

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA  
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA  
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOGRAFIA E  
GESTÃO DO TERRITÓRIO

**ANÁLISE ESPAÇO TEMPORAL DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE  
RADIAÇÃO, ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO, USANDO TÉCNICAS DE  
SENSORIAMENTO REMOTO EM ÁREAS IRRIGADAS DO PROJETO  
JAÍBA/MG**

UBERLÂNDIA – MG  
2014

GABRIEL ALVES VELOSO

**ANÁLISE ESPAÇO TEMPORAL DOS COMPONENTES DO BALANÇO DE  
RADIAÇÃO, ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO, USANDO TÉCNICAS DE  
SENSORIAMENTO REMOTO EM ÁREAS IRRIGADAS DO PROJETO  
JAÍBA/MG**

Dissertação de Mestrado apresentada ao programa de pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, como requisito parcial à obtenção do título de mestre em Geografia.

Área de concentração: Geografia e Gestão do Território.

Subárea: Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto.

Orientador: Prof. Dr. Roberto Rosa

UBERLÂNDIA – MG  
2014



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA  
Programa de Pós-Graduação em Geografia



GABRIEL ALVES VELOSO

ANÁLISE ESPAÇO TEMPORAL DOS COMPONENTES DO  
BALANÇO DE RADIAÇÃO, ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO,  
USANDO TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO EM ÁREAS  
IRRIGADAS DO PROJETO JAÍBA/MG

Professor Dr. Roberto Rosa - UFU

Professor Dr. Manuel Eduardo Ferreira – UFG

Professor Dr. Vanderlei de Oliveira Ferreira – UFU

Data: 28 / 02 de 2014

Resultado: APROVADO

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)**

**Sistema de Bibliotecas da UFU, MG, Brasil.**

---

V443a      Veloso, Gabriel Alves, 1985-  
2014      Análise espaço temporal dos componentes do balanço de radiação,  
energia e evapotranspiração, usando técnicas de sensoriamento remoto  
em áreas irrigadas do projeto Jaíba/MG / Gabriel Alves Veloso. – 2014.  
136 p. : il.

Orientador: Roberto Rosa.  
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Uberlândia,  
Programa de Pós-Graduação em Geografia.  
Inclui bibliografia.

1. Geografia - Teses. 2. Evapotranspiração - Teses. 3. Radiação – Teses.  
4. Energia – Teses. I. Rosa, Roberto. II. Universidade Federal de Uberlândia.  
Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

CDU: 910.1

---

*Dedico este trabalho à minha estimada mãe Iêda.*

## Agradecimentos

À minha mãe Iêda Alves Santa Rosa pelo amor incondicional.

Ao orientador Prof. Dr. Roberto Rosa pelo incentivo, confiança, atenção, credibilidade e orientação durante toda a execução deste trabalho. Ao Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva pela paciência, atenção e importante contribuição na execução deste trabalho. Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geografia - UFU, especialmente ao Prof. Dr. Jorge Luiz Brito, Prof: Dr. Vanderlei e Prof: Dr. Washington Luíz Assunção pela atenção e contribuição dada para o enriquecimento deste trabalho. Ao Prof. Dr. Manuel Eduardo Ferreira pela disponibilidade e grande contribuição dada ao trabalho.

A Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de Minas Gerais pela concessão da bolsa de mestrado.

À minha namorada Camilla pelo amor, incentivo e principalmente pela **paciência** nestes dois anos de mestrado.

Aos meus amigos (irmãos) do Laboratório de Geoprocessamento da Unimontes, em especial ao Manoel Reinaldo Leite (Louco<sup>2</sup>), pela grande contribuição dada a este trabalho e paciência nos momentos de dúvida, a Marcos Esdras Leite, pelo incentivo confiança e amizade, a Carlos Magno (Bulacha) e Jefferson Lopes (Barriga de algodão), pelo companheirismo, auxílio e amizade.

Aos excelentes amigos que conheci no Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, em especial ao Geraldo e a Vanda, pelo apoio quando cheguei à Uberlândia, aos colegas do Laboratório de Geoprocessamento (UFU), Mirna Karla, Tatiana Prudente, Douglas e aos inesquecíveis amigos Renato Emanuel (ELFO), Giliander (Giliaaaaaaander), Laís, Hermano Pina, Agustinho e a Mariane.

Agradeço também ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco – UFPE e ao apoio dos amigos de Recife em especial ao Yure, Victor, Ledjane, Valéria e ao Pedro, muito obrigado por me acolherem no período que estive em Recife.

Enfim, sou grato a todos aqueles que, direta ou indiretamente, colaboraram para que este trabalho tornasse uma realidade.

## Resumo

A presente pesquisa teve como objetivo a análise dos componentes do balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração em áreas irrigadas do projeto Jaíba e áreas circunvizinhas. A área de estudo está localizada no norte de Minas Gerais, nos Municípios de Jaíba e Matias Cardoso na margem direita do rio São Francisco e esquerda do Verde Grande na zona 23, entre as coordenadas UTM 595204 e 626309 mE e 8308401 e 8341257 mN. Foram utilizados cinco imagens do *Landsat 5* sensor TM órbita 219 ponto 70, obtidas nos dias 31 de janeiro (DJ 31), 21 de abril (DJ 111), 24 de junho (DJ 175), 10 de julho (DJ 191) e 12 de setembro (DJ 255) do ano de 2011. A estimativa dos componentes do balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração diária foram obtidos através do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*). O SEBAL é constituído de várias etapas, que incluem calibração radiométrica, cômputo da reflectividade, albedo de superfície, índices de vegetação (NDVI, SAVI, IAF), emissividade, temperatura de superfície, saldo de radiação, fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE) e evapotranspiração. Para a obtenção desses parâmetros utilizou-se dados da estação meteorológica localizada no interior da zona Landsat. Foram obtidos valores médios de albedo de superfície na ordem de 15%, 17%, 17%, 18% e 21% em áreas irrigadas nos dias DJ 31, DJ 111, DJ 175, DJ 191 e DJ 255 respectivamente. Valores médios de saldo de radiação na ordem de  $689,03 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $592,51 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $447,28 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $445,28 \text{ Wm}^{-2}$  e  $562,87 \text{ Wm}^{-2}$  para os dias DJ 31, DJ 111, DJ 175, DJ 191 e DJ 255 respectivamente. E valores médios para a evapotranspiração no período de 24 horas de  $6,85 \text{ mm.dia}^{-1}$ ,  $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ ,  $2,6 \text{ mm.dia}^{-1}$ ,  $2,2 \text{ mm.dia}^{-1}$  e  $3,4 \text{ mm.dia}^{-1}$  para os dias DJ 31, DJ 111, DJ 175, DJ 191 e DJ 255 respectivamente. Observou-se que os componentes do balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração apresentaram variação no período analisado devido à quantidade de radiação disponível para cada dia e deciduidade das áreas de floresta estacional decidual. A técnica utilizada demonstrou-se eficiente nas análises dos componentes estudados, sendo o SEBAL uma ferramenta importante para as análises ambientais e gestão dos recursos hídricos.

**Palavras-chave:** Balanço de Radiação; Balanço de Energia; Evapotranspiração; SEBAL.

## Abstract

The present search aims to analyze the components of radiation balance, energy balance and evapotranspiration in irrigated areas of Jaíba Project and surrounding areas. The study area is located in the North of Minas Gerais, in the municipalities of Jaíba and Matias Cardoso, in the right bank of São Francisco River and left bank of Verde Grande River, in zone 23, between the UTM coordinates of 595.204 and 626.309 mE and 8.308.401 and 8.341.257 mN. It were used five images of the Landsat 5 satellite, TM sensor, orbit 219 point 70, obtained in the days January 31<sup>st</sup> (JD 31), April 21<sup>st</sup> (JD 111), June 24<sup>th</sup> (JD 175), July 10<sup>th</sup> (JD 191) and September 12<sup>th</sup> (JD 255) in the year of 2011. The components estimate of radiation balance, energy balance and daily evapotranspiration were obtained through the SEBAL algorithm (Surface Energy Balance Algorithm for Land). The SEBAL is constituted of many steps, which include radiometric calibration, computation of reflectance, surface albedo, vegetation indices (NDVI, SAVI, LAI), emissivity, surface temperature, net radiation flux, soil heat flux (G), sensible heat flux (H), latent heat flux ( $\lambda ET$ ) and evapotranspiration. For obtainment of those parameters, it was used data from meteorological station located within the Landsat scene. It were obtained average values of surface albedo in the order of 15%, 17%, 17%, 18% e 21% in irrigated areas in the days JD 31, JD 111, JD 175, JD 191 and JD 255, respectively; average values of net radiation flux in the order of 689,03 W/m<sup>-2</sup>, 592,51 W/m<sup>-2</sup>, 447,28 W/m<sup>-2</sup>, 445,28 W/m<sup>-2</sup> and 562,87 W/m<sup>-2</sup> for the days JD 31, JD 111, JD 175, JD 191 and JD 255 respectively; and average values for 24-hour evapotranspiration of 6,85 mm.day<sup>-1</sup>, 4,0 mm.day<sup>-1</sup>, 2,6 mm.day<sup>-1</sup>, 2,2 mm.day<sup>-1</sup> and 3,4 mm.day<sup>-1</sup> for the days JD 31, JD 111, JD 175, JD 191 and JD 255 respectively. It was observed that the components of radiation balance, energy balance and evapotranspiration presented variation in the analyzed period due to the quantity of available radiation for each day and deciduousness of deciduous seasonal forest. The technique used has demonstrated to be efficient in analyzes of the components studied, being the SEBAL an important tool for environmental analyzes and water resources management.

**Key-words:** Radiation Balance; Energy Balance; Evapotranspiration; SEBAL.

## Lista de Figuras

Figura 01 - Distribuição percentual da radiação solar incidente.....	15
Figura 02 – Fluxos do balanço de energia .....	22
Figura 03 – Mapa de localização do Projeto Jaíba .....	26
Figura 04 – Estação de bombeamento .....	28
Figura 05 – Canais de transporte da água .....	28
Figura 06 – Área de estudo imagem Landsat 5 TM 2011 .....	45
Figura 07- Mapa do Albedo de superfície para o DJ 31 .....	49
Figura 08- Mapa do Albedo de superfície para o DJ 111 .....	50
Figura 09- Mapa do Albedo de superfície para o DJ 175 .....	51
Figura 10- Mapa do Albedo de superfície para o DJ 191 .....	52
Figura 11- Mapa do Albedo de superfície para o DJ 255 .....	53
Figura 12 – Mapa do NDVI DJ 31 .....	58
Figura 13 - Mapa do NDVI DJ 111 .....	59
Figura 14 - Mapa do NDVI DJ 175 .....	60
Figura 15 - Mapa do NDVI DJ 191 .....	61
Figura 16 – Mapa do NDVI DJ 255 .....	62
Figura 17 – Mapa do IAF DJ 31 .....	66
Figura 18 - Mapa do IAF DJ 111 .....	67
Figura 19- Mapa do IAF DJ 175 .....	68
Figura 20 - Mapa do IAF DJ 191 .....	69
Figura 21- Mapa do IAF DJ 255 .....	70
Figura 22 – Mapa da temperatura de superfície DJ 31 .....	74
Figura 23 – Mapa da temperatura de superfície DJ 111 .....	75
Figura 24 – Mapa da temperatura de superfície DJ 175 .....	76
Figura 25 – Mapa da temperatura de superfície DJ 191.....	77
Figura 26 – Mapa da temperatura de superfície DJ 255 .....	78
Figura 27 – Gráfico dos valores de radiação solar incidente, para os dias estudados ....	82
Figura 28 – Mapa do saldo de radiação DJ 31 .....	85
Figura 29- Mapa do saldo de radiação DJ 111 .....	86
Figura 30- Mapa do saldo de radiação DJ 175 .....	87
Figura 31- Mapa do saldo de radiação DJ 191 .....	88
Figura 32 - Mapa do saldo de radiação DJ 175 .....	89

Figura 33 – Mapa Fluxo de Calor no Solo DJ 31.....	94
Figura 34 – Mapa Fluxo de Calor no Solo DJ 111.....	95
Figura 35 – Mapa Fluxo de Calor no Solo DJ 175.....	96
Figura 36 – Mapa Fluxo de Calor no Solo DJ 191.....	97
Figura 37 – Mapa Fluxo de Calor no Solo DJ 255.....	98
Figura 38 – Mapa Fluxo de Calor no Sensível DJ 31.....	103
Figura 39 – Mapa Fluxo de Calor no Sensível DJ 111.....	104
Figura 40 – Mapa Fluxo de Calor no Sensível DJ 175.....	105
Figura 41 – Mapa Fluxo de Calor no Sensível DJ 191.....	106
Figura 42 – Mapa Fluxo de Calor no Sensível DJ 255.....	107
Figura 43 – Mapa Fluxo de Calor Latente DJ 31.....	110
Figura 44 – Mapa Fluxo de Calor Latente DJ 111.....	111
Figura 45 – Mapa Fluxo de Calor Latente DJ 175.....	112
Figura 46 – Mapa Fluxo de Calor Latente DJ 191.....	113
Figura 47 – Mapa Fluxo de Calor Latente DJ 255.....	114
Figura 48 – Mapa Evapotranspiração DJ 31.....	119
Figura 49 – Mapa Evapotranspiração DJ 111.....	120
Figura 50 – Mapa Evapotranspiração DJ 175.....	121
Figura 51 – Mapa Evapotranspiração DJ 191.....	122
Figura 52 – Mapa Evapotranspiração DJ 255.....	123

## Lista de Tabelas

Tabela 01 – Bandas do sensor TM e suas aplicações nos estudos terrestres.....	12
Tabela 02 – Constantes de calibração Landsat 5 TM para o ano de 2011.....	32
Tabela 03 – Irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera.....	33
Tabela 04 – parâmetros de calibração do algoritmo para os dias estudados.....	46
Tabela 05 – Resumo Parâmetros estatísticos do Albedo de Superfície para as áreas de estudo.....	54
Tabela 06 - Valores estatísticos dos Índice de Vegetação Diferença Normalizada - NDVI, para dos dias estudados.....	56
Tabela 07 – Resumo dos Parâmetros estatísticos de NDVI para as áreas de estudo.....	63
Tabela 08 – Resumo dos Parâmetros estatísticos de IAF para as áreas de estudo.....	71
Tabela 09 – Resumo dos Parâmetros estatísticos de Temperatura de Superfície para as áreas de estudo.....	79
Tabela 10 - Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre dados da estação de controle e o algoritmo SEBAL .....	80
Tabela 11 – Valores estatísticos do saldo de radiação para os dias estudados .....	82
Tabela 12 – Resumo estatísticos para saldo de radiação das classes selecionadas .....	90
Tabela 13 - Valores estatísticos do Fluxo de Calor no Solo (G) para os dias estudados.....	92
Tabela 14 - Resumo estatístico Fluxo de Calor no Solo (G) das classes selecionadas .....	99
Tabela 15 – Dados do pixel âncora para o dia 31 (31 de Janeiro).....	101
Tabela 16 – Dados do pixel âncora para o dia 111 (21 de abril).....	101
Tabela 17 – Dados do pixel âncora para o dia 175 (24 de junho).....	101
Tabela 18 – Dados do pixel âncora para o dia 191 (10 de julho).....	101
Tabela 19 – Dados do pixel âncora para o dia 255 (12 de setembro).....	102
Tabela 20 - Resumo estatístico Fluxo de Calor no Sensível das classes selecionadas..	108
Tabela 21 - Resumo estatístico Fluxo de Calor Latente das classes selecionadas.....	115
Tabela 22 – Dados da estação meteorológica e dados complementares do SEBAL.....	117
Tabela 23 - Valores estatísticos do Evapotranspiração para os dias estudados.....	118
Tabela 24 - Resumo estatístico dos valores de Evapotranspiração das classes selecionadas.....	124

## **Lista de Siglas**

BOL – Balanço de onda longa  
BOC – Balanço de onda curta  
DJ – Dia Juliano  
DIJ – Distrito de Irrigação do Jaíba  
ERTS - Earth Resources Technological Satellite  
FAO – Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura  
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais  
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia  
Landsat – Land Remote Sensing Satellite  
MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer  
NASA – National Aeronautics and Space Administration  
ND – Número Digital  
ONU – Organização das Nações Unidas  
PNUMA – Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente  
TM - Thematic Mapper  
TSEB - Two-Source Energy Balance  
SEBAL - Surface Energy Balance Algorithm for Land  
S-SEBI - Simplified Surface Energy Balance Index  
SEBS - Surface Energy Balance System

## SUMÁRIO

Introdução.....	01
Capítulo 1 – Referencial Teórico.....	03
1.1 - Recursos Hídricos.....	03
1.2 - Evapotranspiração.....	06
1.3 - Sensoriamento Remoto e o Algoritmo SEBAL ( <i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i> ) .....	10
1.4 - Balanço de Radiação na superfície.....	14
1.4.1–Balanço de ondas curtas.....	17
1.4.2 - Balanço de onda longa.....	19
1.5 – Balanços de Energia na Superfície.....	21
Capítulo 2 – Caracterização da Área de Estudo.....	25
2.1 – Aspectos Históricos.....	25
2.2 – Aspectos Físicos.....	29
Capítulo 3 – Materiais e Métodos.....	31
3.1 - Calibração radiométrica.....	31
3.2 - Reflectância monocromática.....	32
3.3 - Albedo Planetário.....	33
3.4 - Albedo da Superfície.....	33
3.5 - Índices de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF).....	34
3.6 – Emissividades.....	35
3.7 - Temperatura da Superfície.....	36
3.8 - Radiação de onda longa emitida.....	36
3.9 - Radiação de onda curta incidente.....	36
3.10 - Radiação de onda longa incidente.....	36
3.11 - Saldo de radiação.....	37
3.12 - Fluxo de calor no solo (G).....	37
3.13 - Fluxo de calor sensível (H).....	38
3.14 - Fluxo de calor latente (LE).....	43
3.15 - Evapotranspiração diária.....	43
Capítulo 4 - Resultado e Discussão.....	45
4.1 - Elementos que compõe a cena de estudo.....	45
4.2 – Componentes do Balanço de Radiação.....	46

4.2.1 – Albedo de Superfície.....	46
4.2.2 – Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI).....	55
4.2.3 - Índice de Área Foliar (IAF).....	64
4.2.4 – Temperatura de Superfície.....	72
4.2.5 – Saldo de Radiação.....	81
4.3 - Componentes do Balanço de Energia.....	91
4.3.1 – Fluxo de Calor no Solo (G).....	91
4.3.2 – Fluxo de calor sensível (H).....	100
4.3.3 – Fluxo de calor latente (LE).....	109
4.4 – Evapotranspiração real diária.....	116
Capítulo 5 – Considerações Finais.....	126
Referências.....	128

## Introdução

O desenvolvimento de métodos para o gerenciamento de recursos hídricos vem ganhando destaque nas discussões internacionais, uma vez que o crescimento populacional, a expansão agrícola e a intensa industrialização vêm ocasionando problemas de escassez e degradação em várias partes do planeta. Um dos setores de grande importância na gestão dos recursos hídrico é a agricultura irrigada, tendo em vista que essa prática consome grande quantidade de água e seu uso de forma eficiente torna-se de suma relevância para atender as crescentes demandas populacionais e industriais, sendo que 40% da produção mundial de alimentos provêm deste tipo de plantio (BEZERRA *et al.*, 2012).

A determinação dos componentes do balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração, para fins de irrigação mais eficiente, ganha a cada dia mais importância, sendo que estas áreas representam uma grande demanda de consumo de água. Um dos principais parâmetros a ser analisado é a evapotranspiração, fundamental em atividades ligadas à gestão dos recursos hídricos e, sobretudo, no gerenciamento de culturas irrigadas. Assim sendo, a estimativa da evapotranspiração e dos componentes do balanço de radiação e energia, bem como sua distribuição espacial e temporal são de grande importância na formulação de modelos de gestão dos recursos hídricos (LIMA *et al.*, 2009).

Nessa perspectiva, o sensoriamento remoto se apresenta como uma técnica amplamente utilizada para identificação de alterações na superfície terrestre. Nos últimos anos foram desenvolvidos métodos que possibilitam a determinação dos componentes do balanço de radiação e energia com imagens orbitais e com poucos dados de superfície. De tal modo, é crescente o desenvolvimento de pesquisas que aplicam técnicas de sensoriamento remoto na avaliação dos componentes do balanço de radiação e energia a serem utilizados em modelos de gerenciamento de recursos hídricos.

