & Bezerra (2006), podendo também ser áreas que correspondem aos pixels cuja temperatura é inferior a temperatura do pixel frio utilizada pelo SEBAL. Andrade (2008) obteve valores negativos tanto para a superfície que apresentam água como algumas áreas de cultivo de cana-de-açúcar.

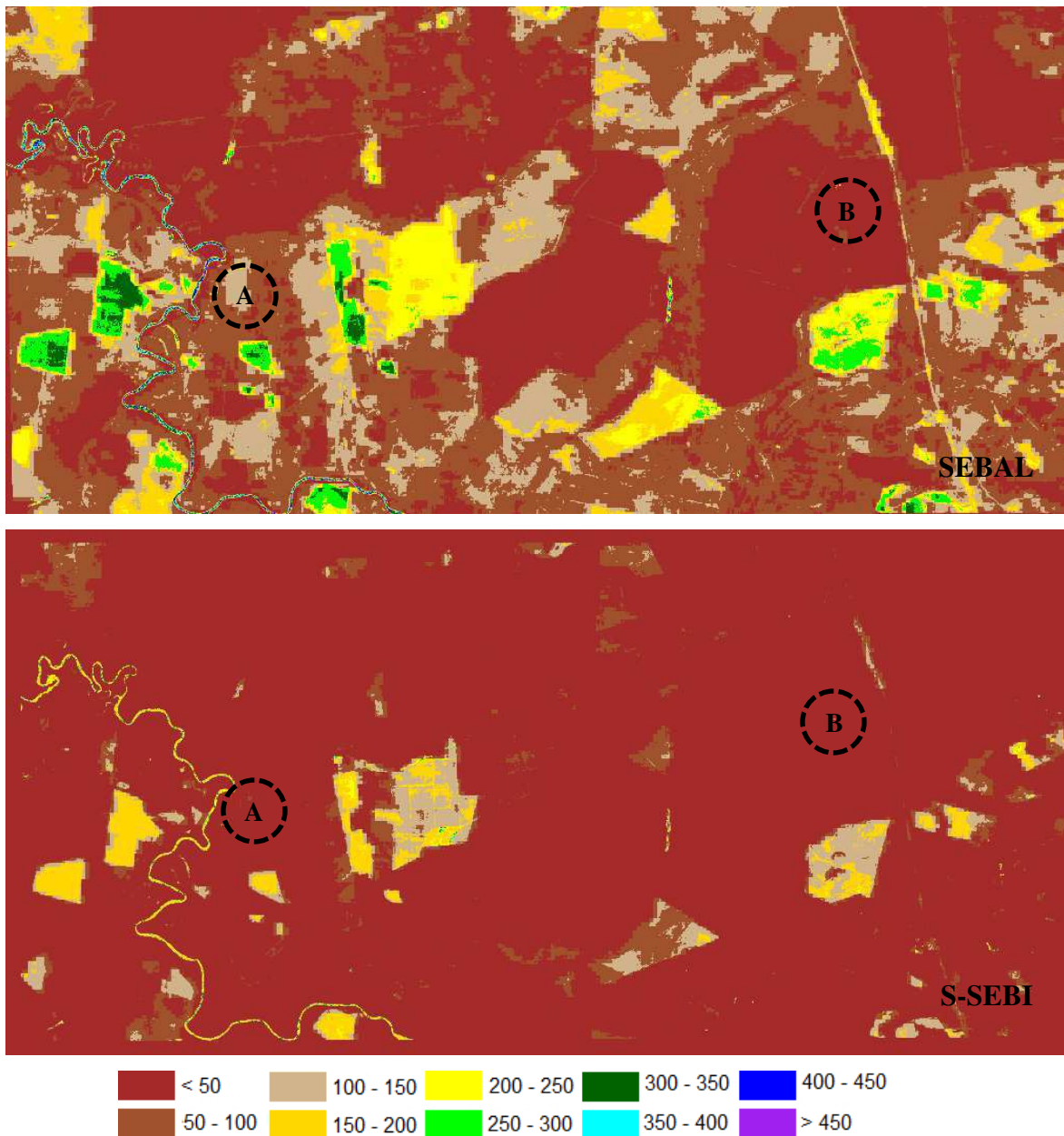


Figura 35 – Fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Na Figura 36 a cena gerada pelo SEBAL tem basicamente o mesmo perfil que aquela da Figura 35, tendo-se um fluxo um pouco maior em algumas áreas. Na Figura 36, as estimativas realizadas pelo S-SEBI são maiores que as do mês de fevereiro e o predomínio de valores se dividem entre $50 W m^{-2}$ e $300 W m^{-2}$. As estimativas do Cerrado são menores que as do bioma da cana-de-açúcar em ambos os mapas.

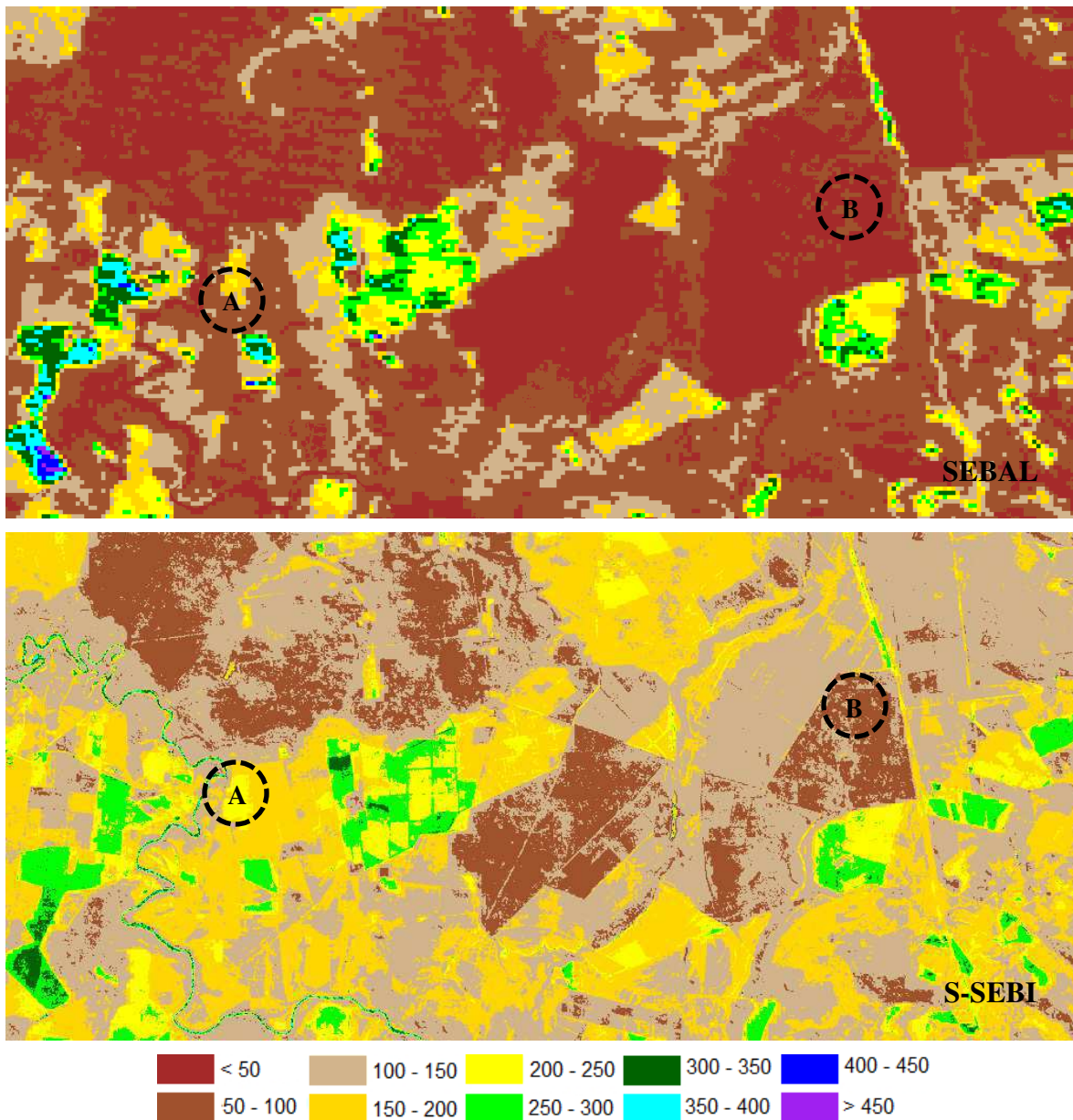


Figura 36 – Fluxo de calor sensível [W m^{-2}] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Verifica-se um aumento do H estimado pelo SEBAL para a cena do dia 29 de maio (Figura 37), a área de cana-de-açúcar obtém um valor entre 250 W m^{-2} e 300 W m^{-2} , o Cerrado apresenta-se entre 50 W m^{-2} e 150 W m^{-2} . O S-SEBI concentra o Cerrado, assim como grande parte da cena entre 100 W m^{-2} e 150 W m^{-2} , no entanto a área da cana-de-açúcar permanece entre 150 W m^{-2} e 250 W m^{-2} . Deve-se ressaltar que a colheita da cana-de-açúcar foi realizada no mês de abril. De acordo com Arraes (2010) os maiores aumentos

do H são registrados nas imagens das áreas antropizadas, o que evidencia intenso processo de degradação da vegetação nativa.

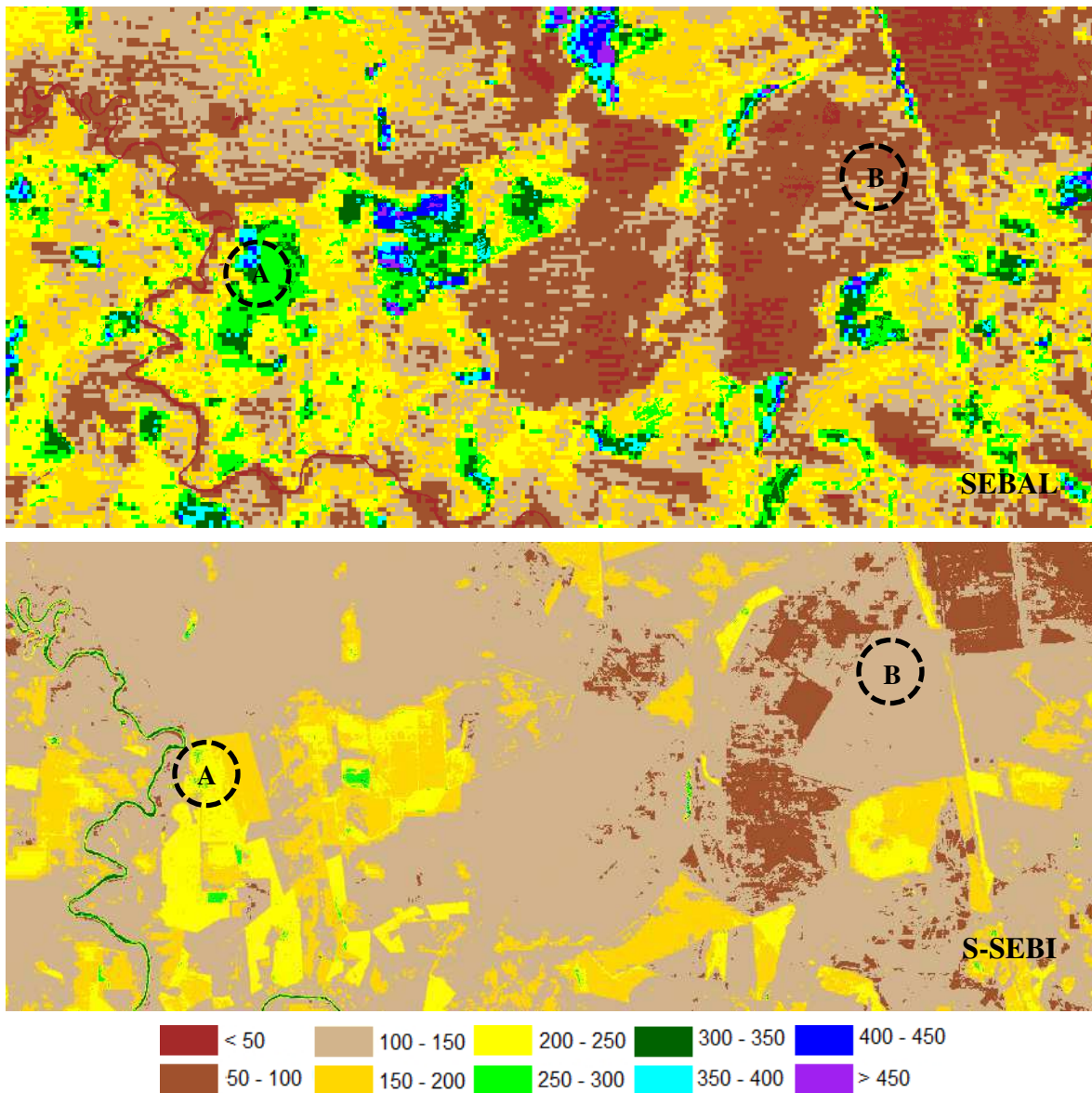


Figura 37 – Fluxo de calor sensível [W m^{-2}] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

O padrão de H menor no Cerrado que na localidade de plantação de cana-de-açúcar continua evidente. As estimativas, apresentadas na Figura 38, nas áreas dos biomas são menores que as do mês de maio, haja vista que o IVDN tenha aumentado neste período, corroborando com o padrão observado de menor H no Cerrado que em áreas com menos vegetação. Os algoritmos apresentam um valor mais alto justamente nas áreas em que ainda

não houve um reestabelecimento da flora. Apesar do S-SEBI identificar as áreas mais degradadas, aparentemente ele subestima a magnitude de H, uma vez que os valores predominantes na cena estão abaixo de 150 W m^{-2} .