Para tanto, algumas pesquisas têm objetivado a determinação da evapotranspiração com base na equação de balanço de energia, com técnicas do sensoriamento remoto. Bezerra (2004) discute que nos dados provenientes dos sensores remotos para o cálculo dos fluxos de energia que ocorrem na interface do solo, vegetação e atmosfera utilizam-se algoritmos como SEBAL (*Surface Energy Balance*

*Algorithm for Land*), S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index), SEBS (Surface Energy Balance System) e o TSEB (Two-Source Energy Balance).

O SEBAL, desenvolvido por Bastiaansen (1995), é um dos algoritmos mais utilizado, testado em várias partes do mundo e mais frequentemente empregado com imagens do satélite Landsat 5 TM e pelo sensor MODIS a bordo nos satélites Terra e Aqua.

Diante das perspectivas abordadas, o presente estudo tem como objetivo geral analisar a variação espaço temporal dos componentes do balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração em áreas irrigadas do projeto Jaíba e circunvizinhas no ano de 2011; e como objetivos específicos estimar os componentes do balanço de radiação: Albedo de superfície, Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), Índice de Área Foliar (IAF), Temperatura de Superfície e Saldo de Radiação e dos componentes do balanço de energia: Fluxo de Calor no Solo (G), Fluxo de Calor Sensível (H), Fluxo de Calor Latente (LE) e, por fim, a evapotranspiração integrada em um período de 24 horas, utilizando o algoritmo SEBAL e imagens do satélite Landsat 5 TM no ano de 2011.

## Capítulo 1 – Referencial Teórico

### 1.1 – Recursos Hídricos

Estima-se que a parcela renovável de água doce do planeta é de 40.000 km<sup>3</sup> anuais, correspondendo à diferença entre precipitações atmosféricas e a evaporação de água sobre a superfície dos continentes. Entretanto, nem todo o volume pode ser aproveitado pelo homem, pois quase dois terços desse montante retornam rapidamente aos cursos de água e aos oceanos. Outra parcela é absorvida pelos solos, permanecendo em suas camadas superficiais e armazenando-se em aquíferos, sendo que estes são as principais fontes de água nos períodos de seca. Dessa forma, a parcela disponível de água doce no planeta é de aproximadamente 14.000 km<sup>3</sup> anuais. Essa é, portanto, a parcela de água doce disponível/acessível para suas diversas finalidades, denominada “recursos hídricos” (TUNDISI, 2005).

No entanto, no decorrer dos últimos séculos, diante das interferências antrópicas no meio natural, a disponibilidade de água, tanto em sua qualidade, quanto em quantidade, tem sofrido mudanças significativas. Essas interferências no meio natural, bem como o uso predatório dos recursos hídricos – causados pelo crescimento urbano e populacional desordenado, expansão das atividades agrícolas – são responsáveis por expressivos impactos (VILAÇA *et al.*, 2009).

Mesmo dependendo da água para a sobrevivência, os seres humanos, com o desenvolvimento econômico e crescimento populacional, poluem e degradam os recursos hídricos. Nesse sentido, vale ressaltar alguns tipos de degradação, tais como: excesso de nutrientes, geralmente associados ao excesso de nitrogênio e fósforo provenientes dos escoamentos na agricultura, como também provocados pelo lançamento de esgotos e de resíduos industriais; erosão e sedimentação dos corpos d’água, devido às atividades humanas que alteram significativamente o ambiente e também as taxas de erosões naturais em rios, córregos e lagos; salinização, em muitos casos, devido ao escoamento agrícola em terras com alto teor de sais, dentre outros (PNUMA, 2005).

Lima e Silva *et al.* (1999) destacam que a degradação e o uso inadequado dos recursos hídricos ocorrem em toda parte, no entanto, com intensidades diferentes. Tais fatores dependem do nível das técnicas utilizadas na exploração desses recursos e da preocupação da sociedade local em conservá-los, uma vez que a utilização de técnicas inadequadas, bem como o desinteresse populacional em relação à exploração dos recursos naturais, geram danos expressivos tanto para os recursos hídricos, como

também para os seres vivos, incluindo o próprio homem. A disponibilidade de água com qualidade, própria para o consumo humano, exige a combinação de uma série de fatores, cujo princípio seria o seu uso eficiente, sem que ocorresse um desequilíbrio, pois isso levaria à sua escassez.

De acordo com Barraque (1995 *apud* THAME, 2000), no Brasil a escassez hídrica também é uma realidade em algumas regiões, mesmo sendo um país onde se encontram as maiores reservas de água doce (cerca de 12%) disponível no planeta. As reservas brasileiras estão distribuídas de forma irregular, assim, as bacias hidrográficas do Amazonas, Paraná e São Francisco concentram 80% do total dos recursos hídricos do país, enquanto a região do polígono das secas possui o maior déficit hídrico, tendo apenas 3% do total encontrado no Brasil (THAME, 2000).

Segundo Paz *et al.* (2000) apesar do Brasil ser um país privilegiado em recursos hídricos, este não goza de uma situação tranquila, pois existem conflitos de qualidade, quantidade e déficit de oferta hídrica em diversas regiões, principalmente nos estados que compreendem o polígono da seca. Os autores destacam, ainda, outra questão importante que é o desperdício desse recurso, sendo estimado em 40% por uso inadequado. Nas regiões do polígono da seca a sobrevivência, permanência da população e o desenvolvimento agrícola dependem essencialmente do acesso aos recursos hídricos. Entretanto, isso não se restringe somente à região do polígono das secas, o sudeste do país, mesmo possuindo quantidade satisfatória, lida com um alto custo para o tratamento da água, em razão do crescimento populacional, da ampliação dos parques industriais e da intensificação das atividades agrícolas (TUNDISI, 2005).

Portanto, é de fundamental importância que o gerenciamento dos recursos hídricos aconteça com maior eficiência, sendo necessário adotar medidas racionais para não causar escassez no abastecimento e evitar problemas por falta desses recursos. Nesse contexto, Oliveira (2012) destaca que a eficiência no gerenciamento dos recursos hídricos compõe um dos principais fatores para o desenvolvimento regional e nacional, e que medidas devem ser tomadas para atender as demandas alimentares e de abastecimento humano e animal de forma sustentável.

Dessa forma, de acordo com a Constituição da República Federativa do Brasil de 1988, no Artigo 21, inciso XIX, é de responsabilidade da União a implantação de um sistema de gerenciamento de recursos hídricos, sendo também responsável pelos critérios de outorga e de uso desses recursos. Em 1997 foi criada a Política Nacional de

Recursos Hídricos, pela Lei Federal nº. 9.433/97, que destaca a água como um bem público e de uso primordial para o consumo humano e dessedentação de animais.

A Lei Federal nº. 9.433/97 estipula uma atuação descentralizada e participativa nos processos de gestão, criando comitês, agências de bacias e a participação de organizações civis no planejamento ambiental e na elaboração de planos diretores para as Bacias Hidrográficas. Essa lei tem como objetivo principal a garantia de água com padrões de qualidade e quantidade adequadas para as atuais e futuras gerações, tendo em vista a utilização sustentável dos recursos hídricos (OLIVEIRA, 2012).

Um dos setores que merece destaque no consumo dos recursos hídricos é a agricultura irrigada, o qual utiliza cerca de 68% do total da água de qualidade disponível, superando áreas como a indústria, com cerca de 23%; e o uso doméstico, com cerca de 9%. A agricultura irrigada representa a 40% da produção mundial de alimentos. No Brasil, as áreas irrigadas correspondem a 18% da área cultivada, contribuindo com 42% da produção total (TUNDISI, 2005).

A agricultura irrigada demanda uma grande quantidade de recursos hídricos, considerando que o aumento da população culmina em uma maior necessidade de alimentos, bem como numa maior disponibilidade de terras com aptidão agrícola. De tal modo, existe a expectativa de um grande aumento da demanda dos recursos hídricos, principalmente na agricultura irrigada, sendo, pois, necessária à implantação de tecnologias mais eficientes que proporcionem uma gestão desses recursos de forma racional.

Dessa forma, é de fundamental importância o conhecimento dos componentes do ciclo hidrológico para uma gestão dos recursos hídricos de forma eficiente. O ciclo hidrológico representa a troca de água entre a atmosfera, biosfera e água subterrânea, compondo-se de precipitação, evaporação, evapotranspiração, escoamento superficial e escoamento subterrâneo. O ciclo hidrológico representa toda a troca de água em seus diferentes estados físicos, entre a superfície e a atmosfera. Esse fenômeno de circulação fechada de água entre a superfície terrestre e a atmosfera é impulsionado pela energia solar associada à gravidade e à rotação da terra (SILVA e BEZERRA, 2006).

É, pois, importante o entendimento dos componentes do ciclo hidrológico como:

- a) precipitação, que corresponde à água proveniente do vapor d'água da atmosfera depositada na superfície terrestre sob as formas de chuva, granizo, neve, neblina, orvalho ou geada;
- b) infiltração, que corresponde ao processo pelo qual a água atravessa o solo, onde parte fica retida nas camadas superiores do solo e outra abastece os

reservatórios subterrâneos (escoamento subterrâneo), trata-se de um componente de grande importância, pois afeta diretamente o escoamento superficial, responsável pelos processos de erosão e inundação; c) evaporação, processo natural pelo qual a água líquida passa para a atmosfera na forma de vapor, a uma temperatura inferior a de ebulição; d) evapotranspiração, processo de transferência de água do solo para a atmosfera, incluindo a evaporação da água do solo e o processo de transpiração dos vegetais, sendo um componente de grande importância para o gerenciamento dos recursos hídricos, modelagem hidrológica e, sobretudo, para o manejo hídrico da agricultura irrigada (SILVA, 2006).

A estimativa da evapotranspiração é fundamental para o planejamento dos recursos hídricos de forma racional, sobretudo em áreas de agricultura irrigável nas regiões áridas e semiáridas, onde a disponibilidade hídrica é um fator limitante. Com isso, o conhecimento da evapotranspiração real – ET, bem como a identificação de seus padrões espaciais é de fundamental importância na gestão dos recursos hídricos, pois oferece subsídios para o planejamento do uso da água de forma eficiente e sustentável.

## **1.2 Evapotranspiração**

A evapotranspiração – ET é uma das principais etapas do ciclo hidrológico. Essa etapa é responsável pela transferência de quase todo o volume de água para a atmosfera. Esse processo conta com a evaporação dos corpos d'água (lagos, oceanos, rios, reservatórios) dos solos e da vegetação úmida e com a transpiração da cobertura vegetal. Compreender os processos envolvidos no armazenamento e liberação de água, seja numa bacia hidrográfica, no solo ou através da vegetação é de extrema importância para que se tenha um manejo eficaz dos recursos hídricos. Portanto, os estudos da evapotranspiração são essenciais para o planejamento dos recursos hídricos, de áreas irrigadas, abastecimento de água e em operações de barragens para a geração de energia e recreação.

Para Varejão e Silva (2006), os estudos sobre evapotranspiração são fundamentais, principalmente em regiões áridas e semiáridas, onde a disponibilidade hídrica é um fator limitante na produção agrícola e que, em algumas situações, coloca em risco a sobrevivência de populações inteiras. De tal modo, é essencial que se conheça a distribuição espacial e temporal da evapotranspiração, pois isso facilita o planejamento de políticas que visem o uso racional da água. Trata-se de um processo

dependente da quantidade de energia solar que atinge a superfície do solo, sendo um processo com gastos de energia, que podem ser expressos em valores totais, médios ou diários (BERNARDO, 2005). Os principais fatores de tempo que influenciam no processo de evapotranspiração são: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade do ar e o vento (PEREIRA *et al*, 2002).

Kobiyama e Chaffe (2008) certificam que a radiação solar atua diretamente no processo de evapotranspiração, sendo uma parte dessa radiação refletida pela atmosfera e superfície (albedo) e outra absorvida e transformada em calor (calor latente). Portanto, quanto maior a radiação solar incidente, maior será a energia disponível para o processo de evapotranspiração, pois é essa energia que aquece a superfície e o ar, sendo responsável também pela troca de calor e massa na troposfera, provocando a evapotranspiração dos vegetais.

No período em que o saldo de energia é positivo (diurno) há um aumento na temperatura do ar, provocando um aumento no déficit de saturação. O ar é considerado saturado quando o vapor de água ocorre em sua concentração máxima, mas essa concentração máxima de vapor de água ou saturação cresce com o aumento da temperatura. Logo, quanto maior for a temperatura, maior será a capacidade do ar em armazenar vapor d'água, intensificando o processo evaporativo (TUBELES e NASCIMENTO, 1980).

A umidade relativa atua juntamente com a temperatura, influenciando na tensão do vapor d'água, de modo que a diferença na pressão do vapor entre a superfície e o ar depende diretamente da temperatura. A temperatura do ar provoca variação na umidade relativa, fazendo com que o déficit de tensão do vapor d'água presente no ar dependa de sua temperatura, ou seja, quanto maior a umidade relativa, menor será a demanda evaporativa e, portanto, menor será a evapotranspiração. O vento também afeta no processo de evapotranspiração, deslocando a massa de ar em contato com os vegetais e homogeneizando o ar quanto à umidade. Quando houver aumento na velocidade do vento, conseqüentemente haverá aumento da sua turbulência, contribuindo para a remoção do vapor d'água próximo à planta para outras regiões mais secas (TUBELIS e NACIMENTO, 1980; PEREIRA *et al*, 2002).

Pereira *et al* (2007) discutem que a evapotranspiração também é fortemente influenciada por fatores da vegetação, tais como: a) coeficiente de reflexão (albedo), que influencia diretamente na quantidade de radiação para os processos da vegetação, sendo que quanto mais escura for a vegetação, menor será a reflexão dos raios solares

incidentes, aumentando o saldo de radiação e, conseqüentemente, intensificando a evapotranspiração; b) estágio de desenvolvimento, sendo que esse está relacionado ao tamanho da superfície da folia transpirante, quanto maior for a superfície foliar maior será a transpiração, aumentando o potencial para o uso da água na cultura; c) a altura da planta também pode influenciar na evapotranspiração, pois plantas mais altas interagem mais com a atmosfera em movimento, extraindo com isso mais energia do ar e aumentando o processo evaporativo; d) a profundidade do sistema radicular, que está diretamente relacionada à quantidade de solo explorado pela raiz, visto que, quanto maior for a capacidade de exploração do solo pela planta, maior será sua capacidade de retirar água do mesmo.

Os autores, supracitados, destacam ainda que os fatores de manejo do solo também influenciam na evapotranspiração, como plantios com espaçamentos pequenos que resultam em uma maior competição pela água, provocando o aprofundamento do sistema radicular da planta e aumentando o volume de água absorvido. Outro fator importante é a orientação do plantio, onde culturas perpendiculares aos ventos predominantes podem extrair mais energia do ar do que plantações organizadas paralelamente aos ventos. Ainda, segundo Pereira *et al.* (2007), os fatores que influenciam na evapotranspiração agem em conjunto, como efeitos combinados de temperatura, umidade relativa, velocidade do vento e condições do plantio, definindo as taxas evaporativas para a atmosfera.

De maneira geral, quanto maior for a disponibilidade de energia solar, a temperatura do ar e a velocidade do vento, e quanto menor for a umidade relativa do ar maior deverá ser a demanda evaporativa, ocasionando aumento na taxa de evapotranspiração (SILVA, 2005; OLIVEIRA, 2012). Oliveira (2012) destaca que informações quantitativas da evapotranspiração são de grande importância como subsídio na resolução de problemas que envolvem o uso eficiente da água, principalmente em áreas onde a taxa de perda de água para a atmosfera é alta, como as regiões áridas e semiáridas. A evapotranspiração é um dos principais componentes do balanço hídrico e sua estimativa, com boa confiabilidade e precisão, é de grande importância em estudos de gestão de recursos hídricos. Portanto, estimativas baseadas em princípios físicos e, principalmente, em equações empíricas são utilizadas como alternativas para suprir essa carência.

Diversos são os métodos, modelos e equações para estimativa da evapotranspiração, demonstrando precisões variáveis devido ao seu caráter empírico,

como: lisímetros, método das correlações turbulentas, método do balanço de energia baseado na Razão de Bowen, método aerodinâmico, balanço hídrico no solo, dentre outros. Alguns métodos podem subestimar essa estimativa, enquanto outros a superestimam daí a importância da calibração e validação dos métodos para que se atinja uma estimativa da evapotranspiração com maior confiabilidade. Os métodos e equações são limitados por não serem aplicáveis em grandes áreas, pois não analisam a distribuição espacial da evapotranspiração, sendo estimados somente em escala local (GOMES, 2009; SILVA, 2011; OLIVEIRA, 2012).

Dentre os métodos de estimativa da evapotranspiração, cada um apresenta pontos de vantagens e desvantagens, assim, a escolha do método deve levar em consideração a praticidade e a precisão. As condições da localização climática da área de estudo e os custos envolvidos podem definir qual o melhor método a ser utilizado. Entre os métodos utilizados, destaca-se a equação de *Penman-Monteith*, sendo uma das fórmulas mais consistentes para determinar a evapotranspiração real das culturas, por trabalhar os termos energéticos e aerodinâmicos. Esse método tem sido utilizado para cálculo da evapotranspiração de referência que, de acordo com Allen *et al* (1998), é uma superfície de referência totalmente coberta por uma cultura hipotética, com altura de 0,12 m, com resistência estomática fixa de 70 s.m, com albedo de 0,23 e sem restrições hídricas. Os autores destacam também que a criação da evapotranspiração de referência foi realizada para estudar a demanda evaporativa da atmosfera, não dependendo do tipo e da fase de desenvolvimento ou manejo da cultura.

A estimativa da evapotranspiração de referência foi padronizada pelo método da FAO, sendo obtida através da equação de *Penman-Monteith* e da equação da resistência estomática da superfície (ALLEN *et al.*, 1998).

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (1)$$

onde  $ET_0$  é a evapotranspiração de referência ( $\text{mm.dia}^{-1}$ );  $R_n$  é o saldo de radiação ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ );  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ );  $T$  é a temperatura média diária a 2 m de altura ( $^{\circ}\text{C}$ );  $u_2$  é a velocidade do vento a 2 m de altura ( $\text{m.s}^{-1}$ );  $e_s$  é a pressão de saturação do vapor (kPa);  $e_a$  é a pressão real de vapor (kPa);  $\gamma$  é a constante psicrométrica; e  $\Delta$  é a curva de pressão de vapor ( $\text{kPa.}^{\circ}\text{C}$ ).

Trabalhos como de Uliana *et al* (2011), que estimaram a evapotranspiração potencial através do método de *Penman-Monteith* (FAO 56), levaram os autores a concluir que esse método apresentou boa estimativa da evapotranspiração potencial. Já Cunha *et al* (2008) constataram que a estimativa da evapotranspiração de referência pelo método *Penman-Monteith* (FAO 56), utilizando dados de saldo de radiação medidos pelo sensor REBS Q-7, foi a que mais se aproximou dos valores  $ET_0$  (Evapotranspiração de referencia) em função do saldo de radiação médio medido pelo sensor CNR1, usado como referência.

No entanto, a determinação da evapotranspiração por meio do método *Penman-Monteith* é válida apenas para áreas homogêneas, cujas características de umidade do solo, estágio de desenvolvimento da cultura, configuração de plantio, dentre outros, não tenham diferenças consideráveis. Portanto, quando há a necessidade de determinação da evapotranspiração em escala regional ou com cobertura sobre uma grande área, tais métodos não são aplicáveis (SILVA, 2011).

Nesse sentido, técnicas de sensoriamento remoto, baseadas em imagens de satélites, se apresentam como uma alternativa com grande potencial e vêm sendo desenvolvidas e usadas em escala operacional em alguns países (SILVA, 2011). A estimativa da evapotranspiração por sensoriamento remoto demonstra grande potencialidade, pois é uma opção de baixo custo e abrange grande cobertura espacial; outra vantagem é que propicia análises em séries temporais em grandes áreas, visto que esse fenômeno é variável tanto no espaço quanto no tempo, facilitando o entendimento da evapotranspiração, auxiliando na tomada de decisão e no gerenciamento dos recursos hídricos (ALLEN *et al.*, 2007).

Dessa forma, a estimativa da evapotranspiração em escala regional por técnicas de sensoriamento remoto é uma das mais importantes informações dos componentes do balanço hídrico, sendo de suma relevância em medidas de planejamento do uso dos recursos hídricos de forma sustentável.

### **1.3 – Sensoriamento Remoto e o Algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)**

O uso do Sensoriamento Remoto, bem como suas aplicações, tem aumentado muito nas diversas áreas do conhecimento. Na Geografia essa técnica tem uma grande aplicabilidade, devido a sua ampla potencialidade nas análises espaciais, como por

exemplo, mapeamento de uso da terra, geológico, geomorfológico, hidrográfico etc. Permitindo mensurar, medir e estudar os elementos do meio ambiente em escalas espaciais e temporais diferentes, possibilitando um melhor entendimento dos fenômenos estudados.

Assim, o uso do sensoriamento remoto torna-se fundamental para os estudos e gerenciamento dos recursos naturais, pois se caracteriza como uma técnica de análise espacial. Esta técnica tem sido amplamente utilizada nas análises ambientais em virtude de sua flexibilidade e disponibilidade, pois trabalham com um sistema computacional que permite analisar as informações espaciais de forma ágil, fácil e rápida.

Atualmente, existe uma constelação de satélites artificiais na órbita terrestre que vêm sendo utilizados para diversas aplicações, como em análises climáticas, monitoramentos geológico, geomorfológicos, uso do solo, etc. Cada um com suas características adequadas à finalidade para que foram criados (resolução temporal, espacial, espectral e radiométrica).

Uma das principais e mais importantes séries de satélites já lançados é a *Landsat*, composto de 8 satélites, sendo que o último foi lançado em 11/02/2013, sendo que somente este encontra-se ativo. A era *Landsat* teve início em julho de 1972, com o lançamento do *Landsat 1*, chamado inicialmente de ERTS (*Earth Resources Technological Satellite*) pela Agência Espacial norte Americana - NASA (*National Aeronautics and Spcel Adminstration*), cujo objetivo é a aquisição de imagens da superfície da terra de forma contínua (FEITOSA, 2005; BEZERRA, 2006). O satélite com mais longa aquisição de dados da superfície terrestre é o Landsat 5 TM, sendo lançado em 1984 deixando de funcionar depois de 27 anos em 2011.

O *Landsat 5*, que porta o sensor TM (*Thematic Mapper*), e responsável pelas imagens deste estudo, apresenta resolução espacial de 30 metros na região do visível e infravermelho refletido, e na região do termal de 120 metros, resolução espectral de 7 bandas, radiométrica de 256 níveis de cinza e temporal de 16 dias. Sua órbita é quase polar, heliossíncronoma, e ocorre a uma altitude de 705 km, cruzando o equador no sentido Norte-Sul, operando em uma órbita descendente, imageando cada região a aproximadamente as 9:45 h (hora local), com largura da faixa imageada de 185 x 185 km. A tabela 01 sintetiza e exemplifica a aplicabilidade das bandas do sensor TM nas aplicações dos estudos terrestres.

**Tabela 01 – Bandas do sensor TM e suas aplicações nos estudos terrestres**

Bandas	Aplicações
1	Diferenciação solo/vegetação em virtude da absorção de pigmentos das plantas nessa região do espectro/diferenciação entre espécies decíduas e coníferas.
2	Permite diferenciar o vigor de vegetação pela maior sensibilidade à reflectância no verde.
3	Diferenciação de espécies de plantas em função da presença de pigmentos de clorofila. Também permite discriminar o solo exposto e a vegetação.
4	Permite avaliar a biomassa de cobertura vegetal, e também mapear corpos d' água devido ao contraste entre a alta reflectância da vegetação no infravermelho e a alta absorção dessa faixa pelas superfícies líquidas.
5	Permite detectar a unidade da cobertura vegetal, pois essa região do espectro é sensível à presença de água no tecido foliar.
6	Permite avaliar diferenças de temperatura entre alvos da superfície.
7	Útil para a identificação de áreas sujeitas a alterações hidrotermais.

Fonte: NOVO, (2009)

Org.: VELOSO, G. A., (2010)

O sensoriamento remoto apresenta importante papel na identificação de alterações na superfície terrestre em diferentes áreas, oferecendo flexibilidade e disponibilidade no que se refere ao tempo e aos recursos para se processar determinados dados, configurando um método muito mais prático e rápido na determinação do Saldo de Radiação e Energia. Além disso, ao utilizar esse método, é possível trabalhar uma área em nível regional, diferentemente da metodologia empregada pelos métodos convencionais, que realizam estudos pontuais.

Diante do exposto, constata-se que o uso do Sensoriamento Remoto é de suma importância nos estudos ambientais, pois fornece informações dos objetos da superfície terrestre, ajudando nas tomadas de decisões pelas autoridades competentes e demais envolvidas nos estudos. Nos últimos anos foram desenvolvidos métodos que utilizam imagens de satélites que possibilitam a determinação dos componentes do balanço de radiação e energia com poucos dados de superfície.

Dessa forma, surgiram vários algoritmos com a finalidade de quantificar os componentes do balanço de radiação e de energia por imagens de satélites, dentre os quais o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), um algoritmo semi empírico, promove o computo dos componentes do balanço de energia e fluxos da superfície baseados em dados de estações meteorológicas (*in loco*) e medição dos parâmetros espectrais das imagens de satélites (SILVA *et al* 2005).

O algoritmo SEBAL, desenvolvido por Bastiaanssen em 1995, consagrado como uma metodologia eficaz na estimativa dos componentes do balanço de radiação, energia e evapotranspiração, vêm sendo aplicado em várias partes do mundo, obtendo resultados consistentes. Esse algoritmo tem como principal objetivo calcular a evapotranspiração usando imagens de satélites e alguns dados de superfície de estação meteorológica, como velocidade do vento, umidade relativa do ar, temperatura do ar, pressão atmosférica e radiação solar global. O SEBAL, através de procedimentos computacionais, calcula o balanço de radiação e o balanço de energia, gerando subprodutos como: NDVI (Índice de Vegetação por diferença Normalizada) Albedo, Temperatura de superfície, dentre outros, sendo esses subprodutos importantes no monitoramento ambiental.

Em sua formulação inicial o SEBAL utiliza as imagens dos satélites *Landsat 5* e *7*, mas pode ser empregado em qualquer satélite que colete imagens que propiciem o cálculo do albedo, índices de vegetação e temperatura da superfície. Isso pode ser feito com sensores que imageiam faixas do espectro visível, infravermelho próximo, médio e distante, e, em especial, na região do infravermelho termal (BEZERRA, 2004). A utilização dessa técnica para o estudo da variação espacial e temporal da evapotranspiração é de suma importância para o gerenciamento de áreas irrigadas, bacias hidrográficas, auxiliando no uso eficiente dos recursos hídricos. Existem outros métodos para a estimativa da evapotranspiração, como o utilizado pela FAO – 56 *Penman-Monteith*, e com equipamentos como os lisímetros, entretanto, essas técnicas são limitadas, pois a estimativa da evapotranspiração é de forma pontual e não levam em consideração os diversos alvos do espaço estudado, que se comportam de forma diferente. De acordo com Allen (2002), a evapotranspiração varia no tempo e no espaço, sendo de grande relevância a quantificação desta em escala regional, o que daria subsídio para uma melhor tomada de decisão na gestão de recursos hídricos em grandes áreas.

Segundo Bastiaanssen (2000), o uso das técnicas de sensoriamento remoto na estimativa da evapotranspiração torna-se importante por permitir analisar o fenômeno em séries temporais, o que facilita a comparação dos dados. Outra vantagem é que essa técnica também admite trabalhar com uma ampla cobertura espacial, em que podem ser analisados os diversos padrões de distribuição da evapotranspiração, permitindo sua melhor compreensão.

No Brasil, vários trabalhos foram desenvolvidos utilizando esse método, como o de Gomes (2009), que fez um estudo na bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu, no Estado de São Paulo, o qual teve como objetivo analisar as alterações provocadas pela substituição da vegetação nativa pela cana-de-açúcar e o eucalipto. O referido autor encontrou resultados de evapotranspiração no Cerrado de 7,8 mm dia, já na área de cana-de-açúcar de 6,3 mm dia, e concluiu que a técnica empregada destaca com nitidez as áreas de vegetação nativa com os diferentes usos da bacia. Já Bezerra *et al* (2008), aplicando a técnica na área do cariri cearense em áreas irrigadas com algodão e mamona, encontraram valores de evapotranspiração diária média de 3,8, 3,7, 4,6 e 3,4 mm.dia<sup>-1</sup>, para os dias 272, 288, 304 e 320, respectivamente. Assim, concluíram que os valores estimados pelo SEBAL foram muito satisfatórios, apresentando diferenças inferiores a 1,0 mm dia. Folhes (2007), aplicando o SEBAL no perímetro de irrigação Jaguaribe-Apodi, demonstrou ser útil e promissor a tarefa de mapear a evapotranspiração real de culturas agrícolas e o consumo de água utilizada na irrigação em áreas inseridas no semiárido brasileiro.

Diante desses estudos, o algoritmo SEBAL se destaca entre os demais destinados a estimar os componentes do balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração, por proporcionar a obtenção de informações de suma importância para as análises ambientais com base em dados climatológicos de forma mais simples e rápida. Dessa forma, os estudos da variação da evapotranspiração podem ser analisados em grandes áreas, sendo relevantes no planejamento e gestão dos recursos hídricos.

#### **1.4 – Balanço de Radiação na superfície**

A radiação solar é o mais importante fator para os processos químicos, físicos e biológicos na superfície da terra. Ao atravessar a atmosfera, a radiação solar passa por fenômenos que a modificam, como a reflexão, difusão e absorção. Uma parte da radiação solar incidente no topo da atmosfera atinge a superfície terrestre diretamente, sendo denominada de radiação direta. Outra parte atinge a superfície terrestre depois de sofrer o processo de difusão (espalhamento), sendo denominada radiação difusa. A soma da radiação direta com a radiação difusa é denominada radiação global (TUBELES e NASCIMENTO, 1980). A radiação global é a energia primária que o planeta dispõe, sendo a principal fonte para todos os processos atmosféricos, com

distribuição variável; conhecer essa energia é fundamental para o gerenciamento dos recursos naturais.

Silva (2005) destaca que o conhecimento do balanço de radiação é de grande relevância para o desenvolvimento de modelos de gerenciamento dos recursos naturais, pois esse é o processo responsável pelas trocas de calor e massa na troposfera, aquecendo o solo, o ar e, sobretudo, provocando a evapotranspiração da vegetação e das culturas. Adicionalmente, Gomes (2009) discute a importância de se estudar os componentes do balanço de radiação e energia da superfície, principalmente aqueles relacionados à perda de água para a atmosfera devido a crescente demanda sobre esse recurso, podendo o conhecimento dos componentes do balanço de radiação de energia auxiliar no desenvolvimento de medidas para a otimização dos mecanismos de gestão dos recursos hídricos.

O mesmo autor ainda destaca que, na interação da radiação solar com a superfície terrestre, parte da radiação solar é refletida de volta para o espaço, sendo que essa reflexão dependerá da superfície em que a radiação está incidindo (albedo), outra parte será absorvida pela vegetação e pelo solo, contribuindo para o aquecimento desses; e a terceira parte é transportada para a atmosfera pelos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem vegetação-solo-atmosfera (Figura 1).

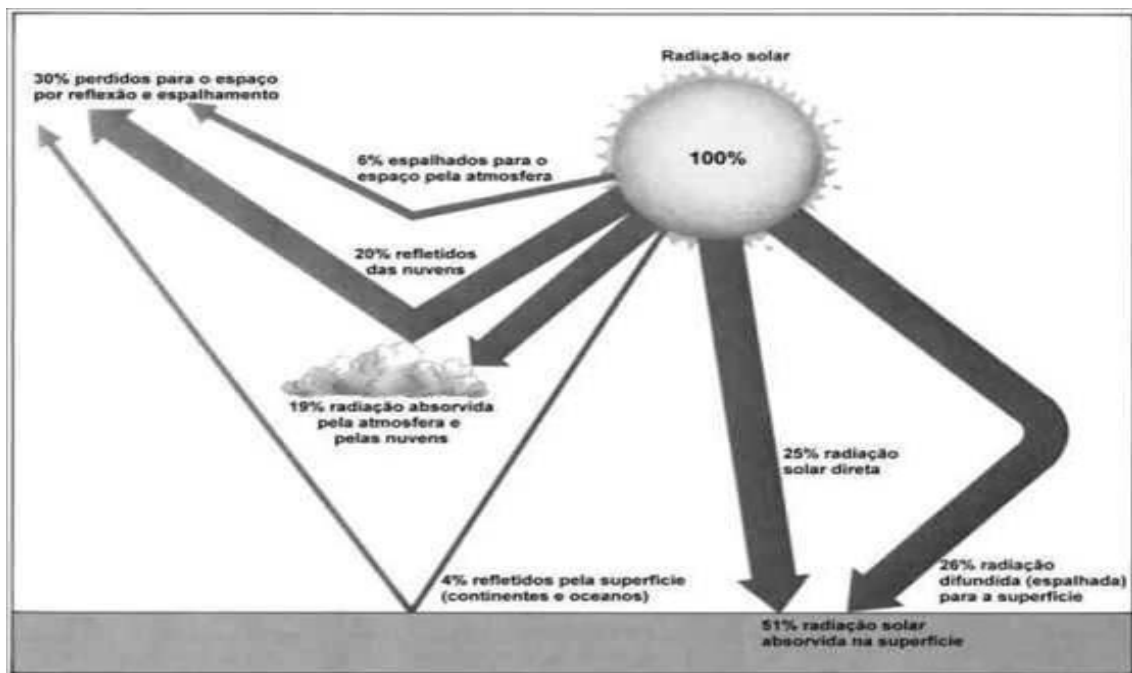


Figura 1 – Balanço de Radiação na superfície  
Fonte: Varejão e Silva (2006)

Dessa forma, o balanço de radiação na superfície e a contabilização dos fluxos radiativos descendentes e ascendentes de ondas curtas e ondas longas que interagem com a superfície terrestre, dependem da radiação solar global, do albedo, da temperatura e emissividade da superfície, tendo variações no tempo e espaço, sofrendo forte impacto nas trocas de calor e massa na baixa troposfera (GUSMÃO *et al.*, 2012).

O saldo de radiação é um dos mais importantes fatores em estudo de estimativa da perda de água da superfície para a atmosfera, sendo que seu conhecimento é fundamental em atividades de gestão e planejamento de recursos hídricos. De acordo com Silva *et al.* (2011), o saldo de radiação é uma variável essencial em estudos do balanço de energia; e é de grande importância no monitoramento do clima, previsões do tempo, modelagem hidrológica e modelagem agrícola.

A determinação do saldo de radiação pode ser feita através de equipamentos como o radiômetro, no entanto, essa estimativa é realizada em escala local, com custos de aquisição e manutenção elevados, voltado para a calibração de outras metodologias experimentais. Nessa perspectiva, alguns autores têm desenvolvido técnicas de estimativa dos componentes do balanço de radiação e energia utilizando imagens de satélites, podendo ser trabalhadas em escalas regionais e com séries temporais de imagens, possibilitando um melhor entendimento dos fenômenos estudados, diferentemente dos métodos tradicionais de estações meteorológicas, que fazem análises pontuais em determinadas áreas do espaço geográfico. De tal forma, nos últimos anos, foram desenvolvidos métodos que utilizam imagens de satélites que possibilitam a determinação dos componentes do balanço de radiação com poucos dados de superfície.

Um dos algoritmos mais utilizados para o compute do saldo de radiação a superfície  $R_n$  ( $Wm^{-2}$ ) é o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), o qual utiliza a seguinte equação do balanço de radiação da superfície.

$$R_n = R_s (1 - \alpha_{sup}) - R_e + R_q - (1 - \epsilon_0)R_q \quad (02)$$

onde  $R_s$  é a radiação de onda curta incidente;  $\alpha_{sup}$  é o albedo corrigido de cada pixel;  $R_q$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel;  $R_e$  é a radiação de onda longa emitida por cada pixel; e  $\epsilon_0$  é a emissividade.

Vários trabalhos têm utilizado essa técnica, como o desenvolvido por Gomes (2009) que observou alterações nos balanços de radiação e energia devido à substituição de vegetação nativa por cultivos agrícolas. Já Silva *et al.* (2011) fizeram o balanço de radiação no perímetro irrigado em São Gonçalo, no Estado da Paraíba, e concluíram que os valores de saldo de radiação e albedo de superfície são coerentes com os valores encontrados em outros estudos no semiárido brasileiro. Em seu estudo, Gomes (2009) constatou também que as áreas irrigadas contribuíram para a redução da temperatura de superfície e para a diminuição da temperatura do ar, influenciando no clima local.

#### 1.4.1 Balanço de ondas curtas

A radiação solar que atinge a superfície da terra concentra-se em 99% na faixa de comprimentos de onda entre 0,3 a 4 microns, denominada de radiação de onda curta. As medições da radiação de ondas curtas na superfície são feitas através da radiação global, e compreendem dois componentes: a radiação direta e a radiação difusa, já mencionados.

Leitão (1994) pondera que, mediante a inexistência de observações de radiação solar em muitos pontos da superfície terrestre e as dificuldades na sua obtenção, vários modelos têm sido desenvolvidos com o objetivo de estimar a radiação solar global, a radiação solar direta e a radiação solar difusa. Entre esses modelos o autor cita os de Miriarty (1991), McCormick e Suehrcke (1991), Gopinathan (1992), Major (1992) e Satyamur (1992), dentre outros. A estimativa do saldo de radiação por esses modelos são realizadas através de parâmetros medidos em estações meteorológicas.

O balanço de radiação de ondas curtas (BOC) é contabilizado pela diferença entre os fluxos de radiação incidentes e refletidos, portanto, sendo dependente da radiação solar global e do albedo de superfície, dado pela equação.

$$BOC = R_s - \alpha R_s \quad (03)$$

Ou

$$BOC = R_s (1 - \alpha) \quad (04)$$

onde  $R_s$  é radiação de onda curta incidente e  $\alpha$  é o albedo de superfície.

Como observado nas equações, o saldo de radiação de ondas curtas depende diretamente da radiação solar incidente e do albedo de superfície. Este dependerá das características de uso e ocupação da superfície (tipo de vegetação, solo exposto, água

etc.) ângulo zenital do sol, condições de umidade do ar e superfície, unidade e tipo de solo; e também interferência das nuvens. Nesse sentido, o albedo de superfície é um importante componente, pois exerce um controle na quantidade de energia que é absorvida pela superfície terrestre, atuando no balanço final de radiação e energia (Gomes, 2009). O albedo de superfície pode ser definido pela razão entre o fluxo de radiação solar refletido e incidente, sendo de grande importância em estudos ambientais, como de desertificação, queimadas e mudanças no clima local (SILVA, 2005).

Segundo Giongo (2008) a disponibilidade de radiação solar depende do albedo de superfície, sendo que com valores de albedo altos, o balanço de ondas curtas será baixo; com valores de albedo baixos, o balanço de ondas curtas será alto. Dessa forma, em condições de incidência da radiação de ondas curtas de forma idêntica, superfícies com valores diferentes de albedo terão balanço de ondas curtas diferentes. Os valores altos de albedo ocorrem próximo do nascer e pôr do sol; e mínimos, próximos ao meio-dia. Entretanto, em diversas superfícies, não há uma relação simétrica, principalmente em superfícies vegetadas, onde fatores como o orvalho e o vento podem ter influência importante. Eck e Deering (1992), citados por Leitão (1994), abordam que o albedo menor para ângulos de elevação solar maior devem-se pela maior penetração da radiação solar no dossel, o que provoca uma maior absorção e espalhamento pelas áreas mais baixas. Portanto, para ângulos de elevação solar pequenos, a radiação solar incidente não penetra de forma eficiente nas aberturas do dossel, provocando uma redução na absorção e espalhamento, isso contribui para uma maior reflexão da radiação incidente e, conseqüentemente, um maior albedo.

O albedo de superfície é um parâmetro muito importante, seu monitoramento possibilita detectar alterações na superfície terrestre, resultantes de processos naturais ou antropogênicos (Silva *et al* 2008). Existem vários algoritmos destinados para a determinação do albedo de superfície, em que são utilizadas imagens AVHRR, MODIS, ETM+ e outros, onde é feita a transformação da reflectância de diferentes bandas espectrais em albedo de superfície. Oliveira (2012) salienta que, como o albedo é afetado pelas interferências atmosféricas e propriedades da superfície, são necessários modelos de calibração para obtenção de resultados corrigidos.