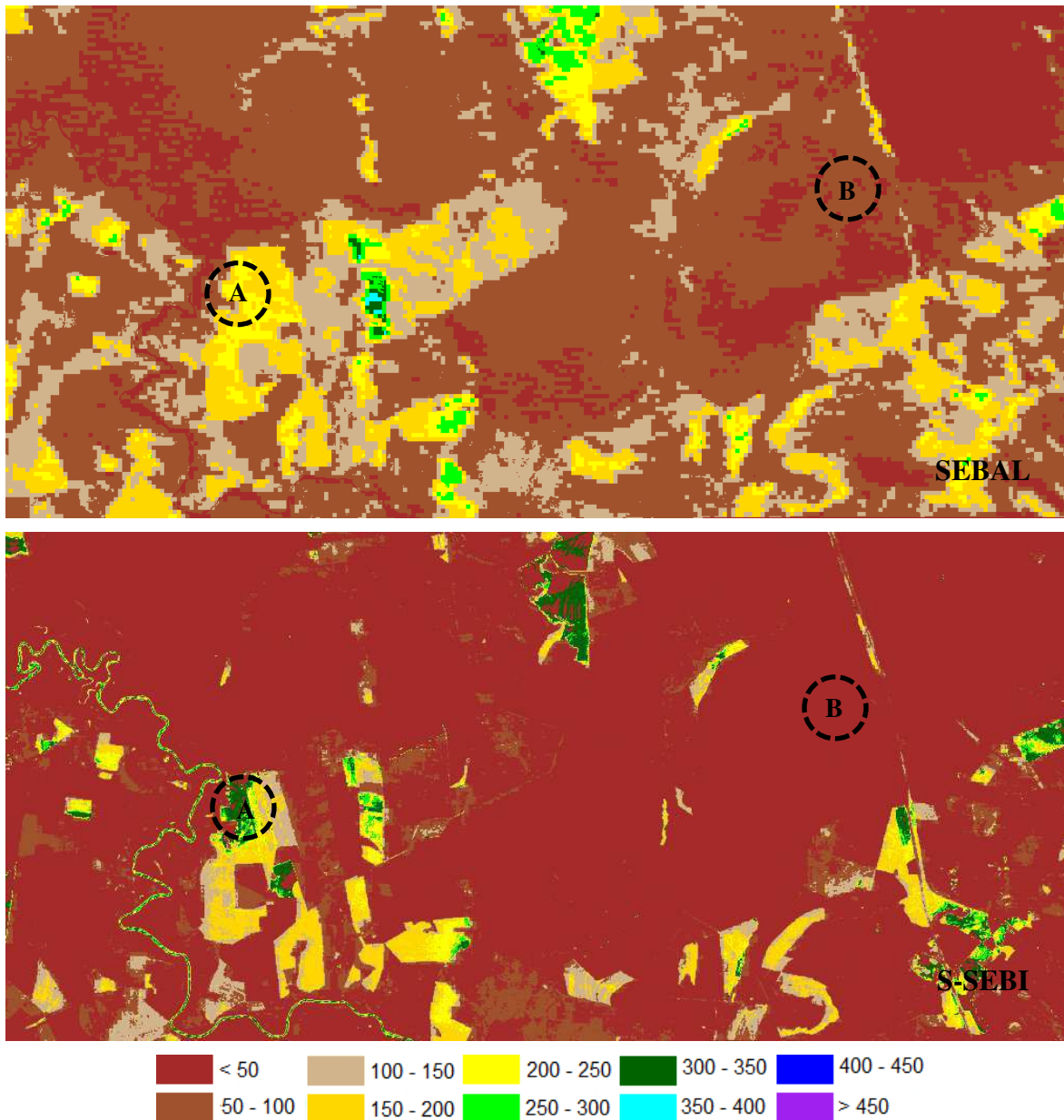


Figura 38 – Fluxo de calor sensível [W m^{-2}] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Pode-se notar a semelhança entre os mapas temáticos gerados pelo SEBAL, dos meses de julho (Figura 39) e agosto (Figura 40). Na Figura 40 o SEBAL apresenta o Cerrado compreendido em uma faixa abaixo de 100 W m^{-2} e a área de cana-de-açúcar entre

150 W m⁻² e 200 W m⁻². Na Figura 40 o S-SEBI não apresenta um predomínio de H abaixo de 150 W m⁻² como o da Figura 39, sugerindo uma maior coerência. O S-SEBI (Figura 40) estima o bioma de Cerrado em valores abaixo de 50 W m⁻² e o de cana-de-açúcar entre 50 W m⁻² e 150 W m⁻².

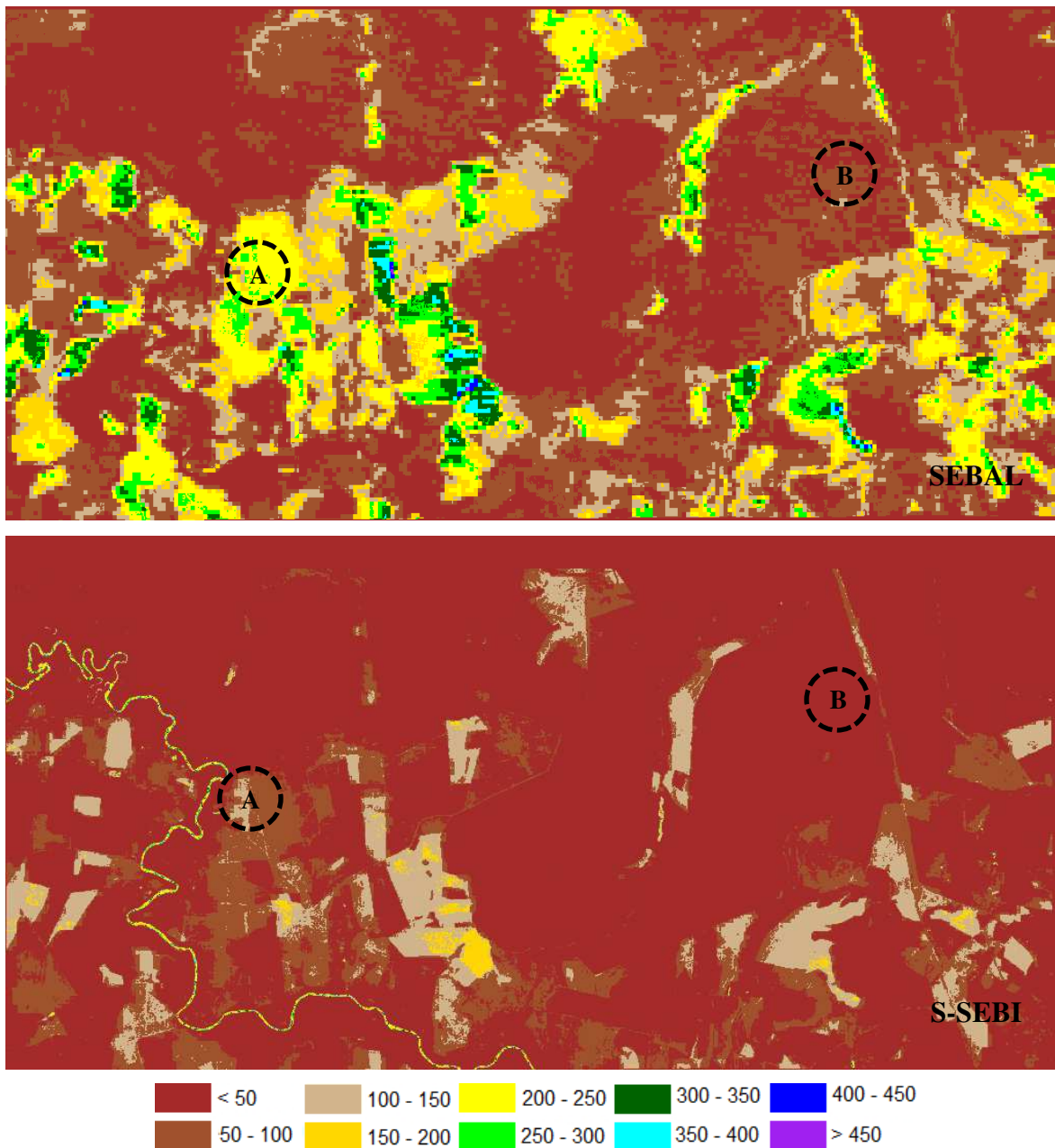


Figura 39 – Fluxo de calor sensível [W m⁻²] para o dia 16 de julho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

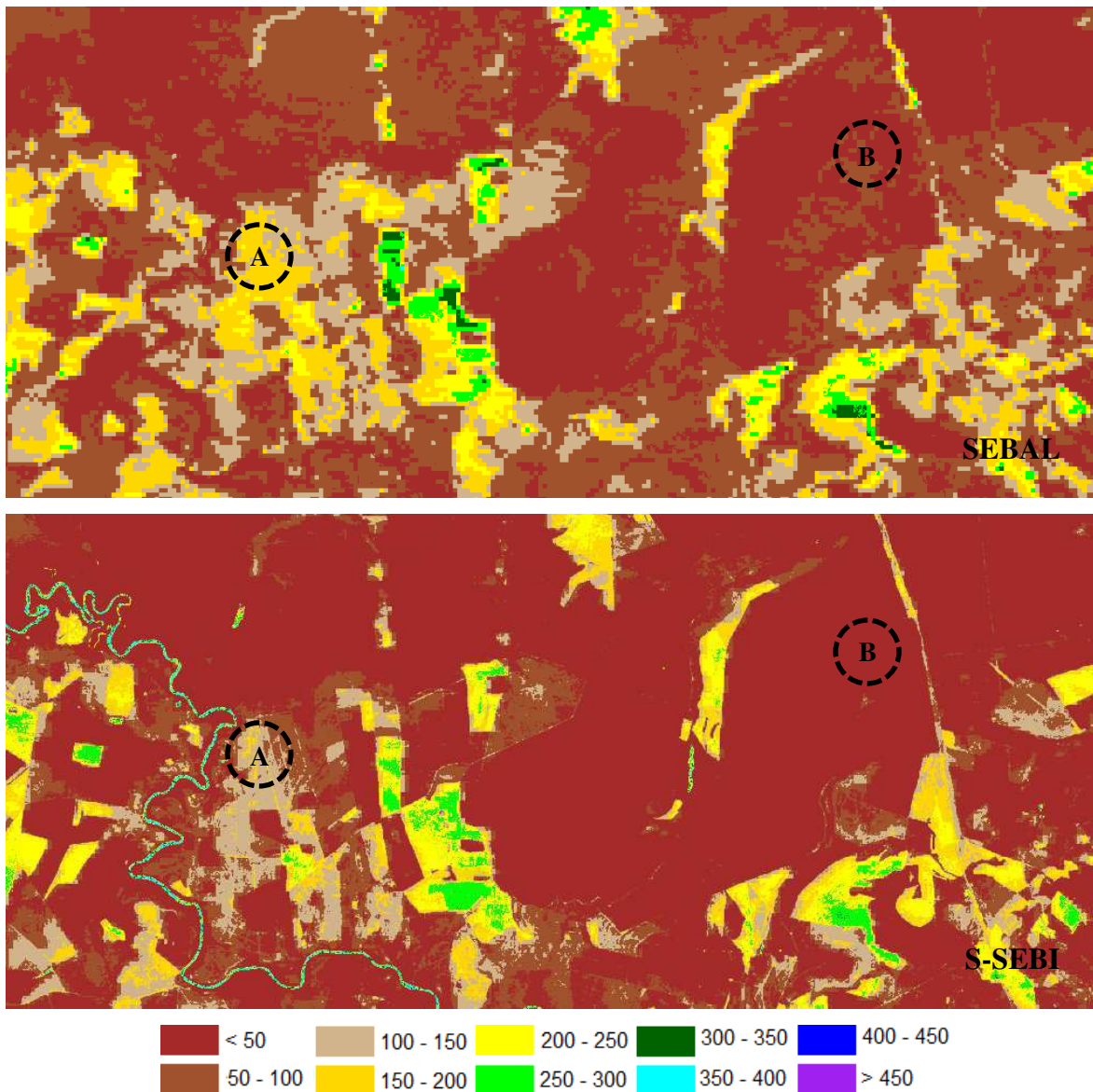


Figura 40 – Fluxo de calor sensível [W m^{-2}] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Os maiores valores de H estimados durante o ano são encontrados no mapa temático do mês de novembro (Figura 41). O SEBAL estima valores acima de 400 W m^{-2} na área agrícola que anteriormente foi mencionada, o S-SEBI estima esta mesma área no valor máximo de 250 W m^{-2} . Os dois biomas se comportam similarmente em ambos os algoritmos, verifica-se no Cerrado valores abaixo de 50 W m^{-2} e no bioma de cana-de-açúcar verifica-se valores entre 50 W m^{-2} e 100 W m^{-2} .

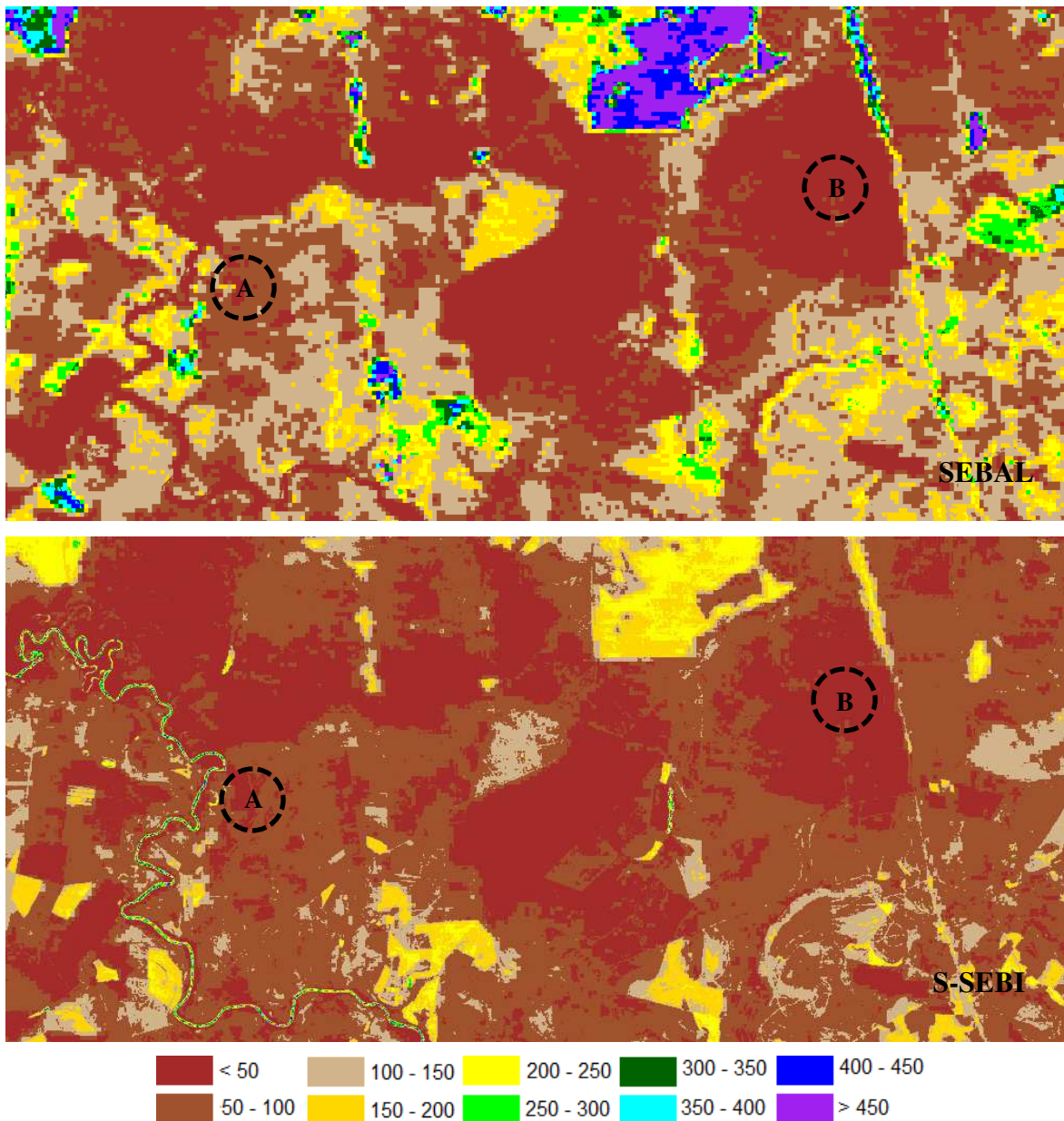


Figura 41 – Fluxo de calor sensível [W m^{-2}] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

5.6.1 Validação do fluxo de calor sensível

A fim de validar o fluxo de calor sensível estimado pelo S-SEBI, estão dispostos na Tabela 4 os valores provenientes das torres e os valores estimados pelos dois algoritmos, para os dois biomas. As estimativas de ambos os algoritmos não se mostraram convincentes quando confrontadas com dados de superfície. O SEBAL apresentou o pior erro relativo médio, 70,7 % no bioma de cana-de-açúcar, o S-SEBI por sua vez diferiu com os valores de

superfície em média 45,9 %. As estimativas não se demonstraram coesas também para o bioma do Cerrado, com 54,8 % e 65,0 % de erro relativo médio, para o SEBAL e S-SEBI, respectivamente. Timmermans (2006) em seu trabalho mostrou que os maiores erros gerados pelo SEBAL foram da ordem de 100 W m^{-2} . Estes erros elevados demonstram que os dois algoritmos não tem tanta habilidade em estimar esta variável em regiões muito heterogêneas, além destes erros se somarem as incertezas associadas ao não fechamento do balanço de energia pela técnica das correlações turbulentas.

Tabela 4 – Valores do fluxo de calor sensível [W m^{-2}] instantâneo dos biomas Cerrado e da cana-de-açúcar estimados pelos métodos SEBAL e S-SEBI, e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos (%).

Fluxo de calor sensível - Cana de Açúcar					
Data	Medido	SEBAL	S-SEBI	Erro SEBAL	Erro S-SEBI
22/02/2005	217,9	62,8	9,4	71,2	95,7
11/04/2005	140	72,7	179,0	48,1	27,9
29/05/2005	133,3	295,5	199,8	121,7	49,9
14/06/2005	151,9	196,3	205,1	29,3	35,1
16/07/2005	106,2	230,6	84,4	117,1	20,5
01/08/2005	133,5	167,8	121,0	25,7	9,3
21/11/2005	333,8	59,7	56,0	82,1	83,2
Erro Médio				70,7	45,9
Fluxo de calor sensível - Cerrado					
Data	Medido	SEBAL	S-SEBI	Erro SEBAL	Erro S-SEBI
22/02/2005	260,1	50,1	1,9	80,7	99,2
11/04/2005	170,4	95,8	123,1	43,8	27,7
29/05/2005	76,4	182,7	129,7	139,2	69,7
14/06/2005	146,8	100,0	35,5	31,9	75,8
16/07/2005	133,5	135,9	46,7	1,8	65,0
01/08/2005	131,6	99,2	72,6	24,6	44,8
21/11/2005	281,6	109,0	77,2	61,3	72,6
Erro Médio				54,8	65,0

5.7 Fluxo de calor latente

Os mapas temáticos do fluxo de calor latente (LE) estão dispostos nas Figuras 42 a 48, neles podem-se notar o comportamento deste parâmetro sobre cada bioma, e as diferenças oriundas do emprego dos dois algoritmos utilizados nesta pesquisa.

Na Figura 42 vê-se que a estimativa feita pelo SEBAL, no bioma de cana-de-açúcar, está compreendida entre 450 W m^{-2} e 500 W m^{-2} , com sua área vizinha apresentando valores inferiores, pois o solo está mais exposto. No bioma do Cerrado se verifica valores entre 500 W m^{-2} e 600 W m^{-2} . O S-SEBI faz uma superestimativa em relação ao SEBAL, ocasionando valores entre 550 W m^{-2} e 600 W m^{-2} para o Cerrado e 500 W m^{-2} e 550 W m^{-2} na região da cana-de-açúcar. Nota-se em ambos os mapas que as regiões com menos vegetação são as que possuem os menores LE. Silva & Bezerra (2006) estimaram valores entre $0,0 \text{ W m}^{-2}$ e aproximadamente 600 W m^{-2} na região de Petrolina e Fan et al. (2007) entre 30 W m^{-2} e 750 W m^{-2} .

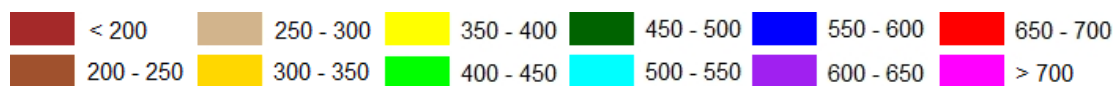
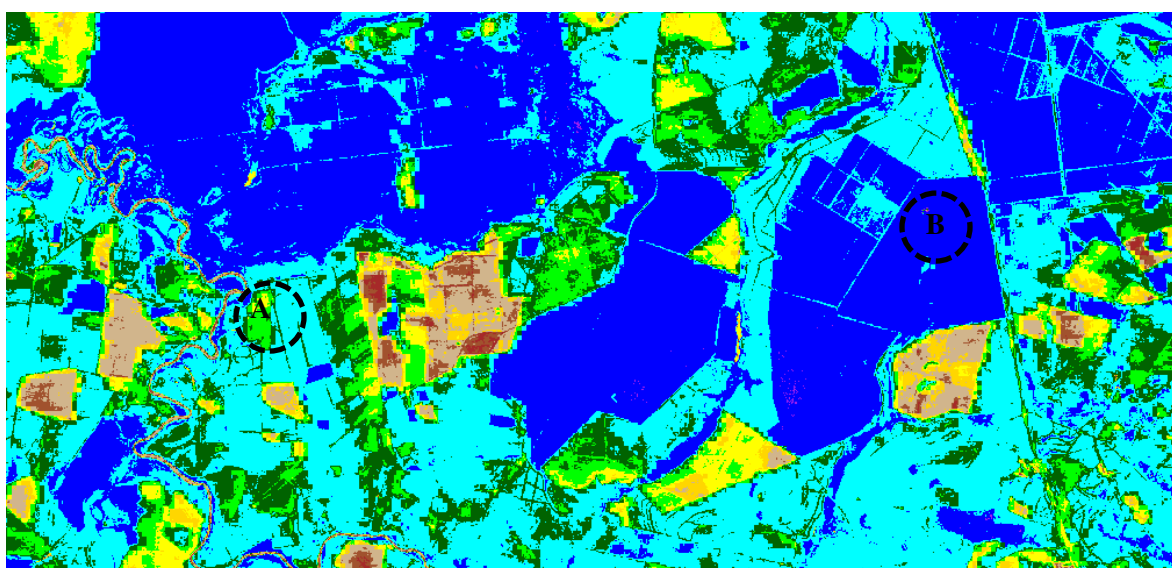
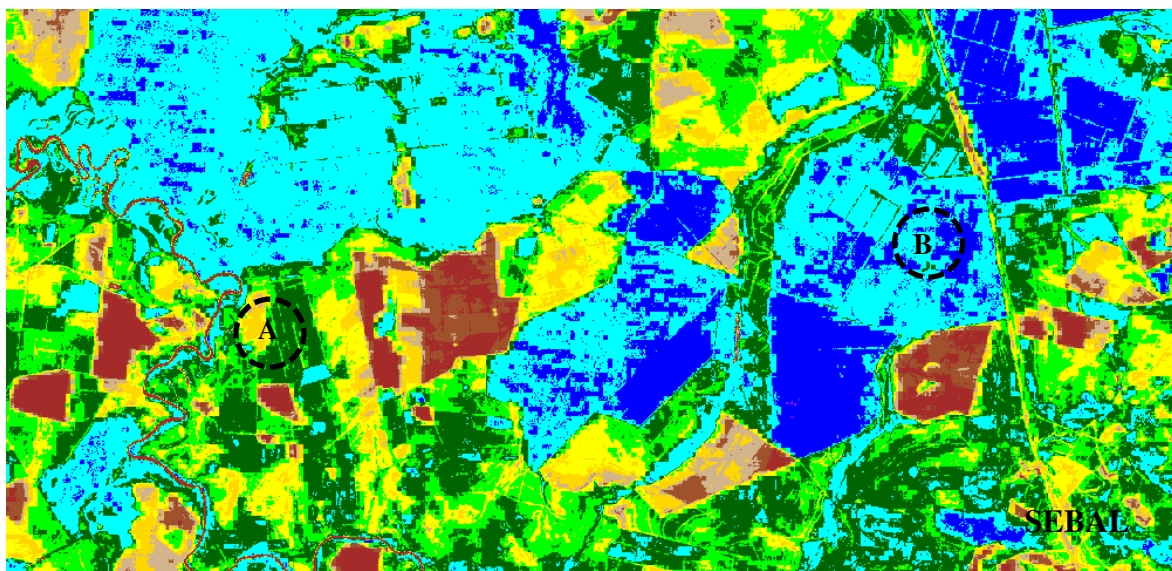


Figura 42 – Fluxo de calor latente [W m^{-2}] para o dia 22 de fevereiro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

As estimativas entre ambos os métodos não chegam a coincidir e são inferiores aos do mês de fevereiro. O SEBAL estima valores entre 450 W m^{-2} e 500 W m^{-2} e entre 250 W m^{-2} e 400 W m^{-2} para o Cerrado e cana-de-açúcar, respectivamente (Figura 43). O S-SEBI revela valores abaixo de 200 W m^{-2} para a área de cana-de-açúcar e entre 250 W m^{-2} e 300 W m^{-2} .