Veloso e Rosa (2013) determinaram o albedo de superfície no perímetro irrigado do Gorutuba, Norte de Minas Gerais, com imagens *Landsat 5* nos anos de 2007 e 2011. Os autores constataram não haver mudanças significativas no albedo de superfície quando analisada a cena como um todo. Entretanto, algumas áreas onde a prática

agrícola é intensa foram observadas mudanças que impactaram no albedo de superfície. Silva *et al.* (2005) encontram padrões semelhantes em áreas irrigadas em Petrolina – PE e Juazeiro – BA. Já Gomes (2009), em estudo na bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu, constatou mudanças no albedo de superfície pela substituição na vegetação natural de cerrado pelos cultivos de cana-de-açúcar e eucalipto.

Oliveira *et al* (2011), em estudo na bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE, fizeram um diagnóstico do albedo e do índice de área foliar e observaram um aumento nos valores do albedo e diminuição nos valores do IAF entre 1989 e 2007. Concluíram, então, que as mudanças nos dois índices ocorreram pela expansão dos municípios de Vitória de Santo Antão e Pombos.

#### **1.4.2 - Balanço de onda longa**

O fluxo de radiação de ondas longas emitido pela superfície e pela atmosfera é um importante componente do balanço de radiação no nível da superfície, e esse, por sua vez, é um importante componente do balanço de energia na superfície. A superfície terrestre emite um fluxo de radiação termal, sendo que 99% desta energia concentra-se na faixa de 4 a 100 microns, denominada de radiação de ondas longas ou radiação termal, com intensidade máxima em torno de 10 microns. De acordo com Tubelis e Nascimento (1980), 90% da energia emitida pela terra é absorvida pelo vapor de água, gás carbônico, metano, ozônio e nuvens na atmosfera. Entretanto, a energia emitida na faixa de 8 a 14 microns, que corresponde a aproximadamente 10% do montante dessa energia, atravessa a atmosfera sem ser absorvida, permitindo os estudos com sensoriamento remoto.

O balanço de onda longa emitida (BOL) pela superfície terrestre depende de três componentes: a radiação de onda longa emitida pela atmosfera ( $R_t$ ); a radiação de onda longa refletida pela atmosfera ( $R_f$ ); e a radiação de onda longa emitida pela Superfície ( $R_q$ ). A primeira depende da temperatura do ar, quantidade de vapor de água e cobertura das nuvens; a segunda depende da magnitude da radiação de onda longa incidente e da emissividade da superfície; e a última é em função da temperatura e emissividade da superfície. Com isso, o balanço de radiação de ondas longas é definido pela equação:

$$BOL = R_t - R_f - R_q \quad (05)$$

A radiação de onda longa da atmosfera é o componente do balanço de radiação mais difícil de ser mensurado, pois os equipamentos utilizados não apresentam medições com precisão satisfatória. Outro fator é que os equipamentos desenvolvidos para esse propósito também emitem radiação em comprimentos de ondas compatíveis com aqueles que devem ser medidos, causando assim uma interferência no dado mensurado.

Leitão (1994) discute que muitos modelos empíricos foram desenvolvidos para mensurar o balanço de radiação de ondas longas da atmosfera, contudo, esses são válidos apenas em dias de céu claro. Para dias com nuvens, devem ser realizadas adequações para incluir os efeitos da nebulosidade. Como os dados de radiação de ondas longas raramente estão disponíveis, modelos mais simples para estimativa da energia radiante emitida têm sido desenvolvidos baseados na lei de Stefan-Boltzmann, sendo proporcional à quarta potência da temperatura absoluta da superfície emissora, conforme a equação:

$$R_q = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (06)$$

onde  $\varepsilon_a$  é a emissividade;  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) e  $T_a$  é a temperatura.

Dessa forma, o balanço de radiação de ondas longas pode ser reescrito pela seguinte equação;

$$\text{BOL} = R_{qi} - \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (07)$$

Como observado nas equações, a emissividade é uma medida que expressa adicionalmente a eficiência da matéria em emitir radiação eletromagnética em função de sua temperatura, sendo esse um parâmetro físico essencial no balanço de radiação. Comumente, o balanço de onda longa é estimado em função da equação de Stefan-Boltzmann aplicado à atmosfera e à superfície. Dessa forma, a radiação de onda longa incidente na superfície, proveniente da emissão atmosférica, varia de acordo com sua temperatura e emissividade. De acordo com Daughtry *et al* (1990), citado por Leivas (2008), a emissividade da atmosfera pode ser estimada em função da temperatura do ar

e pressão do vapor de água, sendo que, segundo Bastiaannssen (1998), o perfil de vapor d'água na atmosfera pode ser estimado por sensoriamento remoto.

Segundo Leite (2011), os estudos envolvendo a estimativa da emissividade por sensoriamento remoto são fundamentais para a obtenção da temperatura de superfície, pois os satélites medem a temperatura aparente ou a temperatura de brilho. Nesse contexto, a temperatura de superfície é uma variável climatológica de grande importância, já que a maioria dos fluxos na interface atmosfera-superfície pode ser parametrizada através do seu uso. A temperatura de superfície tem uma influência direta na estimativa do balanço de radiação de ondas longas ou indiretamente, como na estimativa dos fluxos de calor latente e sensível (FRANÇA *et al.*, 2008).

Várias metodologias foram desenvolvidas para estimativa da temperatura de superfície devido a sua importância no balanço de ondas longas. Quando se usa as técnicas de sensoriamento remoto, esse dado é obtido através da radiação da banda do termal. No entanto, Silva (2002) discute a necessidade de se considerar os problemas resultantes dos efeitos de absorção da atmosfera e da emissividade da superfície. Livas (2008) destaca que a estimativa da temperatura de superfície, quando se usa as técnicas de sensoriamento remoto, é complexa devido à dificuldade em separar os efeitos da atmosfera e as emissividades dos efeitos da temperatura de superfície, sendo necessário considerar os efeitos de absorção atmosférica e da emissividade da superfície em cada pixel da imagem.

Leite (2011) avaliou a variação temporal da temperatura de superfície e sua relação com as mudanças no uso da terra na bacia hidrográfica do rio Vieira localizada no município de Montes Claros, norte de Minas Gerais. Segundo o autor, o coeficiente de variação apontou correlação entre os dados de temperatura obtidos pelo SEBAL e os dados de temperatura do ar medidos aproximadamente a 1,5 metros do solo, variando entre 0,61 e 11,38%; e uma correlação geral em  $r^2=0.961$ , mostrando-se altamente eficiente. Já Baptista *et al* (2005) analisaram a variação sazonal da vegetação e temperatura de superfície em Mossoró, RN, por meio de imagens ASTER. Assim, concluíram que as técnicas de sensoriamento remoto se mostraram eficientes nesse estudo, sendo ferramentas importantes no planejamento urbano.

### **1.5 – Balanços de Energia na Superfície**

A estimativa do balanço de energia na superfície é de fundamental importância na modelagem atmosférica e obtenção da evapotranspiração, sendo esta essencial para o

manejo de recursos hídricos em projetos de irrigação e em bacias hidrográficas. O balanço de energia em superfícies vegetadas permite mensurar as trocas de massa e energia no sistema solo-vegetação-atmosfera, através dos estudos da interação do saldo de radiação na superfície. O balanço de energia expressa o transporte vertical turbulento de vapor de água para a atmosfera, fundamentado no princípio de conservação da energia aplicada aos diferentes fluxos energéticos que acontecem na superfície (Figura 2).

Deste modo, o balanço de radiação é dividido em diversos processos, como processos físicos que provocam o aquecimento do ar (Fluxo de calor sensível) e do solo (Fluxo de Calor no Solo); evaporação (Fluxo de Calor Latente), como também biofísicos, como a evapotranspiração (Fluxo de Calor Latente) bioquímicos, como a fotossíntese. Portanto, o saldo de radiação é repartido em termos do fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor do solo (G) e fluxo de calor latente (LE). Para a determinação do balanço de energia utiliza-se a seguinte equação:

$$R_n = G + H + LE \quad (08)$$

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

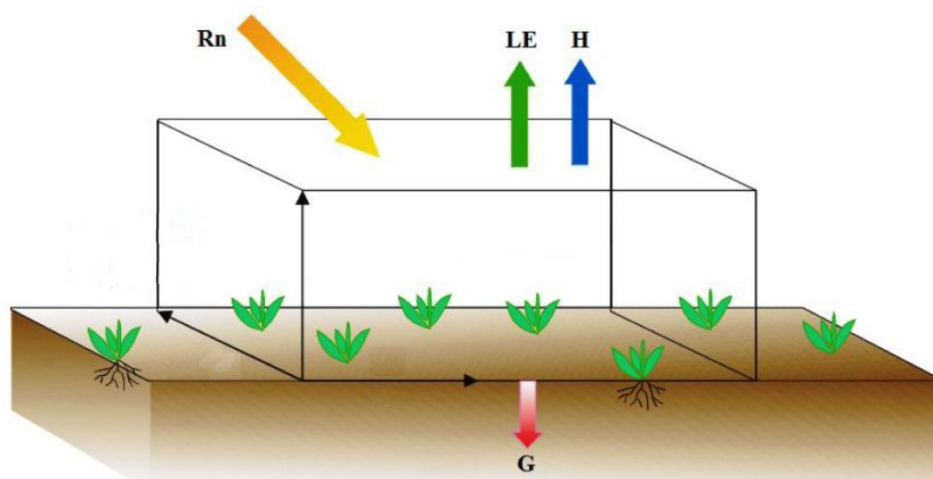


Figura 2 – Fluxos do balanço de energia,  $R_n$  (Saldo de Radiação),  $G$  (Fluxo de Calor no Solo),  $H$  (Fluxo de Calor Sensível) e  $LE$  (Fluxo de Calor Latente)

Fonte: Varejão e Silva (2006)

Adaptado por: Veloso, G.A., (2013).

O saldo de radiação ( $R_n$ ) é definido como a diferença entre os fluxos de radiação incidentes, refletidos e/ou emitidos, esses incluem as radiações de ondas curtas e ondas

longas, sendo de fundamental importância para o desenvolvimento da vida em nosso planeta, pois essa é a energia utilizada nos processos físicos, químicos, biológicos e meteorológicos na superfície da terra, como debatidos anteriormente.

O fluxo de calor no solo ( $G$ ) representa o transporte vertical de calor através dos processos de condução, onde o calor é transmitido das camadas mais superficiais para as camadas mais profundas no período diurno, e no sentido inverso no período noturno. A inversão do fluxo de calor no solo dá-se em função da temperatura da superfície da terra e do interior do solo de um período para o outro. Como as camadas superficiais do solo recebem mais energia durante o período diurno, devido à incidência da radiação solar, o fluxo de calor por condução será das camadas mais superficiais para as mais profundas. No período noturno, quando a radiação solar cessa, as camadas superficiais começam a esfriar paulatinamente e as camadas mais profundas passam a ficar mais aquecidas, invertendo o fluxo de calor no solo das camadas mais profundas para as camadas superficiais. Os fluxos de calor no solo são fortemente dependentes das condições climáticas e também das condições da superfície (BEZERRA, 2006).

O fluxo de calor sensível ( $H$ ) corresponde à troca de calor entre a superfície e as camadas da atmosfera nas suas proximidades. Essas trocas de calor ocorrem, sobretudo por convecção, devido às diferenças de temperatura entre a superfície e as camadas da atmosfera, sendo um dos parâmetros mais difíceis de ser mensurado quando se usa técnicas de sensoriamento remoto.

O fluxo de calor latente ( $LE$ ) corresponde à quantidade de energia que é utilizada nos processos de evapotranspiração e na transpiração dos vegetais. Segundo Bastiaanse *et al.* (1998), citado por Bezerra (2006), o  $LE$  liberado no processo de evapotranspiração é de suma importância para vários processos atmosféricos, uma vez que a intensificação ou dissipação de um sistema depende da disponibilidade de  $LE$  na região em que o mesmo se desenvolve, sendo seu conhecimento de grande relevância em estudos de previsão do tempo, clima e modelagem atmosférica. Além disso, é importante em estudos de gestão de recursos hídricos, bacias hidrográficas e em estudos agrícolas em que a estimativa do mesmo é preponderante na determinação da evapotranspiração, o que subsidia o planejamento e manejo da irrigação (BEZERRA, 2006).

Segundo Kjaersgaard *et al* (2007), *apud* Santos (2009), os valores de  $H$ ,  $LE$  e  $G$  são em geral positivos, ou seja, consumidores de energia durante o período diurno. No entanto, em algumas situações, como de campos irrigados,  $H$  e  $G$  assumem valores

negativos, passando a ser fonte de energia; enquanto LE, devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode exceder o saldo de radiação da superfície. Os autores ainda destacam que as magnitudes dos componentes do balanço de energia têm forte dependência das características da superfície, como: umidade do solo, vegetação, textura, estação do ano, hora do dia, clima e localização geográfica. De acordo com Santos (2009), na evapotranspiração em superfícies vegetadas, o componente de calor latente é o que normalmente consome mais energia, podendo chegar, em alguns casos, a consumir 100% do  $R_n$ . Os componentes do balanço de energia, durante o período noturno, normalmente são negativos, ou seja, fonte de energia. As magnitudes dos fluxos de calor latente e sensível são menores no período noturno, enquanto os valores de  $G$  não mudam muito entre o dia e a noite, apesar da inversão na direção do fluxo.

Diversos métodos são utilizados para estimativa dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração, como: lisímetros; método das correlações turbulentas; método do balanço de energia, baseado na Razão de Bowen; método aerodinâmico; balanço hídrico no solo, dentre outros. No entanto, quanto à umidade do solo, esses métodos são restritos para áreas homogêneas, estágio de desenvolvimento da cultura, configuração de plantio, dentre outros. Quando o interesse é a estimativa para grandes áreas, em escala regional, a aplicação desses métodos torna-se inviável. Desse modo, os usos de técnicas de sensoriamento remoto, baseado no uso de imagens de satélites, demonstram um grande potencial por poder analisar os componentes do balanço de radiação, energia e evapotranspiração em grandes áreas e com séries temporais de imagens.

## **Capítulo 2 – Caracterização da Área de Estudo**

### **2.1 – Aspectos Históricos**

Localizado no norte de Minas Geras, mais especificamente na região conhecida como Mata do Jaíba, nos Municípios de Jaíba e Matias Cardoso, na margem direita do rio São Francisco e esquerda do Verde Grande, na zona 23, entre as coordenadas UTM de 595204 626309 mE e 8308401 8341257 mN, o projeto Jaíba tem como objetivo o desenvolvimento agrícola regional, através da construção de uma infraestrutura de lotes agrícolas e da disponibilização de linhas de crédito para os produtores (Mapa 1). A criação do projeto de irrigação do Jaíba tem como principal objetivo a materialização de um polo de produção agrícola, com vista a fomentar o crescimento econômico e social, investindo no desenvolvimento tecnológico e criando novos sistemas de produção e comercialização (REZENDE, 2002).

A instalação de projetos de irrigação no semiárido norte mineiro é uma alternativa de desenvolvimento socioeconômico da região. No entanto, os impactos ambientais e econômicos podem ser negativos caso não haja um planejamento e gestão dos recursos naturais, sobretudo os recursos hídricos. O perímetro irrigado do Jaíba é um dos mais importantes da região, com uma área total irrigada de cerca de 57 mil ha, sendo 26.790 ha na primeira etapa e 30.800 ha na segunda etapa, tendo como meta de expansão atingir 100.000 hectares (MOURA, 2007). O projeto tem como objetivo o desenvolvimento regional com base na agricultura irrigada e o agronegócio, sendo que a fruticultura é sua principal atividade agrícola.

O projeto Jaíba foi desenvolvido através de uma parceria entre o Governo Federal e o Governo do Estado de Minas Geras. As duas esferas governamentais estão representadas respectivamente pela Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco (CODEVASF) e pela Fundação Rural Mineira de Colonização e Desenvolvimento Agrário (RURALMINAS), sendo que outros órgãos atuam no projeto como parceiros. Para se compreender as origens do projeto Jaíba, faz-se necessário uma contextualização histórica (SILVA; 2008).

De acordo com o Plano de Desenvolvimento Sustentável do Projeto Jaíba (EMATER-MG, 2005), o Projeto de Irrigação foi concebido em meados da década de 1960, quando identificou-se uma extensa região com reais potencialidades para a agricultura irrigada, situada à margem direita do rio São Francisco, no Norte de Minas Gerais, denominada Mata do Jaíba. O objetivo do projeto é transformar a região em um

polo agroindustrial para, com isso, elevar a renda dos agricultores e trazer melhorias na qualidade de vida.

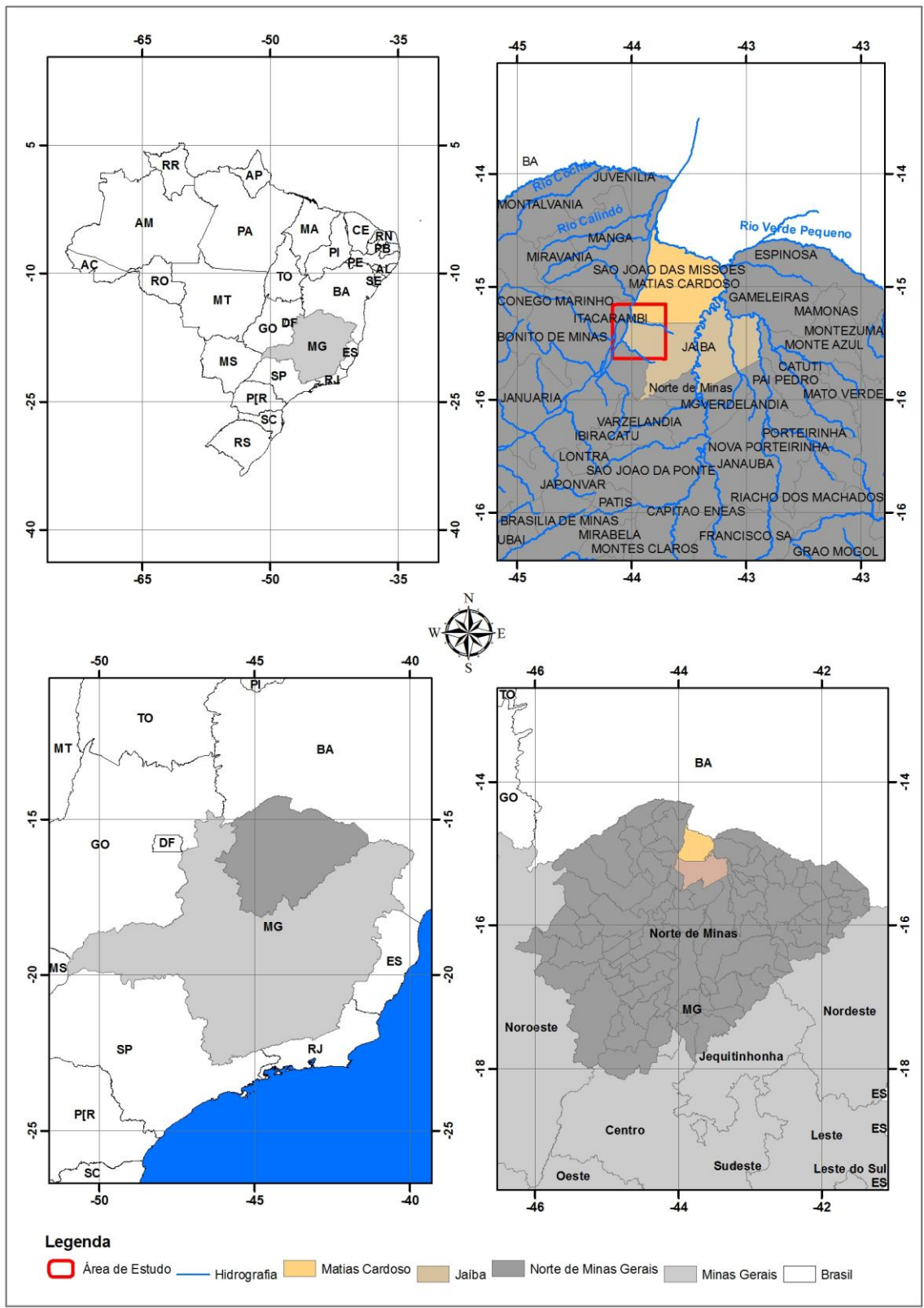


Figura 3 – Mapa de Localização do Projeto Jaíba

A região do Jaíba no início da década de 1950 já abrigava colonos que se formaram a partir do projeto de colonização do antigo INIC (Instituto Nacional de Colonização e Irrigação). Contudo, essa tentativa não foi bem sucedida em virtude das condições climáticas desfavoráveis, da falta de assistência técnica e do isolamento da região em relação ao centro político administrativo do Estado de Minas Gerais (SILVA, 2008).