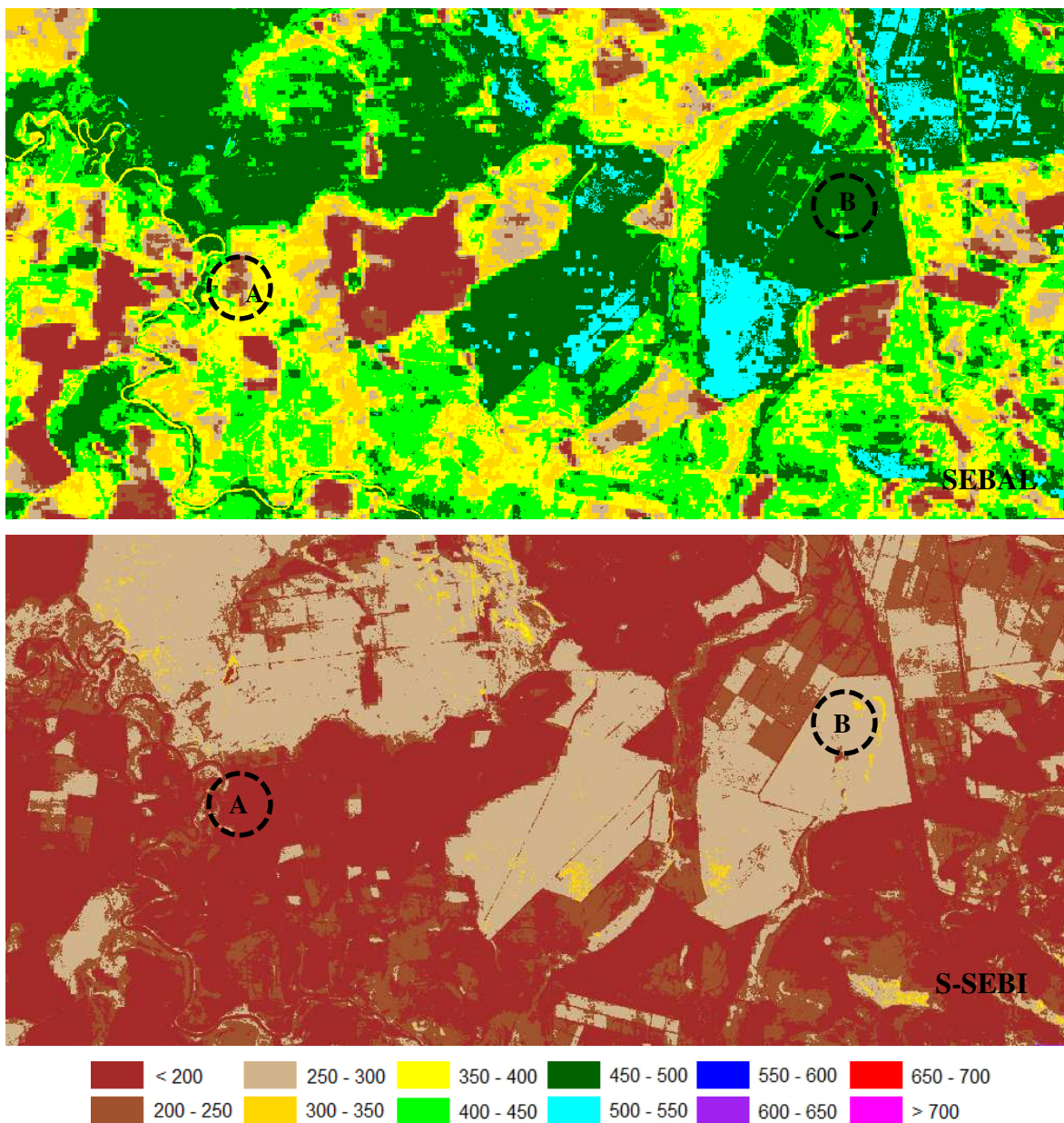


Figura 43 – Fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] para o dia 11 de abril obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

A diferença entre valores entre os dois biomas se torna maior no mês de maio (Figura 44), haja vista que já ocorreu à colheita da cana-de-açúcar e o solo está exposto, assim o fluxo desta área ficou abaixo de $200 W m^{-2}$, corroborando a conclusão de Moreira (2010) que áreas com IVDN baixo, albedo relativamente elevado e baixo fluxo de calor latente são indícios de áreas degradadas, de solo exposto ou pouca vegetação. Enquanto que o Cerrado, que se caracteriza por ser uma área com maior disponibilidade hídrica atingir valores de $450 W m^{-2}$ (estimativa do SEBAL) e $350 W m^{-2}$ (estimativa do S-SEBI). Sobrino

(2007) mostra que os maiores valores de LE estão associados a um maior desenvolvimento da vegetação.

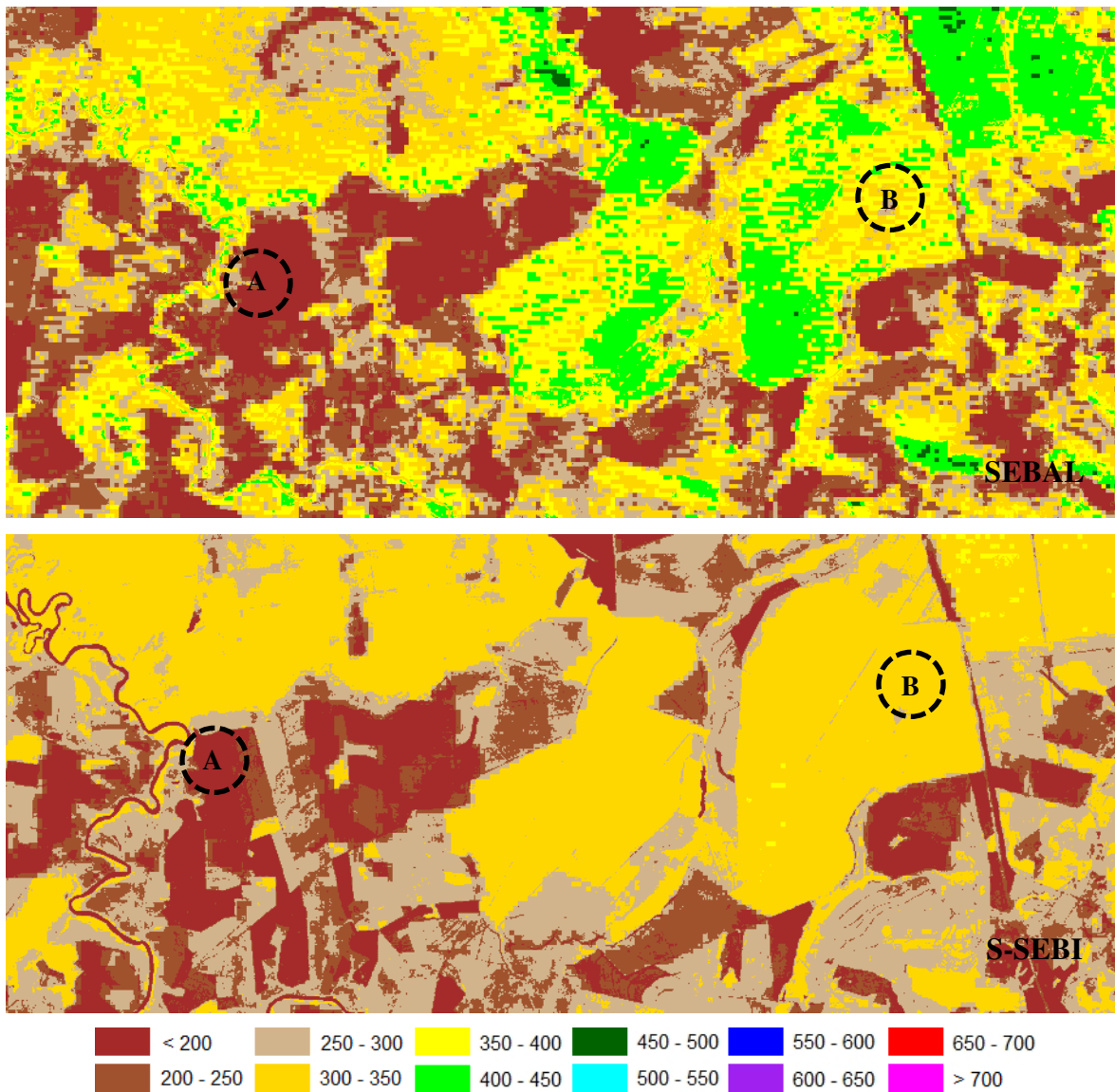


Figura 44 – Fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] para o dia 29 de maio obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Na Figura 45 verifica-se a elevação dos valores na cena e o Cerrado continua a apresentar maiores valores que os da área de cana-de-açúcar. No mapa temático gerado através do S-SEBI, o predomínio fica entre $400 W m^{-2}$ e $500 W m^{-2}$, diferentemente do predomínio do mapa de duas semanas que o antecede (Figura 44), em que os valores permaneciam entre $250 W m^{-2}$ e $350 W m^{-2}$. O SEBAL não demonstrou alterações bruscas.

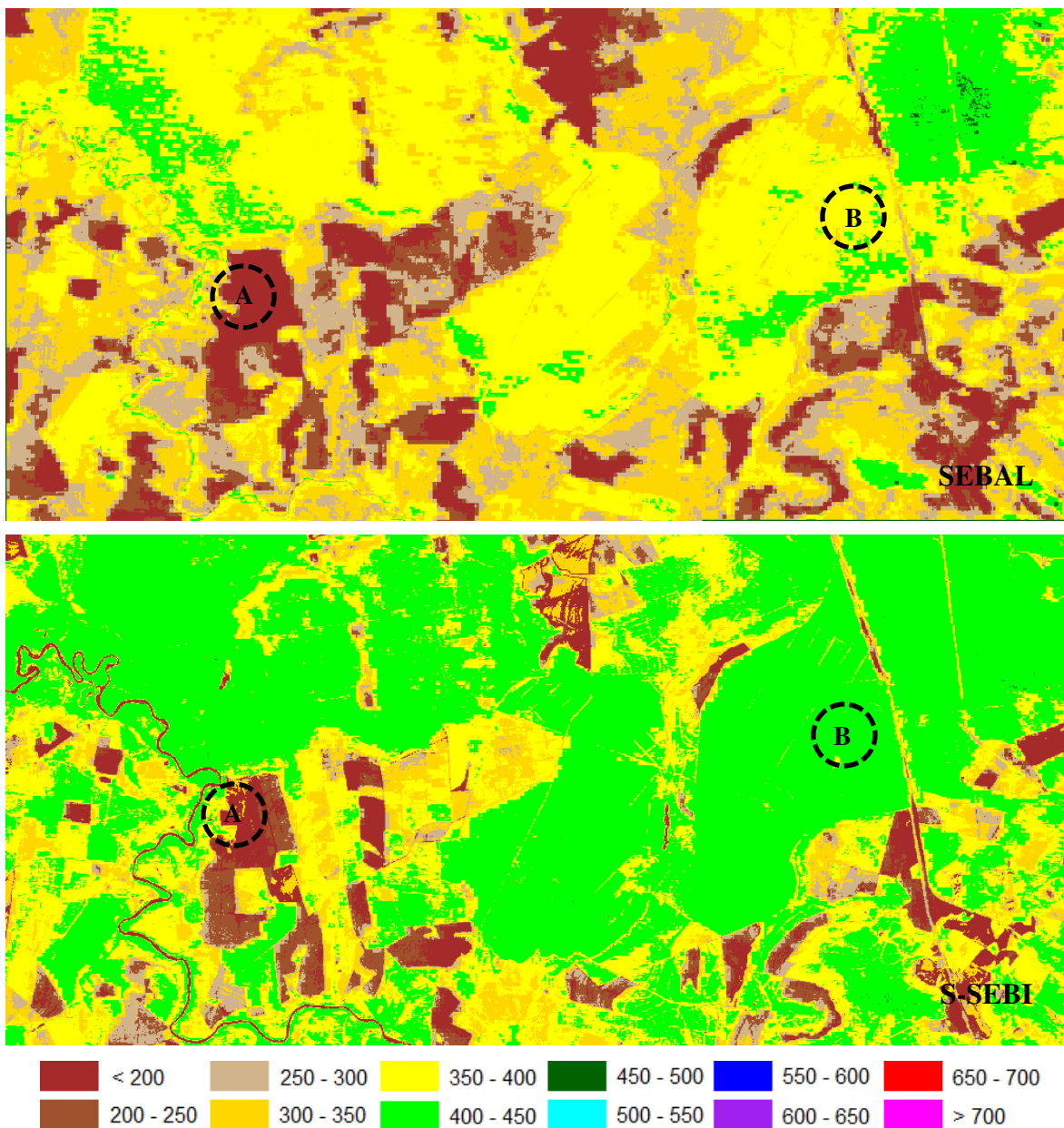


Figura 45 – Fluxo de calor latente [W m^{-2}] para o dia 14 de junho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Os dois algoritmos estimam valores entre 400 W m^{-2} e 450 W m^{-2} para o Cerrado, no dia 16 de julho (Figura 46). O SEBAL continua estimando a região de plantio de cana-de-açúcar abaixo de 200 W m^{-2} , já o S-SEBI estima-a entre 250 W m^{-2} e 300 W m^{-2} .