No início da década de 1970, os engenheiros da RURALMINAS planejaram o primeiro plano de desenvolvimento do Jaíba, quando foi proposta a implantação do projeto de irrigação de Mocambinho, cujo objetivo era o desenvolvimento integrado da região, trazendo melhorias para o processo produtivo em uma região isolada e carente. Naquela mesma década, o Governo Federal, através da CODEVASF, contratou um empréstimo no Banco Internacional de Reconstrução e Desenvolvimento (BIRD) para a construção da infraestrutura do projeto. Com essa iniciativa, o Governo Federal, como órgão executor, estabeleceu como meta criar uma área de 100.000 ha de irrigação. Os assentamentos das famílias de irrigantes teve início no final da década de 1980, com o começo da operação do projeto. Em 1986, o Banco Mundial passou a apoiar o projeto, fazendo um empréstimo de 158 milhões ao Governo Federal, em que foi estabelecida a meta de ocupar 41.611 ha, correspondente à primeira Etapa do projeto, sendo 24.669 ha irrigados. Na década de 1990 foram concedidos mais recursos financeiros internacionais para o desenvolvimento do projeto e o Estado de Minas Gerais fez um empréstimo ao *Japan Bank for International Cooperation* (JBIC) (SILVA, 2008).

No final da década de 1980 e meados da década de 1990 houve uma incorporação da iniciativa privada no projeto Jaíba, através do Distrito de Irrigação Jaíba (DIJ). O DIJ é uma organização civil, sem fins lucrativos, dirigida pelos próprios integrantes do projeto, cuja finalidade é administrar a infraestrutura construída. O DIJ tem como objetivo principal administrar, operar, manter e conservar a infraestrutura do projeto Jaíba de uso comum a todos os produtores (pequeno, médio e grande). Os assentamentos dos pequenos agricultores são realizados pela CODEVASF, cada agricultor recebe um lote de 5,0 ha, no qual deverá produzir para a subsistência da família e também para a manutenção do lote (ARAÚJO, 2010).

O projeto Jaíba foi dividido em quatro etapas de execução, sendo que a infraestrutura principal de bombeamento foi construída de uma só vez com recursos da união no valor de 189,9 milhões. A infraestrutura do projeto compõe-se de duas estações de bombeamento de 1.200 metros de extensão, com capacidades de 80m<sup>3</sup>/s na

primeira e  $65\text{m}^3/\text{s}$  na segunda; e com canais principais e secundários, que juntos somam 13,5 quilômetros de extensão. Os canais principais, secundários, terciários e quaternários das glebas somam 184,274 quilômetros de extensão (SILVA, 2008). A figura 4 apresenta a estação de bombeamento responsável pela retirada da água do rio São Francisco e bombeamento para os canais (Figura 5) de transporte do projeto.



Figura 4: Estação de bombeamento do projeto Jaíba.  
Fonte: DIJ, (2009).



Figura 5: Canais de transporte da água do projeto Jaíba.  
Fonte: DIJ, (2009).

As principais culturas do projeto de irrigação são frutíferas e hortaliças com o predomínio da cultura da banana. Certamente, entre todos os setores utilizados, a agricultura irrigada é responsável pela maior demanda de água. Por outro lado, no plano dos cenários de desenvolvimento, os principais conflitos estão relacionados com a demanda da água, o que justifica o esforço para otimizar a sua utilização de forma mais sustentável, ambiental e socialmente (ARAÚJO, 2010).

Nesse contexto, Albuquerque *et al.* (2004) abordam que existe desperdício de água na irrigação do projeto Jaíba, mesmo considerando que grande parte dela é irrigada por métodos localizados. Os autores apontam para pontos de estrangulamento, quais sejam: dificuldades para mensuração da água distribuída para os usuários; falta de alternativas de exploração de culturas que ofereçam melhor retorno econômico; manejo da irrigação inexistente ou deficiente, etc.

Com isso, emerge a importância e a utilização de sistemas de suporte de decisão, aqui entendida como ferramentas metodológicas que auxiliem na racionalização do uso da água, tendo em vista a sustentabilidade do sistema de produção regional.

## **2.2 – Aspectos Físicos**

Situado entre as coordenadas 14° 57'50" e 15° 32'13" de latitude S, 43° 12'32" e 44° 04'37" de longitude W, o município da Jaíba, no qual esta inserido a maior parte do projeto de irrigação, possui clima classificado como tropical quente do subtipo semiárido, com período seco igual ou superior a seis meses. O índice de umidade relativa atinge 60%, sendo dezembro e janeiro os meses mais úmidos; e agosto e setembro, os mais secos (FREITAS *et al.* 2008). O regime pluviométrico anual apresenta variações, sendo que os menores índices são inferiores a 800 mm. Freitas *et al.* (2008), analisando os dados climatológicos da região de 1996 a 2006, apontam uma precipitação média anual de 858,7 mm concentradas principalmente entre os períodos de novembro e março; e com índices baixos de abril a setembro. A temperatura média anual para o mesmo período é de 26,6 °C, sendo junho o mês mais frio, com média de 24,5 °C; e outubro o mês mais quente, com média de 28,9 °C. A duração da média da insolação efetiva é maior no trimestre junho, julho e agosto, com valores médios de 8,6 a 9,4 horas/dia. A menor insolação ocorre no mês de novembro, com média de 5,8 horas/dia. Os valores médios de velocidade do vento oscilam entre 1,6 a 2,7 m/s, sendo que os máximos ocorrem em agosto e setembro, e os mínimos entre março e maio.

(RURALMINAS, 2012). Segundo Freitas *et al.* (2008), a região apresenta um déficit hídrico de 822mm ao ano, apresentando um pequeno excedente nos meses de novembro, dezembro e janeiro. Esse déficit hídrico pode ser explicado por baixos valores de pluviosidade, conjugada com temperaturas elevadas e insolação. Recentemente, Barros (2010), objetivando determinar o índice de aridez no norte de Minas Gerais, através da espacialização de dados de dezenove estações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), demonstrou que o comportamento de déficit hídrico nessa região se deve aos baixos índices pluviométricos associados a altas temperaturas.

A cobertura vegetal no município da Jaíba é composta pela floresta estacional decidual e floresta estacional semidecidual. A vegetação de floresta estacional decidual é típica do clima quente e semiárido, onde predomina a vegetação caducifólia (perda das folhas na estação seca) com características xerofíticas, espécies adaptadas para regiões semiáridas, apresentando estratos como gramíneas, arbustos e árvores, entremeados com cactáceas e bromeliáceas (IBAMA, 2008). O local de estudo apresenta indivíduos com fisionomia arbórea e arbustivas, sendo a primeira representada por árvores altas, como a catingueira (*Caesalpinia pyramidalis*) e a barriguda de espinho (*Ceiba sp.*). Já a segunda, os estratos arbustivos, é constituída, em sua maioria, por arbustos baixos, esparsos e espalhados em substrato rasos. Outra formação vegetal que ocorre na área é a denominada Capoeira, que se distingue das Matas Caducifólias ou Subcaducifólias pelo menor porte e diâmetro, principalmente por estarem submetidas a condições desfavoráveis. Em menor proporção, as veredas constituem uma comunidade especial, hidrófila. Sua constituição é complexa, compondo-se de tapete herbáceo no qual predominam gramíneas e subarbustos que atingem de 1,0 a 2,0 m de altura, onde sobressaem agrupamentos de buritis (RURALMINAS, 2012). Apesar da diversidade da cobertura vegetal no município, essas espécies vegetais apresentam restrições devido ao crescimento da pastagem e do projeto de irrigação. As atividades de carvoaria e agropastoril estão em franco crescimento, apresentando ameaças à flora, bem como a algumas espécies de aves, mamíferos e répteis que povoam esse bioma.

### Capítulo 3 – Materiais e Métodos

Como mencionado, este trabalho visa a estimativa dos componentes do balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração em áreas irrigadas do projeto Jaíba no ano de 2011 com o auxílio das imagens do satélite *Landsat 5 TM* e alguns dados de superfície. As imagens do *Landsat 5 TM* foram adquiridas no site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que corresponde a órbita 219 ponto 70, nos dias 31 de janeiro, dia sequencial do ano 31 (DJ 31), 21 de abril (DJ 111), 24 de junho (DJ 175), 10 de julho (DJ 191) e 12 de setembro (DJ 255), todas referentes ao ano de 2011.

Os dias citados foram escolhidos por não apresentar coberturas com nuvens sobre a área de estudo durante a passagem do satélite *Landsat 5 TM* no referido ano – 2011. Além das imagens, foram utilizados os dados climatológicos da estação meteorológica automática do Mocambinho, localizado no Projeto de Irrigação do Jaíba, sob a responsabilidade do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

O processamento digital das imagens de satélite foi executado no software ERDAS versão 9.2 e as operações matemática intra e inter-bandas espectrais, foram desenvolvidas na ferramenta Modal Maker. A obtenção do balanço de radiação, energia e da evapotranspiração com o SEBAL, a partir de imagens *Landsat 5 TM*, compreende uma sequência de etapas em que se utilizou como orientação a apostila de Silva (2011), como será demonstrado no tópico seguinte.

#### 3.1 - Calibração radiométrica

De posse das imagens, iniciou-se o procedimento metodológico no qual, na primeira etapa, realiza-se a calibração radiométrica, que é a conversão dos números digitais (ND) ou níveis de cinza dos pixels da imagem, em radiância espectral monocromática para as bandas 1,2,3,4,5 e 7, sendo utilizada a equação 9 (MARKHAM e BAKER, 1987).

$$L_{\lambda i} = a_i + \left( \frac{b_i - a_i}{255} \right) ND \quad (9)$$

onde a e b correspondem às radiâncias espectrais mínima e máxima ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ), presentes na tabela 2, sendo ND os números digitais da imagem que variam de 0 a 255; e i correspondente às bandas (1, 2, ... e 7) do satélite Landsat 5 TM.

**Tabela 2.** Constantes de calibração Landsat 5 TM para o ano de 2011.

Bandas	A	B
	$(\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1})$	
1	-1,52	169
2	-2,84	333
3	-1,17	264
4	-1,51	221
5	-0,37	30,2
6	1,2378	15,303
7	-0,15	16,5

Fonte: Adaptado de Machado *et al.* (2011).

### 3.2 - Reflectância monocromática

Em seguida calcula-se a refletância monocromática ( $\rho_{\lambda i}$ ) no topo da atmosfera para cada uma das bandas do visível e infravermelho, dada pela razão entre o fluxo de radiação solar refletido e o fluxo de radiação solar incidente, obtida pela equação 10 proposta por Bastiaanssen (1995):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (10)$$

onde  $L_{\lambda i}$  é a radiância espectral de cada banda;  $k_{\lambda i}$  é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ , tabela 3); Z é o ângulo zenital, obtido no cabeçalho das imagens *Landsat 5 TM* no site do INPE; e  $d_r$  é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol e a distância Terra-Sol em dado dia do ano (DJ) que, de acordo com Iqbal (1983), é dado pela equação 11:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos(DJ \cdot 2\pi / 365) \quad (11)$$

onde DJ representa os dias em que foram obtidas as imagens e os dados radiométricos; o cosseno do ângulo de incidência da radiação solar é obtido a partir do ângulo de elevação do Sol, dado pela equação 12;

$$\cos z = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) = \sin(E) \quad (12)$$

**Tabela 3** – Irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ ) em 2011 para o sensor TM do satélite Landsat 5.

<b>Bandas</b>	<b>1</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>4</b>	<b>5</b>	<b>6</b>	<b>7</b>
$k_{\lambda i}$	1957	1826	1554	1036	215,0	-	80,67

### 3.3 - Albedo Planetário

O albedo planetário ( $\alpha_{\text{toa}}$ ) representa o albedo de cada pixel sem correção atmosférica, obtido pela combinação linear das reflectância monocromáticas:

$$\alpha_{\text{toa}} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (13)$$

onde  $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$  e  $\rho_7$  são os albedos planetários das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

### 3.4 - Albedo da Superfície

Em seguida, passou-se para o cálculo do albedo de superfície ou albedo corrigido das imagens. Segundo Maireles (2007), a atmosfera de nosso planeta interfere na radiação solar incidente e na radiação refletida, fazendo-se necessário corrigir o albedo no topo da atmosfera, devido aos efeitos de espalhamento e absorção. Essa correção é feita pela equação 14,

$$\alpha = \frac{\alpha_{\text{toa}} - \alpha_p}{\tau_{\text{sw}}^2} \quad (14)$$

onde  $\alpha_{\text{toa}}$  é o albedo planetário;  $\alpha_p$  é a reflectância da própria atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, mas que para o modelo SEBAL tem sido recomendado o valor de 0,03, com base em Bastiaanssen (2000); e  $\tau_{\text{sw}}$  é a transmissividade atmosférica, obtida conforme proposto por Allen *et al.* (2007):

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

em que  $Z$  é o ângulo zenital solar obtido;  $P$  é a pressão atmosférica média em  $kPa$ ;  $k_t$  é o coeficiente de turbidez da atmosfera, sendo  $k_t = 1$  para céu claro e  $k_t = 0,5$  para turbidez extrema (ALLEN, 1996); e  $W$  é a água precipitável em  $mm$ , calculada de acordo com a equação 16.

$$W = 0,14e_a P_{air} + 2.1 \quad (16)$$

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

$$P = 101,3 \left( \frac{T_a - 0,0065.q}{T_a} \right)^{5,26} \quad (17)$$

onde  $P$  é a pressão atmosférica;  $T_a$  é a temperatura do ar, em Kelvin; e  $q$  é a altitude, representada pela imagem SRTM.

### 3.5 - Índices de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF)

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index - NDVI) foi obtido através da razão entre a diferença das refletividades do IV-próximo ( $\rho_{IV}$ ) e do vermelho ( $\rho_v$ ), pela soma das mesmas:

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_v}{\rho_{IV} + \rho_v} \quad (18)$$

onde  $\rho_{IV}$  e  $\rho_v$  correspondem, respectivamente, às bandas 4 e 3 do Landsat 5 – TM.

O Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index* - SAVI) que visa amenizar os efeitos do “background” do solo foi calculado segundo a expressão proposta por Huete (1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (19)$$

onde o fator L é uma constante de ajuste ao solo, cujo valor usado no estudo foi 0,1 (ALLEN *et al.*, 2007; SILVA *et al.*, 2011; GUSMÃO, *et al.* 2012).

O Índice de Área Foliar (IAF) é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem, e o mesmo foi computado pela seguinte equação empírica, obtida por Allen *et al.* (2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (20)$$

### 3.6 - Emissividades

Os pixels não emitem radiação eletromagnética como um corpo negro, razão pela qual, ao se calcular a temperatura da superfície, necessita-se calcular sua emissividade ( $\epsilon_{NB}$ ) no domínio espectral da banda termal do TM – Landsat 5 (10,4 - 12,5  $\mu m$ ). Por sua vez, quando do cômputo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, há de ser considerada a emissividade no domínio da banda larga  $\epsilon_0$  (5 – 100  $\mu m$ ). O cálculo de ambas as emissividades é realizado em função do IAF pelas seguintes equações:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033.IAF \quad (21)$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01.IAF \quad (22)$$

Considera-se que para  $IAF \geq 3$ ,  $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$  e para corpos de água ( $IAF < 0$ )  $\epsilon_{NB} = 0,99$  e  $\epsilon_0 = 0,985$ , conforme recomendações de Silva (2011).

### 3.7 - Temperatura da Superfície

Após determinar as emissividades, foi obtida a carta de temperatura de superfície ( $T_s$ ). Para a obtenção da temperatura de superfície, são utilizadas a radiância espectral da banda termal  $L_{\lambda,6}$  e a emissividade  $\varepsilon_{NB}$ , obtida na etapa anterior. Dessa forma, obtém-se a temperatura da superfície (K) pela seguinte expressão:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln \left( \frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1 \right)} \quad (23)$$

onde  $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1260,56 \text{ K}$  são constantes de calibração da banda termal do Landsat 5 –TM.

### 3.8 - Radiação de onda longa emitida

A radiação de onda longa emitida pela superfície  $R_q$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) foi obtida através da equação de Stefan-Boltzman:

$$R_q = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (24)$$

onde  $\varepsilon_0$  é a emissividade de cada pixel;  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{K}^{-4}$ ); e  $T_s$  é a temperatura da superfície (K).

### 3.9 - Radiação de onda curta incidente

A radiação de onda curta incidente  $R_s$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) para dias de céu claro pode ser obtida pela seguinte expressão (ALLEN *et al.*, 2002):

$$R_s = Q \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (25)$$

onde  $Q$  é a constante solar ( $1367 \text{ Wm}^{-2}$ );  $Z$  é ângulo zenital solar;  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol; e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica.

### 3.10 - Radiação de onda longa incidente

A radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície  $R_E$  ( $Wm^{-2}$ ) foi computada pela equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_e = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (26)$$

onde  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica obtida por:  $\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09}$  (ALLEN *et al.*, 2002);  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann; e  $T_a$  é a temperatura do ar (K).

### 3.11 - Saldo de radiação

Depois de realizadas todas as etapas, foi computado o saldo de radiação à superfície  $R_n$  ( $Wm^{-2}$ ), utilizando-se a equação do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_s (1 - \alpha_{sup}) - R_e + R_q - (1 - \varepsilon_0)R_q \quad (27)$$

onde  $R_s$  é a radiação de onda curta incidente;  $\alpha_{sup}$  é o albedo corrigido de cada pixel;  $R_q$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel;  $R_e$  é a radiação de onda longa emitida por cada pixel; e  $\varepsilon_0$  é a emissividade de cada pixel.

### 3.12 - Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo  $G$  ( $Wm^{-2}$ ) é calculado segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[ \frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4) \right] R_n \quad (28)$$

onde  $T_s$  é a temperatura da superfície ( $^{\circ}C$ );  $\alpha$  é o albedo da superfície; NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada; e  $R_n$  é o saldo de radiação.

### 3.13 - Fluxo de calor sensível (H)

O fluxo de calor sensível  $H$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) é a etapa do SEBAL mais susceptível a erros, visto que envolve uma série de pressupostos e considerações, sendo necessário cuidado ao fazê-lo para evitar equívocos. A estimativa do  $H$  é feita com base na velocidade do vento e temperatura da superfície, usando uma calibração interna da diferença da temperatura próxima à superfície entre dois níveis da superfície, segundo Bastiaanssen *et al.* (1998) e Silva (2011):

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (29)$$

onde  $\rho$  é a massa específica do ar;  $c_p$  é o calor específico do ar ( $1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ );  $a$  e  $b$  são constantes de calibração da diferença da temperatura entre dois níveis  $Z_1$  e  $Z_2$ ;  $T_s$  é a temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ); e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $\text{sm}^{-1}$ ). Na estimativa do  $H$  no SEBAL, há a necessidade da escolha de dois pixels na cena, denominados “pixels âncoras”, para determinar a variação de temperatura ( $a$  e  $b$ ) em dois níveis diferentes, bem como a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ) em todos os pixels da imagem.

Iniciando o cálculo do  $H$ , primeiramente são adquiridos os dados da estação meteorológica no local de estudo, que são: a velocidade do vento ( $\text{ms}^{-1}$ ) ao nível de  $z$  m e a altura média da vegetação ( $h$ ) em metros circundante no local da medição da velocidade do vento. A primeira etapa consiste na obtenção coeficiente de rugosidade  $z_{0m}$  da estação meteorológica que é calculada em função da altura média da vegetação, segundo equação de Brutsaert (1982):

$$z_{0m} = 0,12h \quad (30)$$

Para esta pesquisa considerou-se a altura média da vegetação da estação meteorológica em 30 cm. Na sequência calculou-se a velocidade de fricção  $u_*$  ( $\text{m.s}^{-1}$ ) pelo perfil logaritmo do vento para condições de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{K u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (31)$$

em que  $K$  é a constante de Von Karmam ( $P= 0,41$ );  $U_x$  é a velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ ) na altura  $Z_x$ , que nesta pesquisa utilizou o nível de coleta da estação meteorológica a 10 metros; e  $Z_{0m}$  é o coeficiente de rugosidade.

Ainda, considerando-se a atmosfera em estabilidade neutra, é estimada a velocidade do vento para o nível em que a rugosidade da superfície já não afeta a velocidade do vento. Na literatura, esse nível é alcançado a  $z = 200$  m, portanto, para a projeção do vento a 200 metros, utilizou-se a seguinte equação (Silva, 2011):

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)}{k} \quad (32)$$

Considerando a hipótese que  $u_{200}$  é constante em toda a área de estudo, será obtida a velocidade de fricção para cada pixel  $u_*$  ( $m.s^{-1}$ ) e para cada pixel da imagem, através da equação:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad (33)$$

sendo  $Z_{0m}$  obtido em cada pixel da imagem utilizando o SAVI, pela equação proposta por Bastiaanssen (2000):

$$Z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (34)$$

Calculado o  $u_*$  pixel a pixel na imagem, em seguida estima-se a resistência aerodinâmica  $r_{ah}$  ( $s m^{-1}$ ), admitindo-se a atmosfera em condições de estabilidade neutra pela seguinte equação (Silva, 2011):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (35)$$

onde  $z_1$  e  $z_2$  são as alturas em metros acima da superfície (em alguns estudos mais recentes têm sido utilizados  $z_1 = 0,1$  m e  $z_2 = 2,0$  m);  $u_*$  velocidade de fricção ( $ms^{-1}$ ), e  $k$  é a constante de von Karman (0,41).

Dando sequência ao procedimento metodológico, a próxima etapa é o computo da diferença de temperatura próximo a superfície  $dT$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) para cada pixel, sendo computado através da relação linear em  $dT$  e  $T_s$ , como demonstra a equação (SILVA, 2011):

$$dT = a + bT_{\text{sup}} \quad (36)$$

onde  $a$  e  $b$  são os coeficientes da relação linear, obtidos através dos pixels quente e frio (pixels âncoras)

Na escolha do pixel frio, admite-se que o mesmo encontra-se em uma área onde se assume que o fluxo de calor sensível é nulo ( $H_{\text{frio}}=0$ ) e o fluxo de calor latente  $LE_{\text{frio}}$  é máximo, sendo que nesta pesquisa os pixels frios foram obtidos no leito rio São Francisco na área de estudo, calculados pela equação (SILVA, 2011):

$$LE_{\text{frio}} = R_n - G \quad (37)$$

Com isso, a diferença de temperatura do pixel frio é nula.

O pixel quente é escolhido numa área com grande exposição de solo, onde se assume que o fluxo de calor latente é nulo ( $LE_{\text{quente}} = 0$ ) e, portanto, o fluxo de calor sensível  $H_{\text{quente}}$  ( $\text{Wm}^{-2}$ ) é dado por:

$$H_{\text{quente}} = R_n - G = \frac{\rho c_p (a + bT_{\text{sup}})}{r_{\text{ah}}} \quad (38)$$

onde  $T_{\text{sup}}$ ,  $R_n$ ,  $G$  e  $r_{\text{ah}}$  são obtidos exatamente no pixel quente da imagem. Com base nesses valores, obtém-se, no pixel quente:  $a + bT_{\text{sup}} = r_{\text{ah}} (R_n - G) / \rho c_p$

No entanto, o valor obtido em  $H$ , a princípio em cada pixel da imagem, não representa adequadamente e serve como valores iniciais no processo iterativo que busca em cada interação serem reajustados, considerando efetivamente a condição de estabilidade de cada pixel (SILVA, 2011; GOMES, 2009).

Dessa maneira, em decorrência dos efeitos turbulentos afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov  $L$  (m) para identificar as condições de estabilidade da atmosfera, sendo estimado em função dos fluxos de calor e de momentum, na qual é considerada o cômputo do fluxo de calor sensível em todos os pixels da imagem.

$$L = - \frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (39)$$

onde  $\rho$  é a densidade do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ );  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante;  $u_*$  é a velocidade da fricção de cada pixel das imagens ( $\text{ms}^{-1}$ );  $T_s$  é a temperatura da superfície (K);  $g$  é o módulo do campo gravitacional terrestre ( $9,81 \text{ ms}^{-2}$ ); e  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $\text{Wm}^{-2}$ ), obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade. Os valores de  $L$  definem as condições de estabilidade da seguinte forma: se  $L < 0$ , a atmosfera é considerada instável; se  $L > 0$ , a atmosfera é considerada estável e se  $L = 0$  a atmosfera é considerada neutra (SILVA, 2011).

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum ( $\psi_m$ ) e de calor ( $\psi_h$ ) deverão ser considerados. Para isso, utilizam-se as formulações de Silva (2011); Bastiaanssen (1995); Allen (2000); e Bezerra *et al* (2008):

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

$$\psi_{m(100m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left( \frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(200m)}) + 0,5 \pi$$

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

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

onde

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

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

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

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

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

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

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

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

O valor corrigido para a velocidade de fricção  $u_*$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) é dado por:

$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln \left( \frac{200}{z_{0m}} \right) - \psi_{m(200\text{ m})}} \quad (50)$$

onde  $u_{200}$  é a velocidade do vento a 200 m ( $\text{ms}^{-1}$ );  $k$  é a constante de von Karman (0,41);  $z_{0m}$  é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m); e  $\psi_{m(200\text{ m})}$  é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 200 m.

Com os valores de  $u_*$  corrigido, foi obtido o valor corrigido para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor  $r_{ah}$  ( $\text{sm}^{-1}$ ) através da seguinte equação:

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

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

Obtidos os valores desses parâmetros, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obtenha estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura ( $dT$ ) e da resistência aerodinâmica ( $r_{ah}$ ) pixel a pixel da imagem (SILVA, 2011).

### 3.14 - Fluxo de calor latente (LE)

No momento da passagem do satélite, o fluxo de calor latente LE ( $\text{Wm}^{-2}$ ) foi calculado pela equação:

$$LE = R_n - G - H \quad (52)$$

Onde LE é o fluxo de calor latente;  $R_n$  é o saldo de radiação; G é o fluxo de calor no solo; e H é o fluxo de calor sensível.

### 3.15 - Evapotranspiração diária

Os valores da evapotranspiração real diária – ET<sub>c</sub> ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) foram obtidos a partir de extrapolação do valor instantâneo do LE (Equação 52). Com a estimativa do fluxo de calor latente foi possível determinar a evapotranspiração horária, aplicando a seguinte equação:

$$ET_h = 3600 \frac{LE}{n} \quad (53)$$

onde n representa o calor latente de vaporização da água, que pode ser definido como a energia necessária (em joules) para a evaporar uma massa unitária de água (HARRISON, 1963).

$$n = [2,501 - 0,00236(T_s - 273,16)] 10^6 \quad (54)$$

em que  $T_s$  representa a temperatura de superfície (K) em cada pixel.

Seguindo o procedimento metodológico sugerido por Bastiaansen *et al.* (2005), a evapotranspiração horária foi extrapolada para valores diários, considerando constantes os valores da fração evaporativa, e integrados os valores diários do saldo de radiação, conforme a equação:

$$ET_{24h} = 86400 \frac{\Delta R_{n_{24}}}{n} \quad (55)$$

em que ET<sub>24</sub> corresponde a evapotranspiração real diária em  $\text{mm.d}^{-1}$ ;  $\Delta$  é a fração evaporativa no instante da passagem do satélite;  $R_{n_{24}}$  representa a radiação de onda curta incidente; e n é o calor latente de vaporização da água.

Para os valores da fração evaporativa calculados em cada pixel da imagem utilizou-se a seguinte equação:

$$\Delta = \frac{LE}{Rn - G} \quad (56)$$

Para obter o saldo de radiação 24 horas ( $Rn_{24}$ ) foi aplicada a seguinte equação:

$$Rn_{24} = (1 - \text{albedo}) R_{sl24} - 123 \tau \quad (57)$$

albedo de superfície,  $R_{sl24}$  é a média de 24 horas da radiação de onda curta, e  $\tau$  a transmitância da atmosfera.

## Capítulo 4 – Resultado e Discussão

### 4.1 - Elementos que compõem a cena de estudo

A cena de estudo é formada pela área urbana de Itacarambi, vegetação nativa, agricultura irrigada, água e áreas de solo exposto, pastagem e vegetação rala. Nesta última foram englobadas as classes de solo exposto, pastagem e vegetação rala, pois devido ao grau de confusão entre essas classes – por terem um nível de reflexão aproximado – foi necessário o agrupamento das mesmas. A figura 6 apresenta a composição RGB formada pelas bandas 4, 3 e 5 respectivamente do *Landsat 5 TM* da cena de estudo. As áreas em vermelho representam extensões com vegetação nativa (Floresta estacional semidecidual) com boa disponibilidade hídrica, localizada nas margens do rio São Francisco e em áreas irrigadas do Projeto Jaíba. Apresentam-se também áreas de vegetação nativa (Floresta estacional decidual), com coloração mais esverdeada. Se diferenciando das áreas irrigadas, a área localizada na região norte da cena faz parte da reserva legal do projeto Jaíba. As áreas com maior exposição de solo podem ser identificadas em tons de azul claro e branco. Essas áreas estão localizadas por diversas partes da área de estudo, e representam solos preparados para cultivo e áreas de vegetação rala e pastagem.

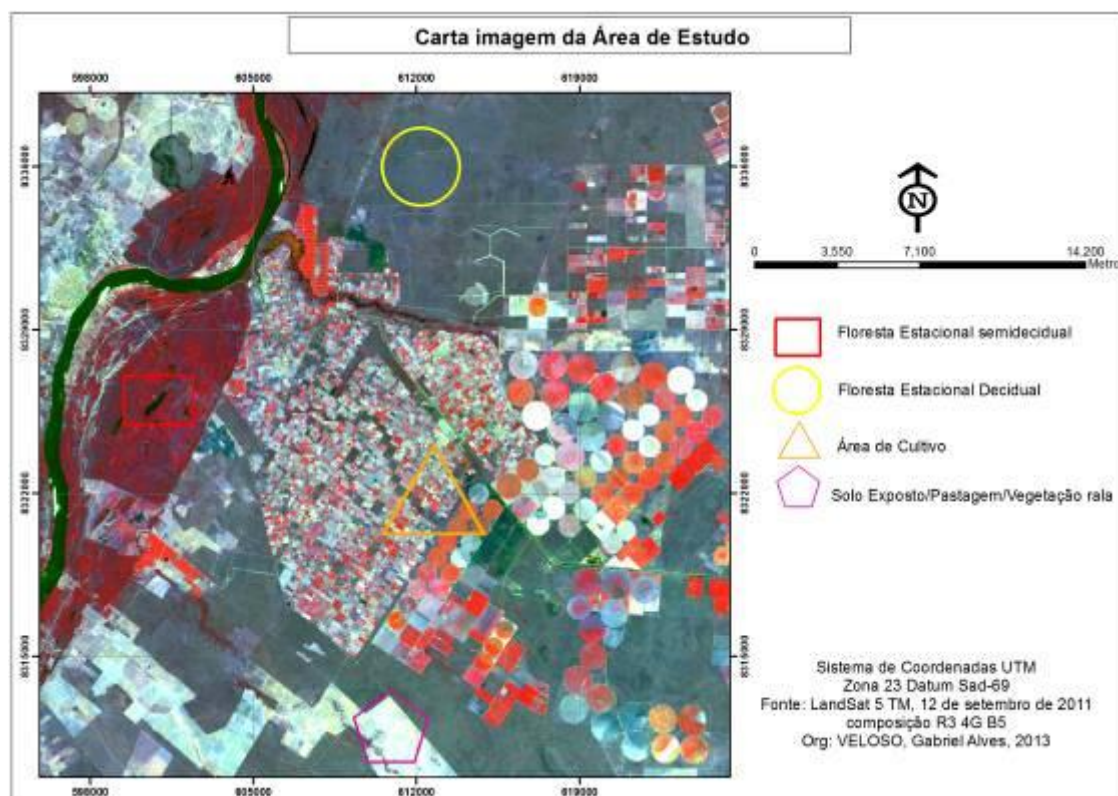


Figura 6 – Área de estudo, imagem Landsat 5 TM composição 3R 4G 5B de 12 de setembro de 2011

Nesta pesquisa procurou-se avaliar a distribuição espaço temporal dos componentes de balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração em áreas irrigadas do Projeto Jaíba utilizando o algoritmo SEBAL nas condições climáticas do norte de Minas Gerais. Para tanto, foram elaborados mapas temáticos dos componentes do balanço de Radiação (Albedo de superfície, NDVI, IAF, Temperatura de superfície e Saldo de Radiação) e balanço de Energia (Fluxo de Calor no Solo, Fluxo de Calor Sensível e Fluxo de Calor Latente) e os mapas da evapotranspiração para os dias 31 de janeiro (DJ 31), 21 de abril (DJ 111), 24 de junho (DJ 175), 10 de julho (DJ 191) e 12 de setembro (DJ 255), todos esses dias referentes ao ano de 2011. A tabela 4 mostra alguns parâmetros de calibração do algoritmo para os dias estudados.

**Tabela 4** – Data das imagens do Landsat 5 TM (Data), Hora local (Hora), ângulo de elevação do sol (E), seno de Z, quadrado da distancia terra-sol e seu valor médio ( $d_r$ ), Transmitância atmosférica (Tsw).

Data	Hora	E	senZ	$d_r$	Tsw
31/janeiro	9:51:54	56,88	0,8375	1,0284	0,739
21/abril	9:51:58	49,81	0,7640	0,9890	0,722
24/junho	9:51:13	41,01	0,6563	0,9673	0,719
10/julho	9:51:08	41,33	0,6605	0,9674	0,721
12/setembro	9:50:54	54,35	0,8126	0,9895	0,762

## 4.2 – Componentes do Balanço de Radiação

### 4.2.1 – Albedo de Superfície

As figuras 7 a 11 representam os mapas de albedo de superfície para a área de estudo, nos dias juliano (DJ) 31, 111, 175, 191 e 255. O albedo de superfície exerce um controle na quantidade de energia que é absorvida pela superfície, atuando no balanço final de radiação e energia (GOMES, 2009).

Os valores de albedo da área de estudo variaram entre 9 a 32%. Na imagem do dia 111 (21 de abril) há agrupamentos de pixels com valores superiores a 30%, localizados no canto superior esquerdo da imagem. Esses pixels são referentes à presença de nuvens, entretanto, a localização da estação meteorológica encontra-se sem a presença de nuvens. Pode-se observar também, imediatamente ao lado dos pixels que representam as referidas nuvens, a evidência de pixels simétricos na cor azul claro, com valores inferiores a 9%. Esse resultado comprova que as sombras projetadas pelas nuvens diminuem bruscamente na intensidade da radiação global, sendo que a radiação

solar refletida pela superfície coberta pelas nuvens é menor na ausência das mesmas (OLIVEIRA, 2012).

As áreas com presença de água, leito do rio São Francisco, nas datas de 31 (31 de janeiro) e 111 (21 de abril), foram de 9 a 13% (cor verde escuro). Esses valores estão próximos aos encontrados por Silva *et al.* (2005) que constataram valores na ordem de 9 a 12%. Segundo Silva *et al.* (2005), os valores altos de albedo para a leito do São Francisco se devem à turbidez da água, podendo atingir valores na ordem de até 15%. As datas que correspondem ao período chuvoso, quando ocorre um aumento do material em suspensão (sedimentos) do rio, elevam-se os valores de albedo. Nesses mesmos dias, os valores inferiores a 9%, localizados nas margens do Rio São Francisco, correspondem a áreas alagadas com pouco material em suspensão, diminuindo os valores de albedo.

Nos dias 175 (24 de junho), 191 (10 de julho) e 255 (12 de setembro), os valores de albedo foram inferiores a 9% (azul claro). Esses valores são semelhantes aos encontrados por Gomes (2009) no leito do rio Mogi-Guaçu, também inferiores a 9%. Já Meireles (2007), em estudo realizado na bacia do rio Acaraú-CE, encontrou valores para corpos hídricos na ordem de 3 a 10%. Veloso e Rosa (2013), em estudo da variação do albedo no perímetro irrigado do Gorutuba, norte de Minas Gerais, encontraram valores na ordem de 6 a 9% na barragem bico da pedra.

Nas áreas de vegetação nativa prevalecem valores de albedo na ordem de 9 a 16%. Sendo que na imagem do dia 255 (12 de setembro) prevaleceram a classe de 13 a 16%. Esse padrão pode estar associado à dinâmica que a estação chuvosa imprime à vegetação e à pastagem, sendo que esse período correspondente ao de estiagem. Os valores de albedo da vegetação nativa podem ser observados com maior precisão na reserva legal do projeto Jaíba, localizada no canto superior esquerdo da imagem. Os valores são similares aos encontrados por Menezes (2008), que variaram de 5% a 16% em áreas de vegetação plana na região central do Estado de Minas Gerais. Já Gomes (2009) encontrou valores de albedo de superfície na ordem de 13 a 15% em áreas de cerrado e eucalipto, no estado de São Paulo. Veloso e Rosa (2013) encontraram valores de albedo para a vegetação nativa no perímetro irrigado do Gorutuba na ordem de 10 a 15%, semelhantes aos encontrados nesta pesquisa. Nota-se neste trabalho em alguns pontos da imagem uma mistura dos valores de 13% a 16% de áreas de vegetação nativa com as áreas irrigadas. Nas áreas de agricultura irrigada os valores de albedo variaram

entre 16 a 23%. Há uma variação nessa classe de uma imagem para outra, sendo que na imagem do dia 255 (12 de setembro) há uma predominância da classe de 19 a 23%.

No trabalho de Dantas *et al.* (2010), feito em áreas de frutíferas irrigadas na fazenda Frutacor, nas proximidades do Quixeré Cearense, foram encontrados valores na ordem de 13% a 20%, similar aos encontrados neste trabalho. Veloso e Rosa encontraram valores na ordem de 16 a 19% em áreas irrigados do projeto Gorutuba, os autores constataram uma maior ocorrência nos valores entre 17 a 19%. Gomes (2009) encontrou valores de albedo de superfície em áreas de cana-de-açúcar de 16% a 20% no estado de São Paulo. Segundo o referido autor, foram observados valores similares nos trabalhos de Tasumi (2003), de 16% a 24%; e no trabalho de Shuttleworth (1993) foram registrados valores de albedo que variaram entre 15% a 20% para culturas como cana-de-açúcar, trigo e outras de menor porte, como a beterraba.

As áreas de solo exposto, vegetação rala, pastagem e a área urbana de Itacambira correspondem a classes que variam de 23 a 32%. É perceptível um aumento gradual de áreas na classe de 23 a 26% no período das imagens. As áreas de solo preparado para cultivo e de solo exposto compreendem valores na ordem de 26% a 32%. Esses valores são análogos aos encontrados por Gomes (2009), na ordem de 24% a 27% de albedo de superfície, no bioma cerrado no Estado de São Paulo. Silva (2005) encontrou valores na ordem de 20 a 30% na caatinga, sendo que os maiores valores correspondem a solos expostos. Segundo o referido autor, esses valores correspondem aos observados por OKE (1987), que encontrou albedo de superfície de 40% em regiões desérticas.