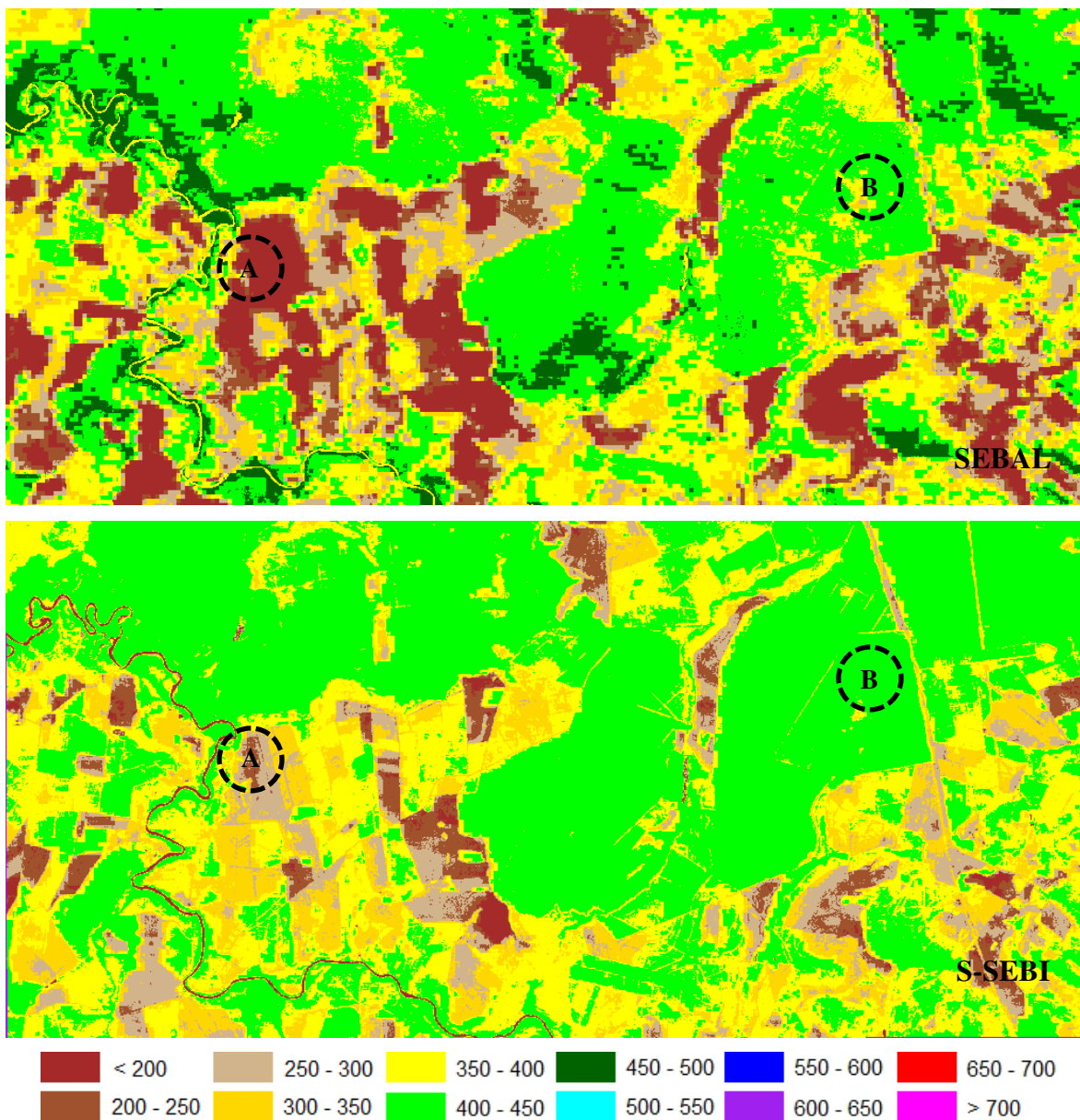


Figura 46 – Fluxo de calor latente [W m^{-2}] para o dia 16 de julho obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Nos dois mapas (Figura 47) os fluxos da região de cana-de-açúcar se mantêm entre 200 W m^{-2} e 300 W m^{-2} , e entre 400 W m^{-2} e 500 W m^{-2} no Cerrado. O S-SEBI estima maiores fluxos na cana que o SEBAL.

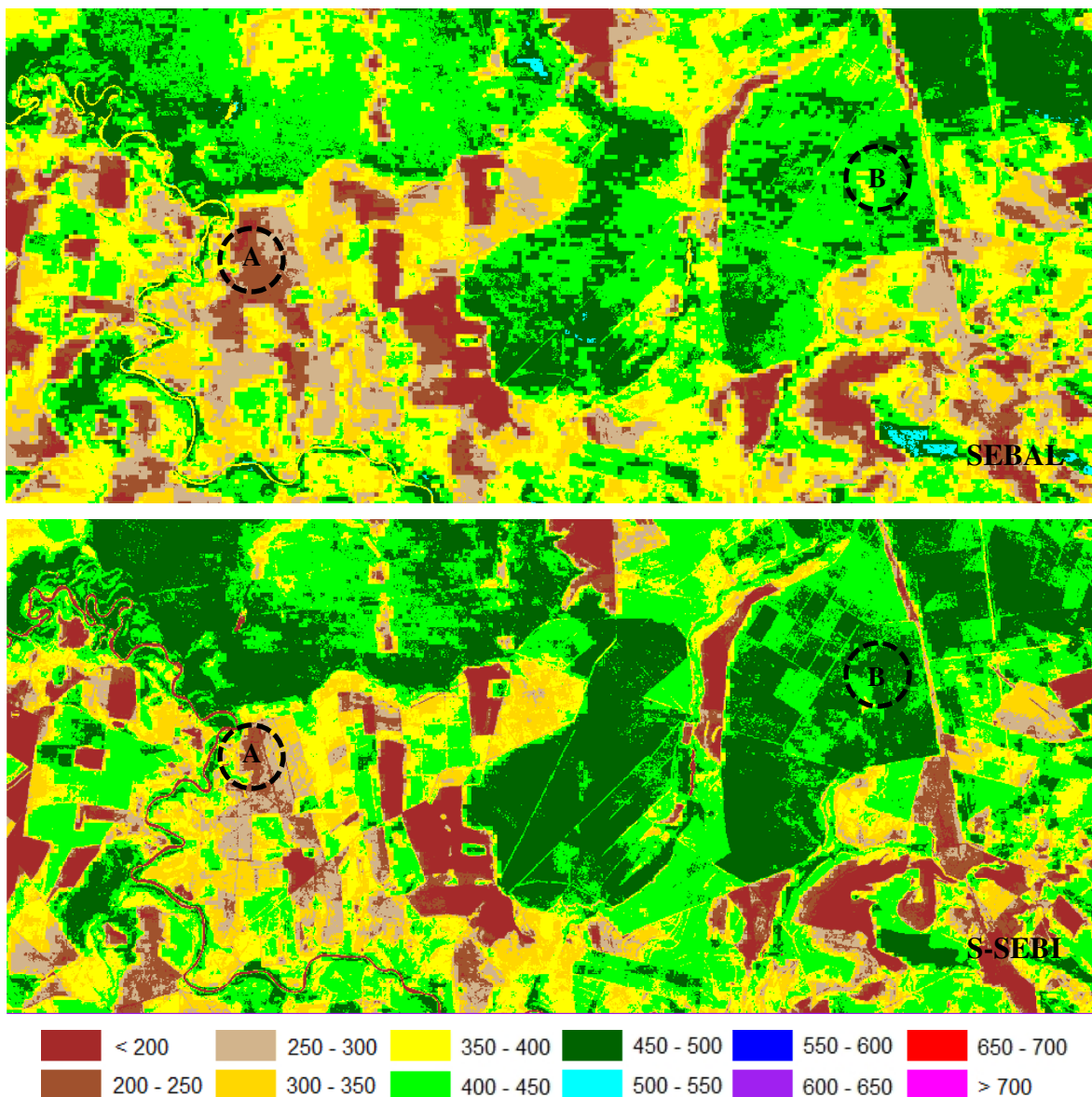


Figura 47 – Fluxo de calor latente [W m^{-2}] para o dia 01 de agosto obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

Os maiores fluxos obtidos durante o ano foram estimados para o dia 21 de novembro (Figura 48), decorrentes de maiores saldos de radiação, já apresentados anteriormente. É evidente o padrão de Cerrado e do bioma de cana-de-açúcar, o Cerrado excedendo 650 W m^{-2} e o segundo bioma com valores entre 550 W m^{-2} e 650 W m^{-2} .

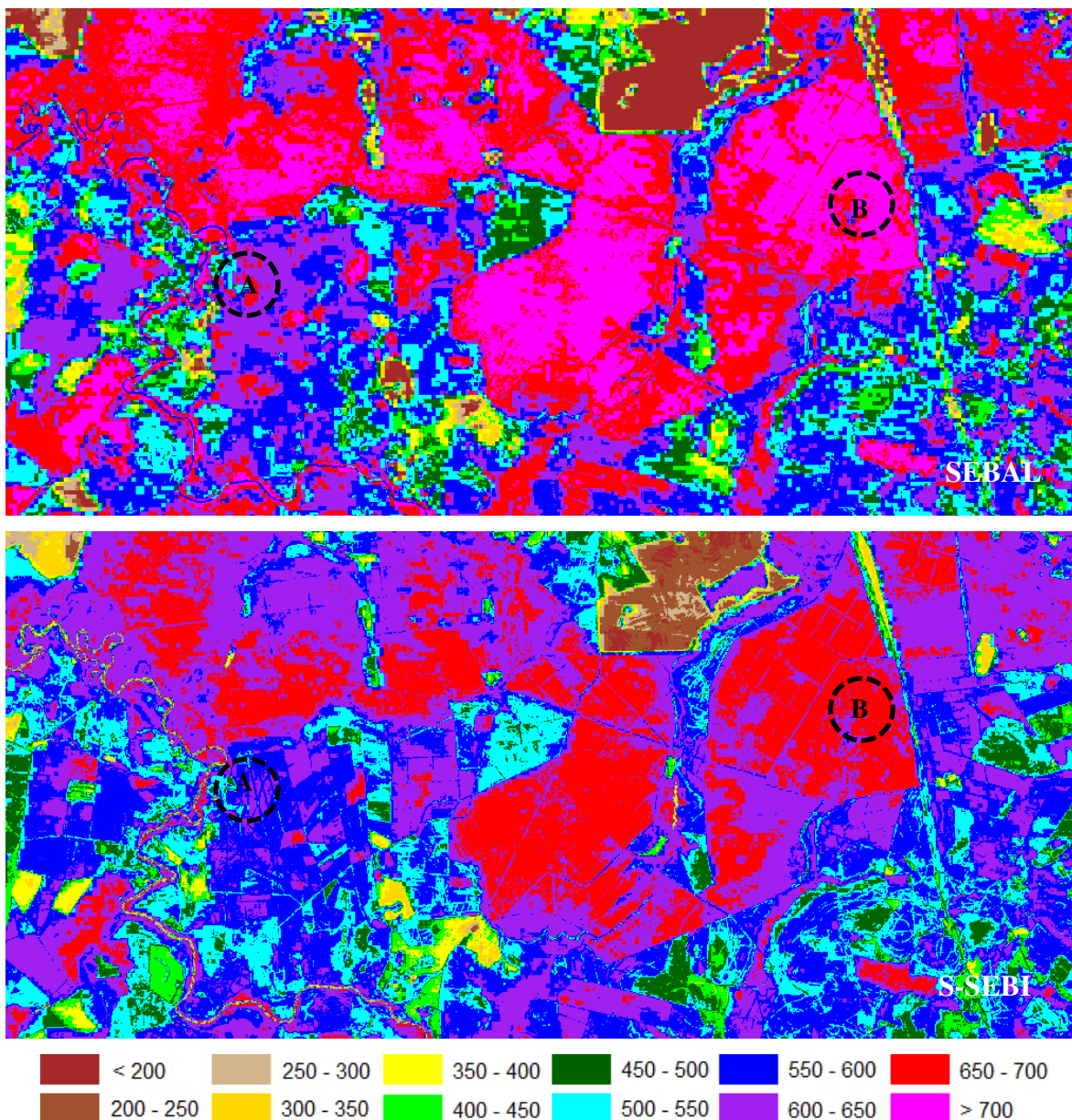


Figura 48 – Fluxo de calor latente [W m^{-2}] para o dia 11 de novembro obtido com o sensor TM – Landsat 5. Ressaltando-se as áreas de cana-de-açúcar (A) e de Cerrado (B).

5.7.1 Validação do fluxo de calor latente

A Tabela 5 contém os dados de superfície para os dois biomas estudados e suas correspondentes estimativas realizadas pelo SEBAL e S-SEBI, além dos erros relativos, os quais auxiliam na validação do S-SEBI e com a inter-comparação dos dois algoritmos.

Os dois algoritmos não representaram fielmente a realidade, pois mesmo com a incerteza associada às medições de superfície e o seu método de obtenção, os mesmos se

mantiveram muito distante destas medições. As estimativas tiveram menores erros para a área do Cerrado, com um erro relativo médio de 38,7 % para a estimativa do SEBAL e 49,5 % para a do S-SEBI. Na área de cana-de-açúcar os erros relativos médios referentes às estimativas foram bastante elevados, atingindo 94,4 % para o SEBAL e 128,8 % para o S-SEBI. Portanto o S-SEBI, assim como o SEBAL, não é capaz de reproduzir quantitativamente os fluxos de calor latente, pois em suma superestimam os valores reais.

Os erros observados nos valores estimados de LE pelo SEBAL podem ser explicados em parte pelo fechamento forçado da equação do balanço de energia, fato que pode ser comprovado em diferentes situações expostas nos trabalhos de Kustas et al. (1999), Twine et al. (2000) e Randow et al. (2004). É possível que os erros gerados pelo S-SEBI sejam relacionados com a determinação do limite superior e inferior das temperaturas na obtenção da fração evaporativa, a qual pode afetar as estimativas de LE.

Tabela 5 – Valores do fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] instantâneo dos biomas Cerrado e da cana-de-açúcar estimados pelos métodos SEBAL e S-SEBI, e medições das torres micrometeorológicas, com respectivos erros relativos (%).