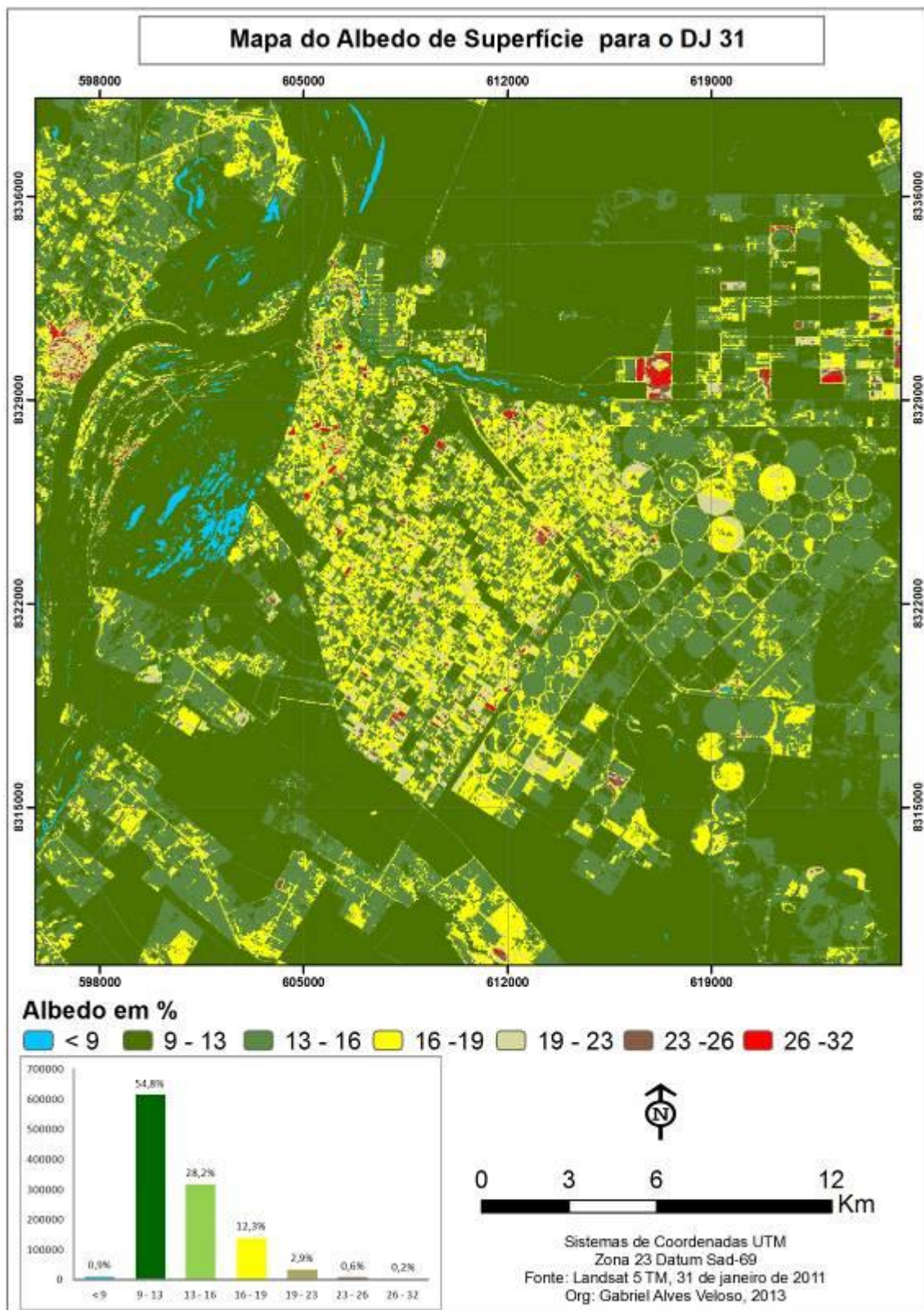


Figura 7 – Mapa de Albedo de superfície para o DJ 31

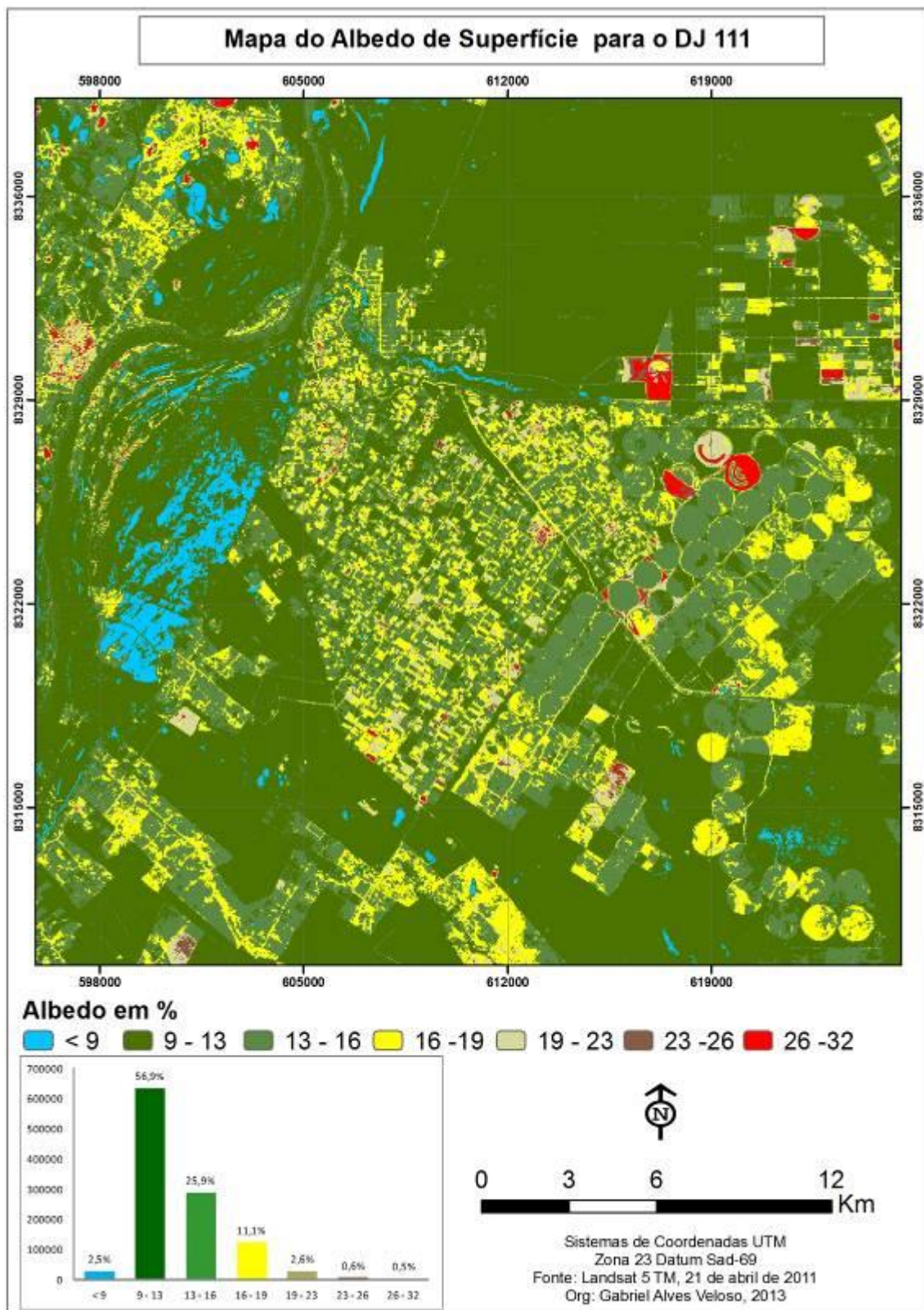


Figura 8 – Mapa de Albedo de superfície para o DJ 111

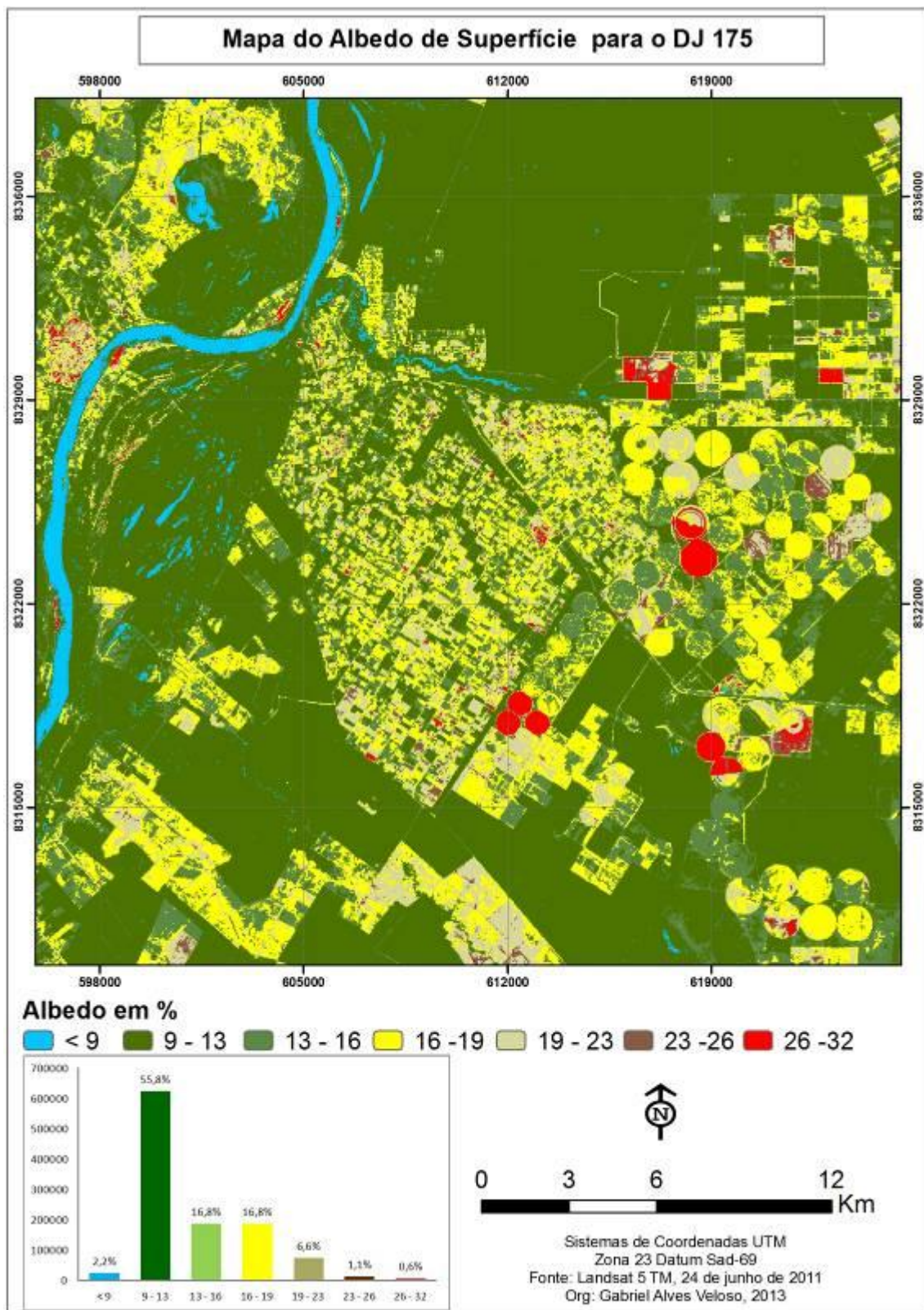


Figura 9 – Mapa de Albedo de superfície para o DJ 175

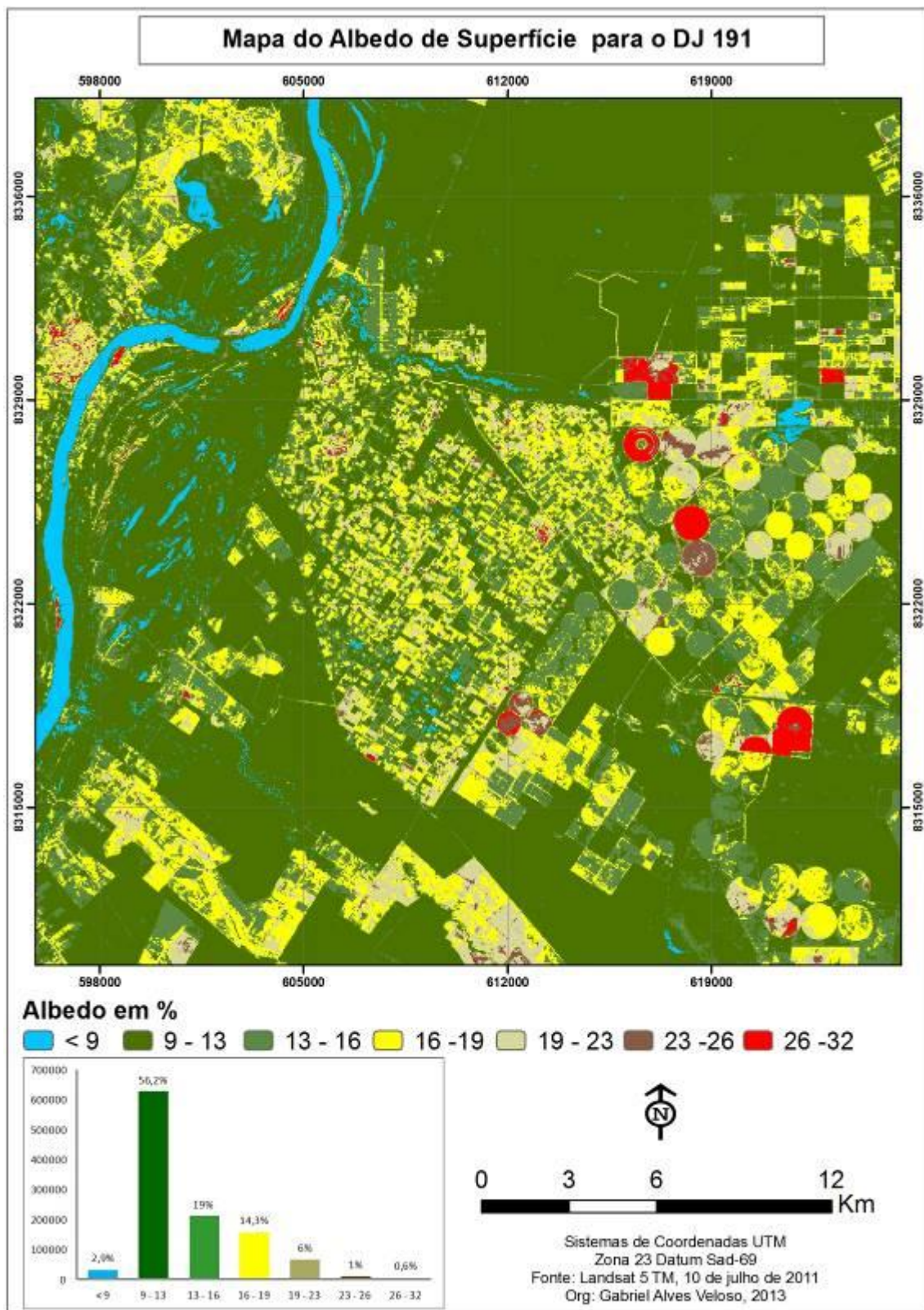


Figura 10 – Mapa de Albedo de superfície para o DJ 191

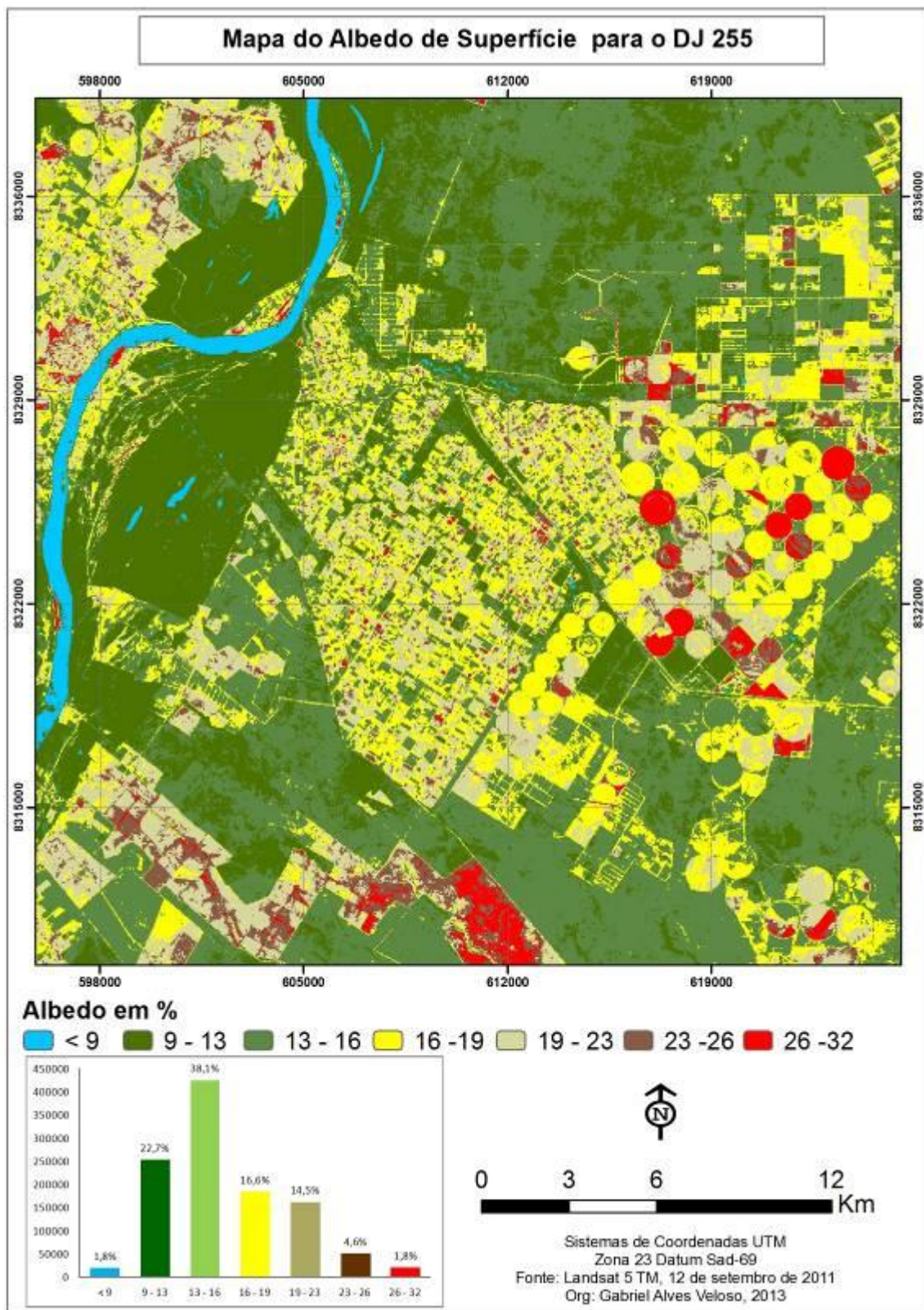


Figura 11 – Mapa de Albedo de superfície para o DJ 255

Para melhor analisar a variação do albedo de superfície na área estudada, foram recortadas áreas homogêneas de floresta estacional decidual e semidecidual, área de

cultivo e solo exposto, pastagem e vegetação rala. Na tabela 5 está representado o resumo estatístico das classes selecionadas. A variação do albedo de superfície na área de floresta estacional decidual apresentou valores de 9 a 15% nos dias 31 (31 de janeiro) e 255 (12 de setembro) respectivamente, sendo que esse resultado foi caracterizado pela influência na mudança da estação chuvosa para a seca. No período da estação chuvosa, as áreas de floresta estacional decidual apresentam maior capacidade de absorção da energia incidente devido à folhagem encontrar-se verde e em pleno desenvolvimento, enquanto no período seco essa vegetação perde as folhas, aumentando o poder de reflexão da superfície e elevando os valores de albedo de superfície. Os valores médios de albedo tiveram variação de 10% (DJ 111 e 175) a 14% (DJ 255) como demonstrado na tabela 5:

**Tabela 5** – Resumo dos Parâmetros estatísticos do Albedo de Superfície para as áreas de estudo

DJ	Parâmetros	FED	FESD	Área Irrigada	Solo exposto/ Pastagem /Vegetação rala
31	Mínimo	9%	9%	11%	12%
	Máximo	12%	13%	20%	23%
	Médio	11%	11%	15%	17%
	Desv. Padrão	0,2	0,5	0,3	1,9
111	Mínimo	9%	8%	12%	11%
	Máximo	11%	12%	20%	22%
	Médio	10%	10%	17%	16%
	Desv. Padrão	0,2	0,8	1	1,9
175	Mínimo	9%	9%	13%	15%
	Máximo	11%	11%	21%	25%
	Médio	10%	10%	17%	19%
	Desv. Padrão	0,2	0,3	0,9	1,5
191	Mínimo	10%	10%	13%	15%
	Máximo	12%	13%	23%	27%
	Médio	11%	12%	18%	20%
	Desv. Padrão	0,2	0,4	1	1,6
255	Mínimo	13%	10%	17%	20%
	Máximo	15%	14%	26%	30%
	Médio	14%	12%	21%	27%
	Desv. Padrão	0,2	0,4	1,4	1,5

As áreas de floresta estacional semidecidual apresentaram variação de 9 a 14% nos dias 31 (31 de janeiro) e 255 (12 de setembro) respectivamente, com médias de 11 a 12%. Já as áreas de floresta estacional decidual apresentaram uma regularidade nos

valores de desvio padrão de 0,2 para todos os dias analisados, sendo esse resultado explicado pela pequena variação nos níveis de cinza dos pixels escolhidos durante os dias estudados. Varejão-Silva (2006) cita valores médios para a vegetação tropical na ordem de 13%, sendo que esse valor foi próximo aos encontrados neste trabalho. Querino *et al.* (2006) encontraram valores médios de albedo de superfície para floresta de 13%, e discutem a existência de variação dos valores entre o período chuvoso e seco.