Fluxo de calor latente - Cana de Açúcar					
Data	Medido	SEBAL	S-SEBI	Erro SEBAL	Erro S-SEBI
22/02/2005	325,0	449,1	513,5	38,2	58,0
11/04/2005	327,9	379,9	284,7	15,8	13,2
29/05/2005	98,3	112,8	180,4	14,8	83,6
14/06/2005	36,2	159,0	152,8	339,2	322,0
16/07/2005	82,6	160,4	290,3	94,1	251,5
01/08/2005	134,7	234,3	269,9	73,9	100,4
21/11/2005	352,8	651,0	609,7	84,5	72,8
Erro Médio				94,4	128,8

Fluxo de calor latente - Cerrado					
Data	Medido	SEBAL	S-SEBI	Erro SEBAL	Erro S-SEBI
22/02/2005	377,9	496,9	546,7	31,5	44,7
11/04/2005	369,3	403,9	390,0	9,4	5,6
29/05/2005	307,9	254,7	286,7	17,3	6,9
14/06/2005	153,5	322,1	386,2	109,8	151,6
16/07/2005	217,4	297,2	369,2	36,7	69,8
01/08/2005	265,1	355,3	363,3	34,0	37,0
21/11/2005	447,2	592,3	584,0	32,4	30,6
Erro Médio				38,7	49,5

5.8 Inter-comparação entre SEBAL e S-SEBI

Foram realizados recortes nas áreas do bioma de cana-de-açúcar e Cerrado, ou seja, em áreas homogêneas, para verificar a concordância do S-SEBI com o SEBAL. As Figuras 49-51 apresentam a dispersão dos valores obtidos pelos dois algoritmos. O saldo de radiação estimado por cada um é praticamente o mesmo, os quais se aproximam da realidade, como já foi visto anteriormente (Figura 49). O fluxo de calor sensível difere muito entre eles, principalmente para a área de cana-de-açúcar (Figura 50). Os algoritmos mostram estimativas semelhantes para o fluxo de calor latente, apesar de ambos no geral superestimarem as medidas de superfície (Figura 51).

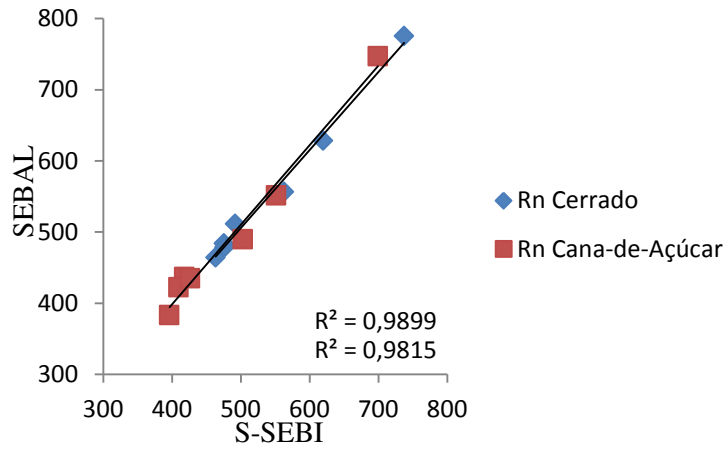


Figura 49 – Comparação do saldo de radiação [$W m^{-2}$] estimado pelo SEBAL e S-SEBI.

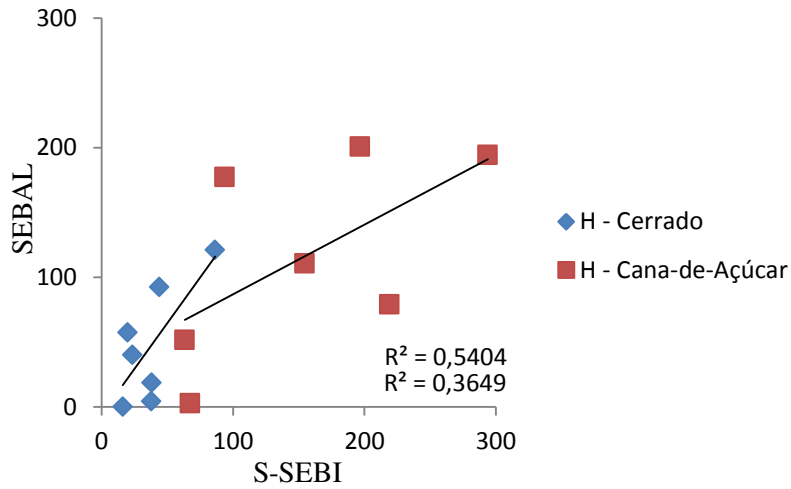


Figura 50 - Comparação do fluxo de calor sensível [$W m^{-2}$] estimado pelo SEBAL e S-SEBI.

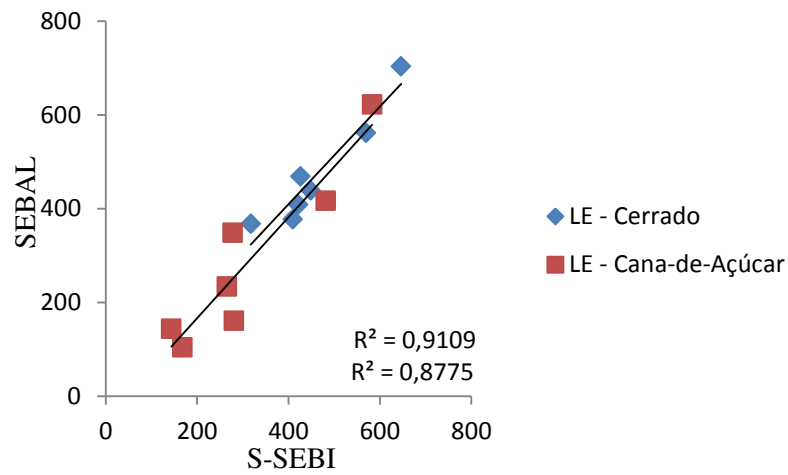


Figura 51 – Comparação do fluxo de calor latente [$W m^{-2}$] estimado pelo SEBAL e S-SEBI.

6 CONCLUSÕES

- O Albedo do Cerrado ficou caracterizado por ser inferior ao de áreas agrícolas, demonstrando o impacto do desmatamento sobre este parâmetro;
- Apesar do IVDN do bioma cana-de-açúcar atingir valores expressivos, o seu máximo não se igualou ao do Cerrado;
- As temperaturas da superfície se demonstraram mais elevadas em áreas degradadas em relação às temperaturas obtidas em superfícies com cobertura vegetal nativa;
- O Cerrado demonstrou uma maior capacidade para armazenar energia que a região de cultivo da cana-de-açúcar;
- Os fluxos de calor sensível tiveram uma magnitude maior em regiões antrópicas, devido a menor presença de água nestas regiões. O inverso acontece tratando-se do fluxo de calor latente.
- O S-SEBI e o SEBAL realizam estimativas de saldo de radiação relativamente bem, especialmente sobre o Cerrado. O S-SEBI, em média, demonstrou mais destreza.
- Os elevados erros encontrados demonstram que os dois algoritmos não tem tanta habilidade em estimar o fluxo de calor sensível em regiões muito heterogêneas. Ressalva-se o fato de ambos os algoritmos terem sido desenvolvidos para áreas áridas ou semiáridas.
- Ambos os algoritmos tendem a superestimar os fluxos de calor latente, principalmente sobre regiões com menor presença de água.
- O fluxo de calor sensível estimado difere muito entre ambos os algoritmos;
- Os algoritmos concordam nas estimativas de saldo de radiação e nas de fluxo de calor latente, apesar de este último parâmetro ser superestimado por ambas as técnicas.

7 REFERÊNCIAS

ACCIOLY, L.J.; PACHECO, A.; COSTA, T.C.C.; LOPES, O.F.; OLIVEIRA, M.A.J. Relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor TM/Landsat. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.6, n.3, p.492-498, 2002.

ALAZEM, F. Using **SEBS to Estimate the Spatial and Temporal Variability of Evaporative Fraction in Relation with Soil Moisture in Guareña Basin (Spain)**, MSc University of Twente – ITC, Enschede, 56 p. 2010

ALLEN, R. G., TASUMI, M., & TREZZA, R. Satellite-based energy balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) - model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**. v.133, n.4, p.380-394, 2007a.

ALLEN, R. G., TREZZA, R., TASUMI M. **Surface energy balance algorithms for land. Advance training and user's manual**, v. 1.0, p.98, 2002.

ANDERSON, M.C., KUSTAS, W.P., NORMAN, J.M. Upscaling and downscaling—a regional view of the soil–plant–atmosphere continuum. **Agronomy Journal**, v.95, 1408–1423. 2004.

ANDERSON, M.C., NORMAN, J.M., MECIKALSKI, J.R., OTKIN, J.A., KUSTAS, W.P. A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 2. Surface moisture climatology. **Journal of Geophysical Research**, 2007.

ANDRADE, R. G. **Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana-de-açúcar**. 2008. 135p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa. 2008.

ARRAES, F. D. D. **Dinâmica do balanço de energia na Bacia Hidráulica do Açude Orós e suas adjacências**. 2010. 90 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola), Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2010.

ATAÍDE, K. R. P. ; CAVALCANTI, E. P. ; SILVA, B. B. . Resultados preliminares da estimativa do saldo de radiação diurno usando imagens do sensor MODIS (Terra e Aqua) para dias de céu claro. **Revista Sodebras**, v. 1, 2006.

ATAÍDE, K. R. P. **Determinação do saldo de radiação e radiação solar global com produtos do sensor MODIS Terra e Aqua**. 2006. 88p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande. 2006.

Bastiaanssen, W. G. M. Sebal-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated gediz basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v.229, n.1, p.87–100, 2000.

Bastiaanssen, W. G. M., Molden, D. J., & Makin, I. W. Remote sensing for irrigated agriculture: Examples from research and possible applications. *Agricultural Water Management*, 46, 137–155, 2000.

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

BHATTACHARYA, B.K.; MALLICK, K.; PATEL, N.K.; PARIHAR, J.S. Regional clear sky evapotranspiration over agricultural land using remote sensing data from Indian geostationary meteorological satellite. **Journal of Hydrology**. 2010

BATRA, N., ISLAM, S., VENTURINI, V., BISHT, G., JIANG, L. Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the southern great plains. **Remote Sensing of Environment**. v. 103, 1–15. 2006

BAUSCH, W. C. Remote sensing of crop coefficients for improving the irrigation scheduling of corn. **Agricultural Water Management**, v. 27,55–68. 1995.

BAUSCH, W. C., & NEALE, C. M. U. Crop coefficients derived from reflected canopy radiation: A concept. **Transactions of American Society of Agricultural Engineers**, v. 30, 703–709. 1987.

BECKER, F. The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. **International Journal of Remote Sensing**, v. 8, p. 1509-1522, 1987.

BEZERRA, B. G. **Balço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL**. Campina Grande, 2006.127 p. 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, p. 305-317, 2008.

BOEGH, E., SOEGAARD, H., THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using LANDSAT-TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote sensing of Environment**. v. 79, p. 329–343, 2002.

BOEGH, E., POULSEN, R., BUTTS, M., ABRAHAMSEN, P., DELLWIK, E., HANSEN, S., et al. Remote sensing based evapotranspiration and runoff modeling of agricultural, forest and urban flux sites in Denmark: From field to macro-scale. **Journal of Hydrology**, v. 377, p. 300–316. 2009.

BURBA, G.G., VERMA, S.B. Seasonal and interannual variability in evapotranspiration of native tall grass prairie and cultivated wheat ecosystems. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 135, p. 190–201. 2005

BRABANT, **Le sol des forêts claires du Cameroun, Exemple d'un site représentatif en vue de la cartographie des sols et de l'évaluation des terres**. Tome 1. IRD Ed, 530 pp. 1998.

BREMER, D.J., HAM, J.M. Effect of spring burning on the surface energy balance in a tallgrass prairie. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 97, p. 43–54. 1999.

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

BRUTSAERT, W., SUGITA, M. Regional surface fluxes from satellite-derived surface temperatures (AVHRR) and radiosonde profiles. **Boundary Layer Meteorology**, v.58, p. 355–366. 1992.

CHANDER, G., MARKHAM, B. Revised LANDSAT-5 TM radiometric calibration procedures and post calibration dynamic ranges. *Ieee trans. Geoscience Remote sensing*, v. 41, n.11, p.2 674-2677, 2003.

CHEHBOUNI, A., SANTIAGO, F., DEDIEU, G., GOODRICH, D.C., UNKRICH, C., Estimation of heat and momentum fluxes over complex terrain using a large aperture scintillometer. ***Agricultural and Forest Meteorology*** v. 105, p. 215–226. 2000

CHRISTOFIDIS, D. Os recursos hídricos e a prática da irrigação no Brasil e no mundo. ***Revista Item***, n. 49, p. 8-13, 2001.

CHOUDHURY, B.J., IDSO, S.B., REGINATO, R.J. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared temperature based energy balance equation. ***Agricultural and Forest Meteorology***, v. 39, p. 283–297. 1987.

CHOUDHURY, B.J.; REGINATO, R.J.; IDSO, S.B. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. ***Agricultural and Forest Meteorology***, v. 37, p. 75–88. 1986.

CHOUDHURY, B. J., AHMED, N. U., IDSO, S. B., REGINATO, R. J., AND DAUGHTRY, C. S. T.: Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations, ***Remote Sensing of Environment***, v. 50, p. 1–17, 1994.

CHOUDHURY, B. J. AND DIGIROLAMO, N. E.: A biophysical process based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data, 1 model description and comparison with observations, ***Journal of Hydrology***, v. 205, p. 164–185, 1998.

CLEUGH, H.A., LEUNING, R., MU, Q., RUNNING, S.W. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. ***Remote Sensing of Environment***. 106 (3), 285–304. 2007

COURALT, D.; SEGUIM, B.; OLIOSO, A. **Review to estimate Evapotranspiration from remote sensing data: some examples from the simplified relationship to the use of mesoscale atmospheric models**. ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions, 17 de setembro de 2002.

COURAULT, D., SEGUIN, B., AND OLIOSO, A.: Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. **Irrigation and Drainage Systems.**, v. 19, p. 223–249, 2005.

COURAULT, D., JACOB, F., BENOIT, V., WEISS, M., MARLOIE, O., HANOCQ, J. F., et al. Influence of agricultural practices on micrometeorological spatial variations at local and regional scales. **International Journal of Remote Sensing**, v. 30, p. 1183–1205. 2009.

CUNHA, A. R.; ESCOBEDO, J. F.; KLOSOWSKI, E. S.; GALVANI, E. (2000). **Balanco de energia em cultivo protegido de pimentão**. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, Out. 2008.

CRAGO, R.D. Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. **Journal of Hydrology**. 180, 173–194. 1996.

DAUGHTRY, C.S.T., KUSTAS, W.P., MORAN, M.S., PINTER, P.J., JACKSON, R.D., BROWN, P.W., NICHOLS, W.D., AND L.W. GAY. **Spectral estimates of net radiation and soil heat flux**. 1990.

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

DAVIDSON, A., WANG, S. Spatio-temporal variations in land surface albedo across Canada from MODIS observations. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 31, p. 377–390. 2005.

DE BRUIN, H.A.R., KOHSIEK, W., VAN DEN HURK, B., A verification of some methods to determine the fluxes of momentum, sensible heat, and water vapour using standard deviation and structure parameter of scalar meteorological quantities. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 63, p. 231–257.1993.

DICKINSON, R.E., Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. **Advances in Geophysics**, v. 25, p. 305–353. 1983.

DUCHEMIN, J., HADRIA, R., ER-RAKI, S., BOULET, G., MAISONGRANDE,P., CHEHBOUNI, A., ESCADAFAL, R., EZZAHAR, J., HOEDJES, J.,KARROUI, H., KHABBA, S., MOUGENOT, B., OLIOSO, A., RODRIGUEZ,J.-C., SIMONNEAUX, V.,

Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: on the use of relationship between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. 2006.

DUGUAY, C.R. Radiation modeling in mountainous terrain review and status. **Mountain Research and Development**, v. 13, p. 339–357. 1993.

FAN, L.; LIU, S.; BERNHOFER, C.; LIU, H.; BERGER, F. H. Regional land surface energy fluxes by satellite remote sensing in the Upper Xilin River Watershed (Inner Mongolia, China). **Theoretical and Applied Climatology**, v. 88, p. 231-245. 2007.

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.

FISHER, J.B., TU, K.P., BALDOCCHI, D.D. Global estimates of land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. **Remote Sensing of Environment**. v. 112, p. 901–919. 2008.

FOKEN, T; WIMMER, F; MAUDER, M; THOMAS, C; LIEBETHAL, C: Some aspects of the energy balance closure problem. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, p. 3381–3402. 2006.

FRENCH, A.N., JACOB, F., ANDERSON, M.C., KUSTAS, W.P., TIMMERMANS, W., GIESKE, A., SU, Z., SU, H., MCCABE, M.F., LI, F., PRUEGER, J., BRUNSELL, N. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the IOWA 2002 SMACEX site (USA). **Remote Sensing of Environment**, v. 99, p. 55–65. 2005.

GAO, Z., LIU, C., GAO, W., AND CHANG, N. B., A Coupled Remote Sensing and the Surface Energy Balance with Topography Algorithm (SEBTA) to Estimate Actual Evapotranspiration over Heterogeneous Terrain. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 119-139, 2011.

GARATUZA-PAYAN, J. AND WATTS, C. J.: The use of remote sensing for estimating ET of irrigated wheat and cotton in Northwest Mexico. **Irrigation and Drainage Systems**, v 19. 301–320, 2005.

GELLENS-MEULENBERGHS, F., ARBOLEDA, A., GHILAIN, N. **Towards a continuous monitoring of evapotranspiration based on MSG data**. Symposium on Remote Sensing for Environmental Monitoring and Change Detection. IUGG, Perugia, Itália, Julho de 2007.

GIACOMONI, M. H. **Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelos de balanço de energia: aplicação no estado do rio grande do sul**. 2005.

GIBSON, L.A., MÜNCH, Z., ENGELBRECHT, J. Particular uncertainties encountered in using a pre-packaged SEBS model to derive evapotranspiration in a heterogeneous study area in South Africa. **Hydrology and Earth Systems Sciences**, v. 15, p. 295–310. 2011.

GÓMEZ, M.; OLIOSO, A.; SOBRINO, J. A.; JACOB, F. Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/Reseda experimental site using airborne polder sensor and thermal camera. **Remote sensing of environments**, v. 96, p. 399-408, 2005.

GOMES, H. B. **Balances de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e Cerrado no Estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. Tese (Doutorado em Meteorologia). 2009.

GURGEL, H. C.; FERREIRA, N. J.; LUIZ, A. J. B. Estudo da variabilidade do NDVI sobre o Brasil utilizando-se a análise de agrupamento. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 1, p. 8590, 2003.

HEMAKUMARA, H. M.; CHANDRAPALA, L.; MOENE, A. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. **Agricultural Water Management**, v. 58, n. 2, p. 109-122, 2003.

HEUSINKVELD, B.G., JACOBS, A.F.G., HOLTSLAG, A.A.M., BERKOWICZ, S.M. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 122, p. 21–37. 2004.

- HILL, R.J. Review of optical scintillation methods of measuring the refractive-index spectrum, inner scale and surface fluxes. **Waves in Random and Complex Media**, v. 2, p. 179–201. 1992
- HOEDJES, J., CHEHBOUNI, A., JACOB, F., EZZAHAR, J., & BOULET, G. Deriving daily evapotranspiration from remotely sensed instantaneous evaporative fraction over olive orchard in semi-arid Morocco. **Journal of Hydrology**, v. 354, p. 53–64. 2008.
- HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index – SAVI. **Remote Sensing of Environment**, v. 25, p. 295–309, 1988.
- HUETE, A.R.; WARRICK, A.R. Assessment of vegetation and soil water regimes in partial canopies with optical remotely sensed data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v.32, p.155-167, 1990.
- HUNSACKER, D. J., PINTER, P. J., BARNES, E. M., & KIMBALL, B. A. Estimating cotton evapotranspiration crop coefficients with a multispectral vegetation index. **Irrigation Science**, v. 22, p. 95–104. 2003.
- HUNTINGFORD, C., VERHOEF, A., & STEWART, H. 2000. Dual versus single source models for estimating surface temperature of African savannah. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 4, p. 185–191. 2000
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICO-IBGE. **Manual técnico de uso da terra**. Dois ed. Rio de janeiro. IBGE, p.8-88, 2006.
- IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. New york: academic press. 212p., 1983.
- JACKSON, R.D.; IDSO, S.B.; REGINATO, R.J.; PINTER, P.J. Canopy temperature as a crop water stress indicator. **Water Resources Research**, v. 17, p. 1133–1138. 1981
- JACOB, F., PETITCOLIN, F., SCHMUGGE, T., VERMOTE, E., OGAWA, K., & FRENCH, A. Comparison of land surface emissivity and radiometric temperature derived from MODIS and ASTER sensors. **Remote Sensing of Environment**, v. 90, p. 137–152. 2004.
- JIANG, L.; ISLAM, S. Estimation of surface evaporation map over Southern Great Plains using remote sensing data. **Water Resources Research**, v. 37, p. 329. 2001.

JIANG L, ISLAM S. An intercomparison of regional latent heat flux estimation using remote sensing data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, p. 2221-2236. 2003.

JUAN, W., CHANGZHOU, W., JINQIANG, G., YONGWEN, L. **A method base on digital image analysis for estimating crop canopy parameters**. Em: Proceedings of the International Conference on Computer Distributed Control and Intelligent Environmental Monitoring, Changsha, Hunan, Chine, pp. 338–341. 2011.

KALMA, J.D.; JUPP, D.L.B. Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a one-layer resistance model. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 51, p. 223–246. 1990.

KALMA, J. D.,MCVICAR, T. R., &MCCABE,M. F. Estimating land surface evaporation: a review of methods using remotely sensed surface temperature data. **Surveys in Geophysics**, v. 29, p. 421–469. 2008.

KANG, S., LEE, D., KIMBALL, J.S. The effects of spatial aggregation of complex topography on hydroecological process simulations within a rugged forest landscape: Development and application of a satellite-based topoclimatic model. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 34, p. 519–530. 2004.

KATUL, G., HSIEH, C.-I., BOWLING, D., CLARK, K., SHURPALI, N., TURNIPSEED, A., ALBERTSON, J.,TU, K., HOLLINGER, D., EVANS, B., OFFERLE, B., ANDERSON, D., ELLSWORTH, D., VOGEL, C.,OREN, R., 1999. Spatial variability of turbulent fluxes in the roughness sub-layer of an even-aged pine forest. **Boundary-Layer Meteorology** v. 93, p. 1–28. 1999.

KJAERGAARD, J.H.; CUENCA, R. H.; PLAUBORG, F. L.; HANSEN. S. Long-term comparisons of net radiation calculation schemes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, p. 417 –431, 2007.

KLEIN, S. A. Calculation of Monthly Average Insolation on titled surfaces. **Solar energy**, v.9, p.325-329, 1977.

KLINK, A. C.; Machado, R. B. Conservation of the Brazilian Cerrado. **Conservation biology**, v. 19, n. 3, p. 707–713, 2005.

KOGAN, F. N.: Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection. *Advance Space Research*, v. 15, p. 91–100. 1995.

KUSTAS, W.P. AND J.M. NORMAN. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. ***Journal of Hydrological Sciences***, v. 41: p. 495-516. 1996.

KUSTAS, W. P.; PRUEGER, J. H.; HUMES, K. S.; STARKS, P. J. Estimation of surface heat fluxes at field scale using surface layer versus mixed-layer atmospheric variables with radiometric temperature observations. ***Journal of Applied Meteorology***, v. 38, p. 224-238, 1999.

LEIVAS, J.; GUSSO, A.; FONTANA, D. C.; BERLATO, M. **Estimativa do balanço de radiação na superfície a partir de imagens do sensor ASTER**. Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Florianópolis, Brasil. Disponível em CD-ROM. 2007.

LEUNING, R., ZHANG, Y.Q., RAJAUD, A., CLEUGH, H., Tu, K. A simple surface conductance model to estimate regional evaporation rate using MODIS leaf area index and the Penman-Monteith equation. ***Water Resources Research***, v.44. 2008.

LI, F., KUSTAS, W.P., ANDERSON, M.C., PRUEGER, J.H., SCOTT, R.L. Effect of remote sensing spatial resolution on interpreting tower-based flux observations. ***Remote Sensing of Environment***, v. 112, p. 337–349. 2008.

LI, X., LU, L., YANG, W., CHENG, G. Estimation of evapotranspiration in an arid region by remote sensing—A case study in the middle reaches of the Heihe River Basin. ***International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation***. 2011.

LI, Z.-L., TANG, R., WAN, Z., BI, Y., ZHOU, C., TANG, B., YAN, G., ZHANG, X. A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. ***Sensors***, v. 9, p. 3801–3853. 2009.

LIU, Y.; et al. Reducing the discrepancy between ASTER and MODIS land surface temperature products. ***Sensors***, v.7, p. 3043-3057, 2007.

LHOMME, J. P., MONTENEY, B., & AMADOU, M. Estimating sensible heat flux from radiometric temperature over sparse millet. ***Agricultural Water Management***, v. 68, p. 77–91.1994.

LOSSARDO, L. F. ; LORANDI, R. **Caracterização das Potencialidades e Fragilidades Ambientais do Meio Físico de Parte de Município de Santa Rita do Passa Quatro (SP)**. *Geociências* (São Paulo. Online), v. 29, p. 389-399, 2010.

MALLICK, K., BHATTACHARYA, B.K., CHOURASIA, S., DUTTA, S., NIGAM, R., MUKHERJEE, J., BANERJEE, S., KAR, G., RAO, V.U.M., GADGIL, A.S., PARIHAR, J.S. Evapotranspiration using MODIS data and limited ground observations over selected agroecosystems in India. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, p. 2091–2110. 2007.

MALLICK, K.; BHATTACHARYA, B.K.; RAO, V. U. M.; REDDY, D.R; BANERJEE, S.; HOSHALI, V. PANDEY, V.; KAR, G.; MUKHERJEE, J.; VYAS, S. P.; GADGIL, A. S.; & PATEL, N. K. Latent heat flux estimation in clear sky days over Indian agroecosystems using noontime satellite remote sensing data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 1646-1665. 2009.

MARKHAM, B. L. AND BARKER, L. L. Thematic mapper bandpass solar exoatmospherial irradiances. **International Journal of remote sensing**, v. 8, n. 3 p. 517-523, 1987.

MARTINELLI, L. A.; FILOSO, S. Expansion of sugarcane ethanol production in Brazil: environmental and social challenges. **Ecological applications**, v. 18, n.4, p.885-898, 2008.

MAUDER, M., JEGEDE, O.O., OKOGBUE, E.C., WIMMER, F., FOKEN, T. Surface energy balance measurements at a tropical site in West Africa during the transition from dry to wet season. **Theoretical and Applied Climatology**. doi:10.1007/s00704-006-0252-6. 2006.

MEIJNINGER, W.M.L., HARTOGENSIS, O.K., KOHSIEK, W., HOEDJES, J.C.B., ZUURBIER, R.M.,BRUIN, H.A.R.D. Determination of area-averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over a heterogeneous surface – flevo land field experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, p. 37–62. doi:10.1023/A:1019647732027. 2002b.

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.

MERLIN, O., & CHEHBOUNI, A. Different approaches in estimating heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, p. 275–289. 2004.

MINNIS, P., MAYOR, S., SMITH JR., W.L., YOUNG, D.F. Asymmetry in the diurnal variation of surface albedo. **IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing**, v. 35, p. 879–891. 1997.

MIRALLES, D.G., HOLMES, T.R.H., DE JEU, R.A.M., GASH, J.H., MEESTERS, A.G.C.A., DOLMAN, A.J. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 453–469. 2011.

MITTERMEIER RA, MYERS N, MITTERMEIER CG.. **Hotspots: Earth's Biologically Richest and Most Endangered Terrestrial Ecoregions**. Mexico City:CEMEX. 2000.

MONTEITH, J.L. **Evaporation and the environment**. In: symposium of the society of exploratory biology, v. 19, p. 205–234. 1965.

MORAN, M.S. AND JACKSON, R.D. Assessing the spatial distribution of evapotranspiration using remotely sensed inputs. **Journal of Environmental Quality**, v. 20, , p. 525-737. 1991.

MORAN, M. S., RAHMAN, A. F., WASHBURNE, J. C., GOODRICH, D. C., WELTZ, M. A., & KUSTAS, W. P. Combining the Penman-Monteith equation with measurements of surface temperature and reflectance to estimate evaporation rates of semiarid grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 80, p.87–109. 1996.

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

MU, Q., HEINSCH, F.A., ZHAO, M., RUNNING, S.W. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. **Remote Sensing of Environment**. v. 111, p. 519–536. 2007.

MU, Q., ZHAO, M., RUNNING, S.W. Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm. **Remote Sensing of Environment**. 115, 1781–1800. 2011.

MYERS, N.; MITTERMEIER, R. A.; MITTERMEIER, C. G.; DA FONSECA, G. A. B, KENT J. Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Nature**, v.403, p. 853–858. 2000.

NEALE, C., YAYANTHI, H., AND WRIGHT, J. L.: Irrigation water management using high resolution airborne remote sensing. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 321–336. 2005.

NEMANI, R.R., WHITE, M.A., THORNTON, P., NISHIDA, K., REDDY, S., JENKINS, J., RUNNING, S.W. Recent trends in hydrologic changes have enhanced the carbon sink in the United States. **Geophysical Research Letter**, v. 26, n. 1468 . 2002.

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

NISHIDA, K., NEMANI, R.R., RUNNING, S.W., GLASSY, J.M. An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation. **Journal of Geophysical Research-atmosphere**, v. 108, n. 4270. 2003.

NORMAN, J. M., DIVAKARLA, M., & GOEL, N. S. Algorithms for extracting information from remote thermal-IR observations of the Earth's surface. **Remote Sensing of Environment**, v. 51, p. 157–168. 1995a.

NORMAN, J. M., KUSTAS, W. P., PRUEGER, J. H., & DIAK, G. R. Surface flux estimation using radiometric temperature: A dual-temperature-difference method to minimize measurement errors. **Water Resources Research**, v. 36, p. 2263–2274. 2000.

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. 2^aed. Methuen, p. 289. 1987.

OKI, T., KANAE, S. Global hydrological cycles and world water resources. **Science**, v. 313, p. 1068–1072. 2006.

OLIOSO, A., INOUÉ, Y., ORTEGA-FARIAS, S., DEMARTY, J., WIGNERON, J., BRAUD, I., et al. Future directions for advanced evapotranspiration modeling: Assimilation of remote sensing data into crop simulation models and SVAT models. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 377–412. 2005.

OLIVERA, S.A., OLIVERA, H.R., WALLACEA, J.S., ROBERTS, A.M. Soil heat flux and temperature variation with vegetation, soil type and climate. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 39, p. 257–269. 1987.

OUAIDRARI, 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**, v. 81, p. 114-128. 2002.

PAIVA, C. M. **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR**. 248p, Tese (Doutorado em Engenharia Civil). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia. Rio de Janeiro, RJ, 2005.

Paranhos, S. B. **cana-de-açúcar: cultivo e utilização**. Campinas: cargill, v. 1, p. 431. 1987.

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

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–parte I: Fisiografia da região. In: PIVELLO & E. M. VARANDA. **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, p. 15 – 28, 2005.

PRIESTLEY, C.H.B., TAYLOR, R.J. **On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters**. Mon. Weather rev. v. 100, p. 81–92, 1972.

PRICE, J. C. Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 28, p. 940–948. 1990.

RANDOW, C. VON; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. **Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia**. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 78, p. 5-26, 2004.

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

ROMÁN, M. O. et al. Assessing the coupling between surface albedo derived from MODIS and the fraction of diffuse skylight over spatially characterized landscapes. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 4, p. 738-760, 2010.

ROUSE, J.W., R.H.Haas, J.A.Schell, & D.W. **Deering: monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS**. Third ERTS symposium, NASA sp-351 i: 309-317, 1973.

ROSEMA, A. Using METEOSAT for operational evapotranspiration and biomass monitoring in the Sahel region. **Remote Sensing of Environment**, v. 46, p. 27–44.1993

RUDORFF, B. F. T.; SUGAWARA, L. M.; AGUIAR, D. A.; SILVA, W. F.; GOLTZ, E.; AULICINO, T. L. I. N.; CARVALHO, M. A.; ARENAS-TOLEDO, J. M.; BRANDÃO. **Determinação da área cultivada com cana-de-açúcar na região centro-sul por meio de imagens de satélite de sensoriamento remoto - safras 2005/06 a 2008/09**. São José dos campos: inpe, 151 p. 2009.

RWASOKA, D.T., W. GUMINDOGA, AND J. GWENZI , **Estimation of actual evapotranspiration using the Surface Energy Balance System (SEBS) algorithm in the Upper Manyame catchment in Zimbabwe**. doi:10.1016/j.pce.2011.07.035 . 2011.

RYU, Y., S. KANG, S. K. Moon, And J. Kim. Evaluation of land surface radiation balance derived from moderate resolution imaging spectrometer (MODIS) over complex terrain and

heterogeneous landscape on clear sky days. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 1538-1552. 2008.

SÁNCHEZ, J.M., KUSTAS, W.P., CASELLES, V., ANDERSON, M.C. Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. **Remote Sensing of Environment**. v. 112, p. 1130–1143. 2008.

SANO, E.E.; ROSA, R.; BRITO, J.L.S.; FERREIRA JR., L.G. Land cover mapping of the tropical savanna region in Brazil. **Environmental monitoring and assessment**, v. 166, p. 113-124, 2010.

SANTOS, C. A. C. Aplicação do algoritmo S-SEBI na obtenção da evapotranspiração diária em condições áridas. **Revista Brasileira de Meteorologia** (Impresso), v. 25, p. 393-403, 2010a.

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

SANTOS, C. A. C. **Estimativa da evapotranspiração real diária através de análises micrometeorológicas e de sensoriamento remoto**. 158p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2009.

SANTOS, T.V. **Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do Jacuí por meio de imagens orbitais**. 2009. 96p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

SCHUTTEMAYER, D., MOENE, A.F., HOLTSLAG, A.A.M., De Bruin, H.A.R., Van De Giesen, N. Surface fluxes and characteristics of drying semi-arid terrain in Westafrica. **Boundary-Layer Meteorology** v118 (3), 583–612. 2006.

SEGUIN, B., BECKER, F., PHULPIN, T., GUYOT, G., & KERR, Y. IRSUTE: a mini satellite project for land surface heat flux estimation from field to regional scale. **Remote Sensing of Environment**, 68, 357–369. 1999.

SELLERS, P. J. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. **International Journal of Remote Sensing**, vol. 6, n. 8, p. 1335-1372. 1985

SELLERS, P.J., MINTZ, Y., SUD, C., DALCHER, A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 505–531. 1986.

SHUTTLEWORTH, W.J., WALLACE, J.S. Evaporation from sparse crops—an energy combination theory. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 111, p. 839–855. 1985.

SHUTTLEWORTH, W.J., GURNEY, R.J., HSU, A.Y., ORMSBY, J.P. **FIFE: The variation in energy partition at surface flux sites**, vol. 186. IAHS Publ., pp. 67–74. 1989.

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

SILVA, B. B.; Bezerra, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - LANDSAT 5. **Revista brasileira de agrometeorologia**, v. 14, n. 2, p. 174-183, 2006.

SILVA, J. M. C.; BATES, J. M. Biogeographic patterns and conservation in the South American Cerrado: A Tropical Savanna Hotspot. **Bioscience**, v.52, p.225-233, 2002.

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, p. 117–125, 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, p. 139-148, 2007.

Sousa, A. M. L. Estimativa da evapotranspiração real derivada do sensor MODIS: aplicação no leste da Amazônia. In: simpósio de recursos hídricos sul-sudeste, 2., 2007.

STISEN, S., JENSEN, K.H., SANDHOLT, I., GRIMES, D.I.F., 2008b. A remote sensing driven distributed hydrological model of the Senegal River basin. **Journal of Hydrology** v. 354, p. 131–148

STISEN, S., SANDHOLT, I., NØRGAARD, A., FENSHOLT, R., & JENSEN, K. H. Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration — Applied to MSG/SEVIRI data in the Senegal River basin. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 1242–1255. 2008.

SU, Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and Earth system Sciences**, v. 6, p. 85–99. 2002

TASUMI, M., ALLEN, R.G., TREZZA, R., WRIGHT, J.L. Satellite-based energy balance to assess within-population variance of crop coefficient curves. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 131, p. 94–109. 2005.

THORNTHWAITE, W.C., HOLMAN, B. Measurement of evaporation from land and water surface Washington. **USDA Technical Bulletin**. n. 817B, p 4-11. 1944.

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, p. 369-384, 2007.

TIMMERMANS, W; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J.C.; HIDALGO, V.; RICHTER, K.; SOBRINO, J. A.; D'URSO, G. ET AL. (2011): Estimation of the spatially distributed surface energy budget for AgriSAR 2006, Part I: Remote sensing model intercomparison., **IEEE Journal of Selected Topics in Earth Observations and Remote Sensing**, v. 4, p. 465-481, Reviewed, published.

TWINE, T. E., KUSTAS, W. P.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T. P.; PRUEGER, J. H.; STARKS, P. J.; WESELY, M. L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, p. 279-300, 2000.

União da agroindústria canavieira de São Paulo (UNICA). Dados e cotações - estatísticas. Disponível em: <<http://www.portalunica.com.br>>. Acesso em: 09. Maio. 2011.

VALOR, E. AND CASELLES, V. Mapping land surface emissivity from NDVI: application to European, African, and South American areas. **Remote sensing of Environment** v. 57, p. 167- 184. 1996.

VAN DER KWAST, J., TIMMERMANS, W., GIESKE, A., SU, Z., OLIOSO, A., JIA, L., et al. Evaluation of the Surface Energy Balance System (SEBS) applied to ASTER imagery with flux-measurements at the SPARC 2004 site (Barrax, Spain). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, p. 1337–1347. 2009.

VAN DER TOL, C.; VERHOEF, W.; TIMMERMANS, J.; VERHOEF, A.; & SU, Z. An integrated model of soil-canopy spectral radiances, photosynthesis, fluorescence, temperature and energy balance. **Biogeosciences**, v.6, n. 12, p. 3109–3129. 2009.

VENTURINI, V., ISLAM, S., RODRIGUEZ, L. Estimation of evaporative fraction and evapotranspiration from MODIS products using a complementary based model. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 132–141. 2008.

VERHOEF, A., MCNAUGHTON, K. G., & JACOBS, A. F. G. A parameterization of momentum roughness length and displacement height for a wide range of canopy densities. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 1, p. 81–91. 1997.

VERSTRAETEN, W.W., VEROUSTRAETE, F., FEYEN, J. Estimating evapotranspiration of European forests from NOAA-imagery at satellite overpass time: towards an operational processing chain for integrated optical and thermal sensor data products. **Remote Sensing of Environment**, v. 96, p. 256–276. 2005.

VÖRÖMARTY, C.J., GREEN, P., SALISBURY, J., LAMMERS, R.B. Global water resources: vulnerability from climate change and population growth. **Science** v.289, p. 284–288. 2000.

WANG, S., GRANT, R.F., VERSEGHY, D.L., BLACK, T.A. Modelling carbon dynamics of boreal forest ecosystems using the Canadian Land Surface Scheme. **Climatic Change** v.55, p. 451–477. 2002a.

WANG, S., GRANT, R.F., VERSEGHY, D.L., Black, T.A. Modelling carbon-coupled energy and water dynamics of a boreal aspen forest in a General Circulation Model land surface scheme. **International Journal of Climatology**, v. 22, p. 1249–1265. 2002b.

WANG, S., Dynamics of land surface albedo for a boreal and its simulation. **Ecological Modelling**, v. 183, p. 477–494. 2005.

WANG, S.; DAVIDSON, A. Impact of climate variations on surface albedo of a temperate grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.142, p. 133-142. 2006.

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.

Wikimedia. Disponível em
<http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:SaoPaulo_Municip_SantaRitadoPassaQuatro.svg>
Acesso em 09. Maio. 2011.

WOOD, E.F., LAKSHMI, V. Scaling water and energy fluxes in climate systems: three land-atmosphere modeling experiments. **Journal of Climate** v.6, p. 839–857. 1993.

ZHAN, X.; KUSTAS, W.P.; HUMES, K.S. An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. **Remote Sensing of Environment**, v.58, p. 242–256. 1996

ZHANG, Q., SINGH, V.P., SUN, P., CHEN, X., ZHANG, Z., LI, J. Precipitation and stream flow changes in China: changing patterns, causes and implications. **Journal of Hydrology**, v. 410, p. 204–216. 2011.

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