Os valores de albedo de superfície encontrados nas áreas de agricultura irrigada variaram entre 11% a 26% nos dias 31 (31 de janeiro) e 255 (12 de setembro) respectivamente. Esse resultado está associado à dinâmica de uso do solo das áreas agrícolas, no qual os valores baixos de albedo estão relacionados com o período de desenvolvimento da cultura, já os valores altos correspondem ao período de colheita, por consequência o solo fica exposto aumentando os valores do albedo. Nota-se que a dinâmica de uso do solo em áreas irrigadas influencia diretamente na quantidade de energia absorvida ou refletida pela superfície, podendo interferir na mudança do clima local. Os valores médios de albedo na área de agricultura irrigada variaram em 15% a 21% e foram obtidos nos dias 31 (31 de janeiro) e 255 (12 de setembro) respectivamente, como observado na tabela.

A área de solo exposto, pastagem e vegetação rala, apresentou a maior variação das áreas selecionadas. Os valores variaram de 12% a 30%, esse resultado é explicado pela influência do regime hídrico sobre as áreas de pastagem e vegetação rala. Na imagem referente ao dia 31 (31 de janeiro) os valores permaneceram baixo devido ao suprimento hídrico disponível nessa data (período chuvoso). No entanto, no decorrer do período analisado, percebe-se um aumento gradual dos valores de albedo, sendo padrão associado à dinâmica que a estação chuvosa imprime à vegetação natural, sobretudo nas áreas de floresta estacional decidual e na pastagem.

#### 4.2.2 – Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI)

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) é uma técnica muito utilizada para melhor visualizar os alvos no que se refere à variação da vegetação. Esse índice baseia-se na combinação da reflectância na faixa do visível e infravermelho próximo. Os valores estatísticos das cartas de NDVI para os dias estudados estão representados na tabela 6. Os valores mínimos foram obtidos nos dias DJ 31 (31 de janeiro) e 111 (21 de abril), foram de -0,966 e máximos nos dias 255 (12 de setembro),

de 0,943 e 111 (21 de abril) de 0,876. Os valores médios variaram em 0,296 no dia 255 (12 de setembro) a 0,649 no dia 31 (31 de janeiro). No trabalho de Giongo (2008), os valores mínimos foram de -0,945; -0,968; já os valores máximos de 0,896 e 0,928; com variação de valores médios de 0,518 a 0,646; sendo esses resultados semelhantes ao deste trabalho. Já no trabalho de Bezerra (2006) foram encontrados valores de NDVI em áreas irrigadas, solo exposto e vegetação natural na ordem de 0,70; 0,18; 0,22 e 0,75 respectivamente.

**Tabela 6** – Valores estatísticos Índice de Vegetação Diferença Normalizada - NDVI, para dos dias estudados.

DJ	Mínimo	Máximo	Médio	Desvio Padrão
31	-0,966	0,871	0,649	0,187
111	-0,966	0,876	0,618	0,186
175	-0,970	0,852	0,434	0,180
191	-0,975	0,863	0,397	0,175
255	-0,888	0,943	0,296	0,138

Como se verifica nos mapas do NDVI, os valores na cor vermelha correspondem a valores negativos, caracterizando superfícies, em sua grande maioria, que contem água. Em superfície como de solo exposto, área urbana, pastagem e vegetação rala, o NDVI apresentou baixos valores positivos. Já as superfícies que correspondem à vegetação natural e a áreas irrigadas do projeto Jaíba apresentaram valores positivos elevados.

Em análises aos mapas de NDVI dos dias estudados, representados nas figuras 12 a 16, nota-se uma significativa variação dos valores de NDVI. No DJ 31 (figura 12) a predominância dos valores de NDVI é acima de 0,5, correspondendo a 78,8% da cena. Esse resultado está associado à dinâmica que o regime chuvoso provoca na vegetação, pois a vegetação verde tem alta absorção da radiação eletromagnética na faixa do comprimento de onda do vermelho, por causa da clorofila nas folhas verdes, e alta da reflectância na faixa do infravermelho próximo, apresentando com isso altos valores de NDVI (LILLESAND *et al*, 2007).

Na imagem do DJ 111 (figura 13) os valores altos de NDVI têm pequena redução. Essa tendência de redução dos valores altos de NDVI continuou no decorrer do período estudado, sendo que no DJ 255 (figura 16) a classe predominante corresponde ao intervalo de 0,181 a 0,350 com 69,4% da área da cena. Esse padrão pode estar associado à dinâmica que a estação de estiagem imprime à vegetação, pois a vegetação

com estresse hídrico tende a absorver menos radiação solar, aumentando sua reflectância na faixa do visível, e absorvendo mais na faixa do infravermelho. Dessa forma, a diferença da reflectância tende a decrescer quando a vegetação esta mais seca.

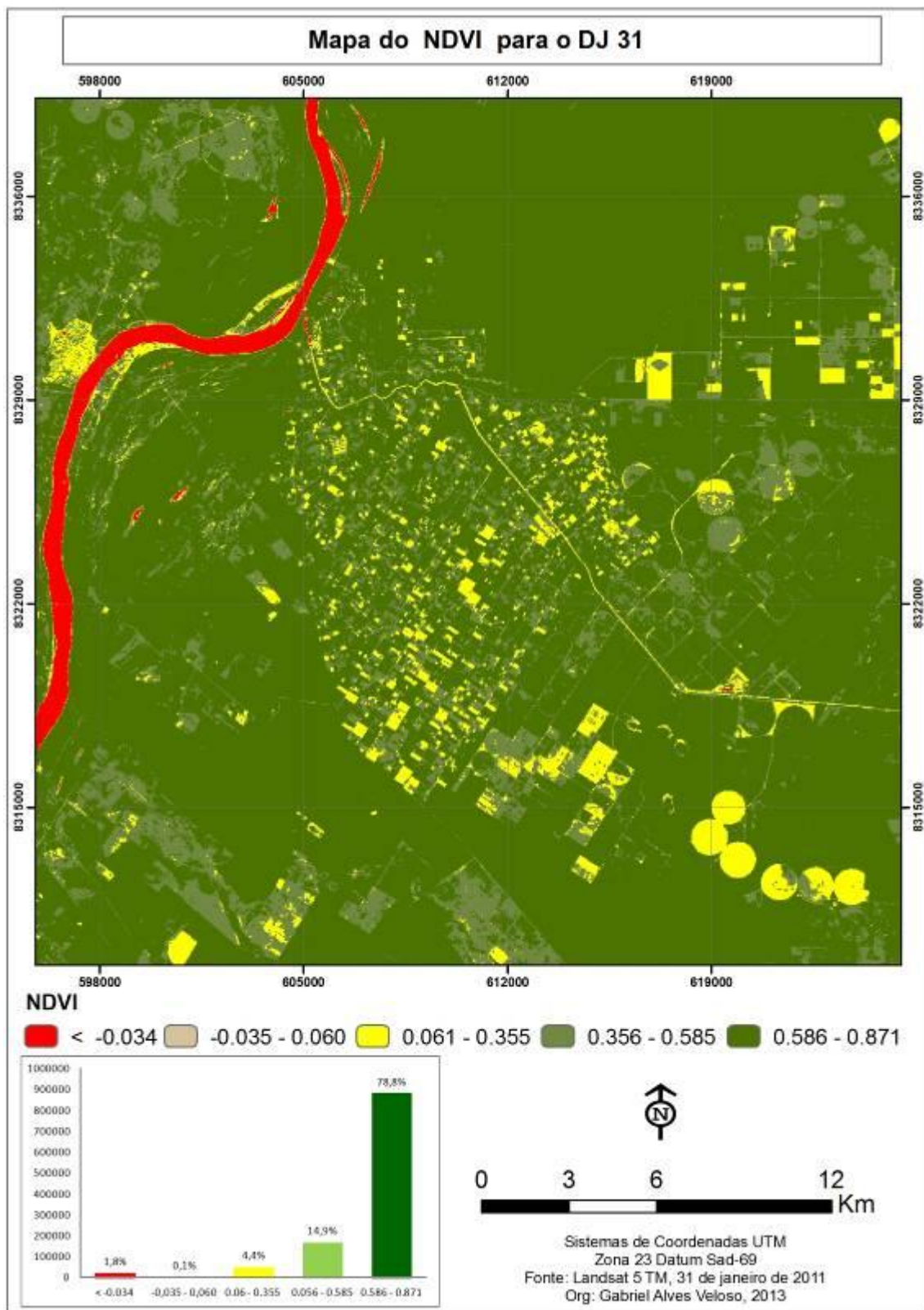


Figura 12 – Mapa do NDVI DJ 31

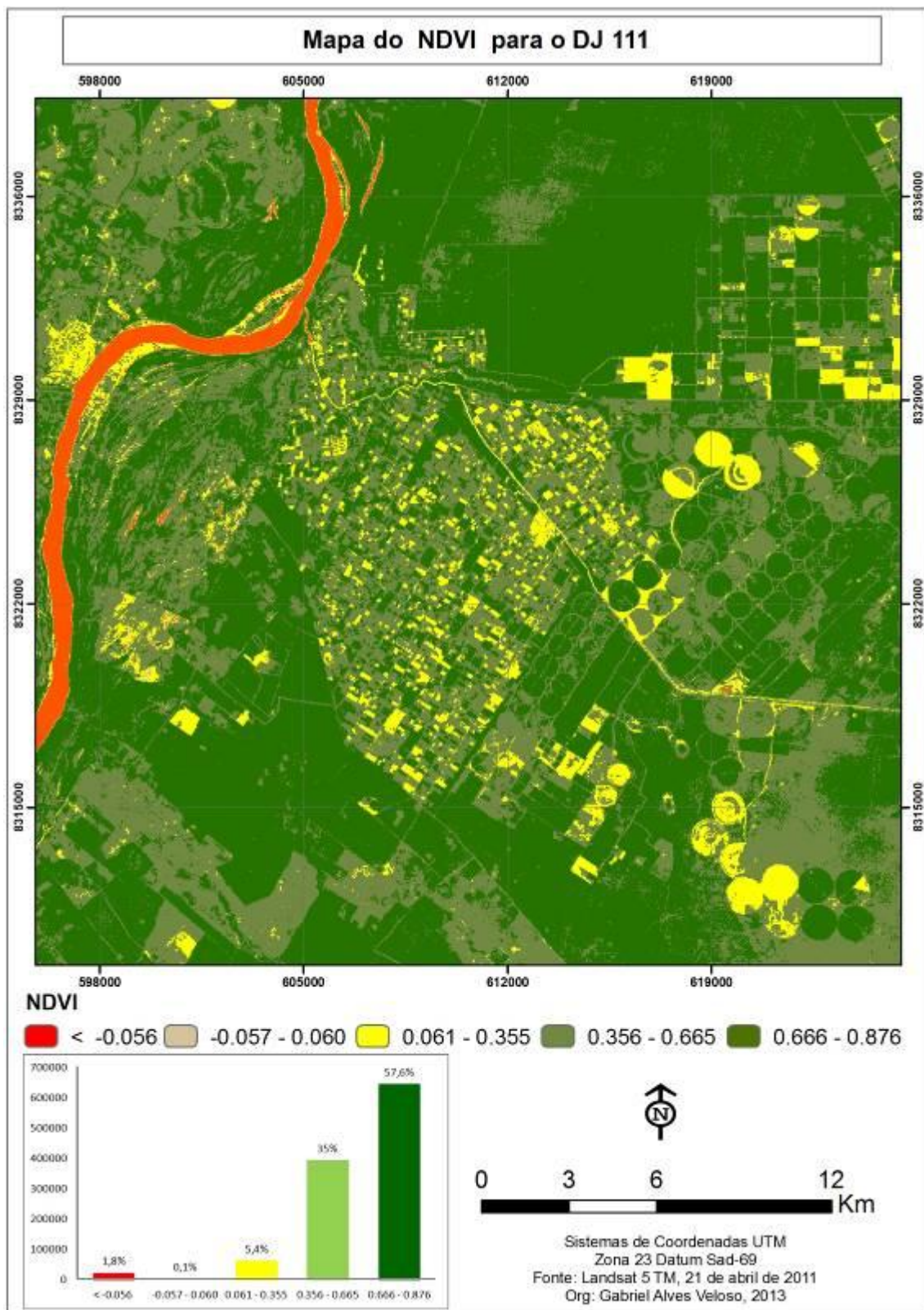


Figura 13 – Mapa do NDVI DJ 111

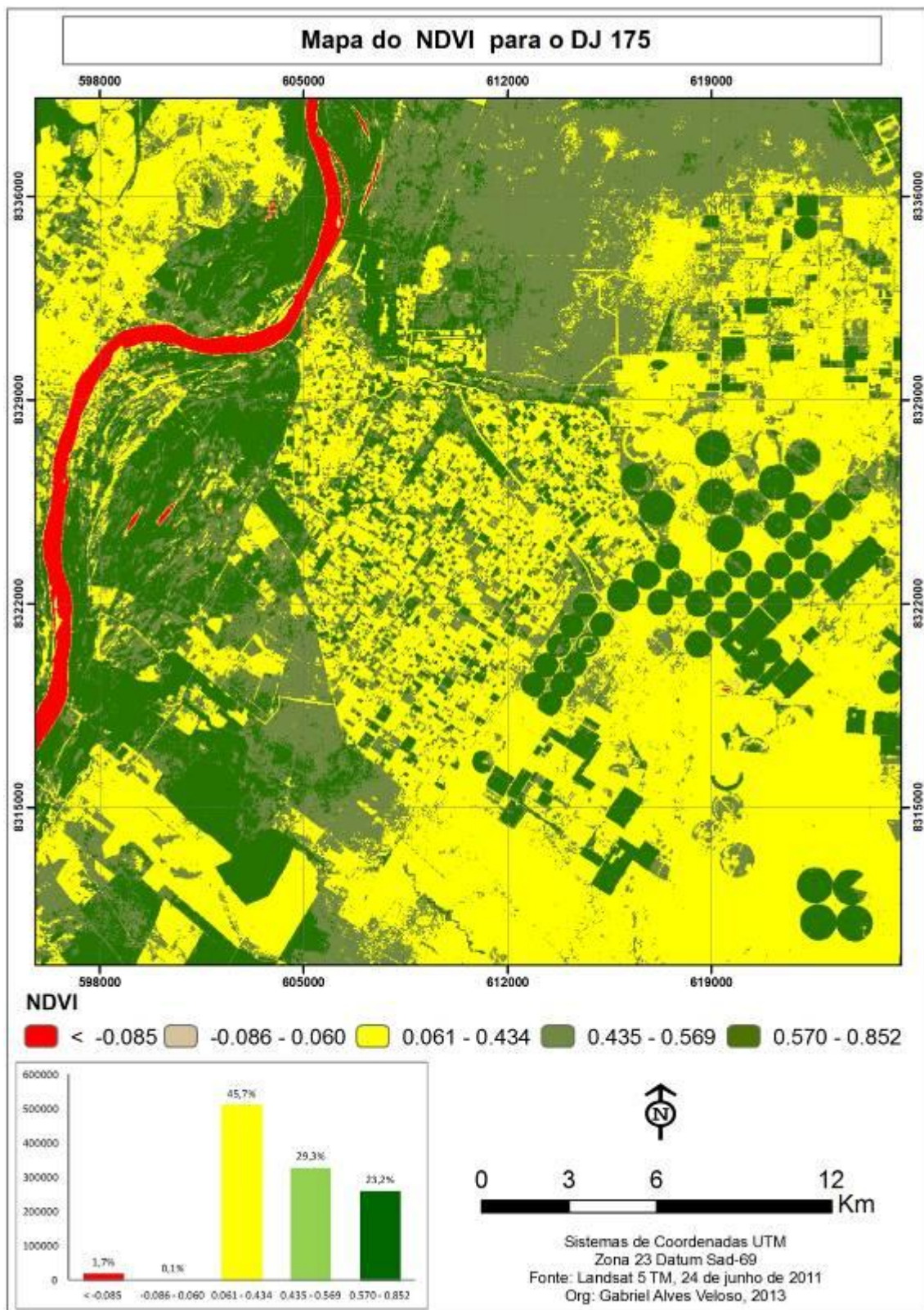


Figura 14 – Mapa do NDVI DJ 175

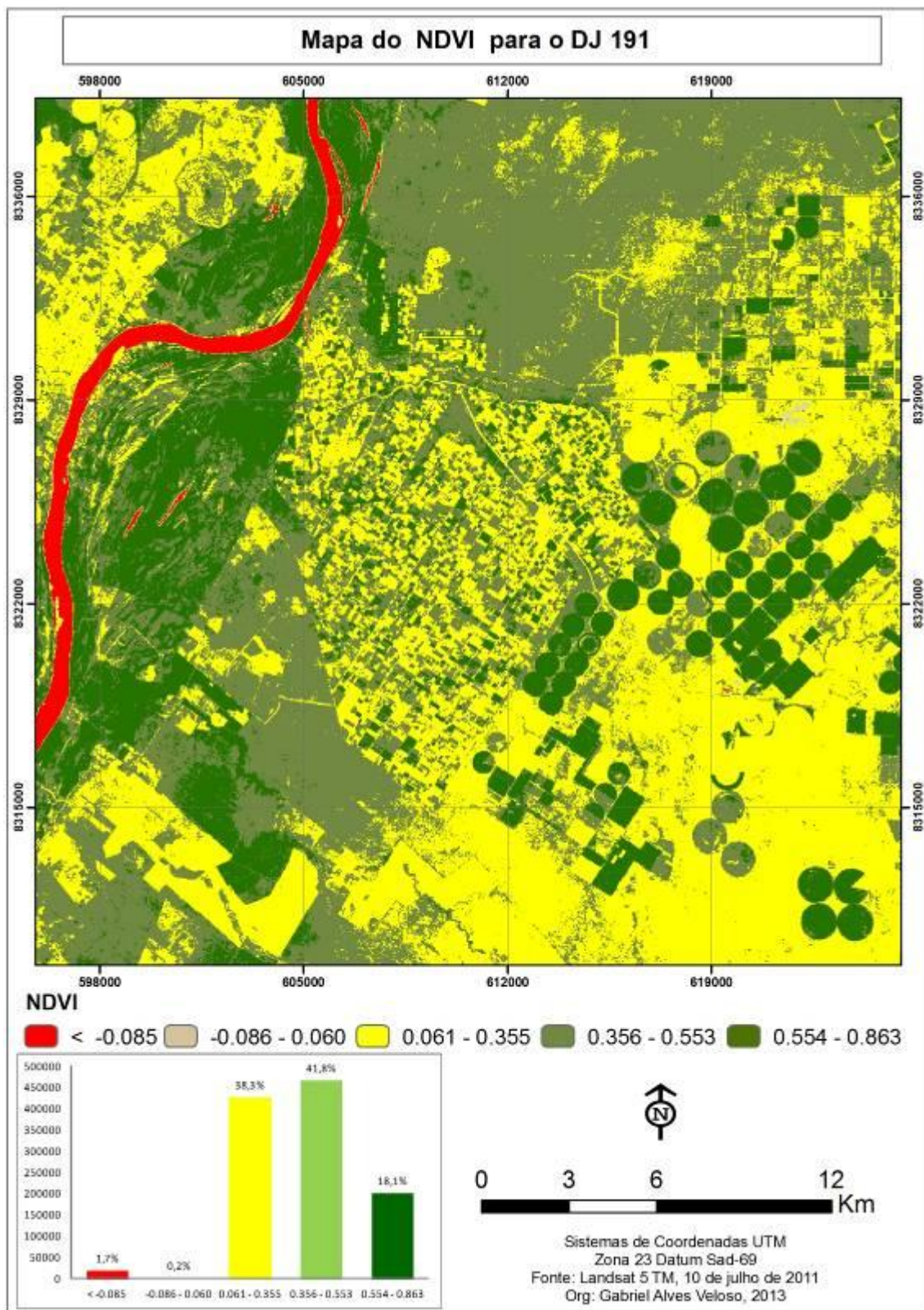


Figura 15 – Mapa do NDVI DJ 191

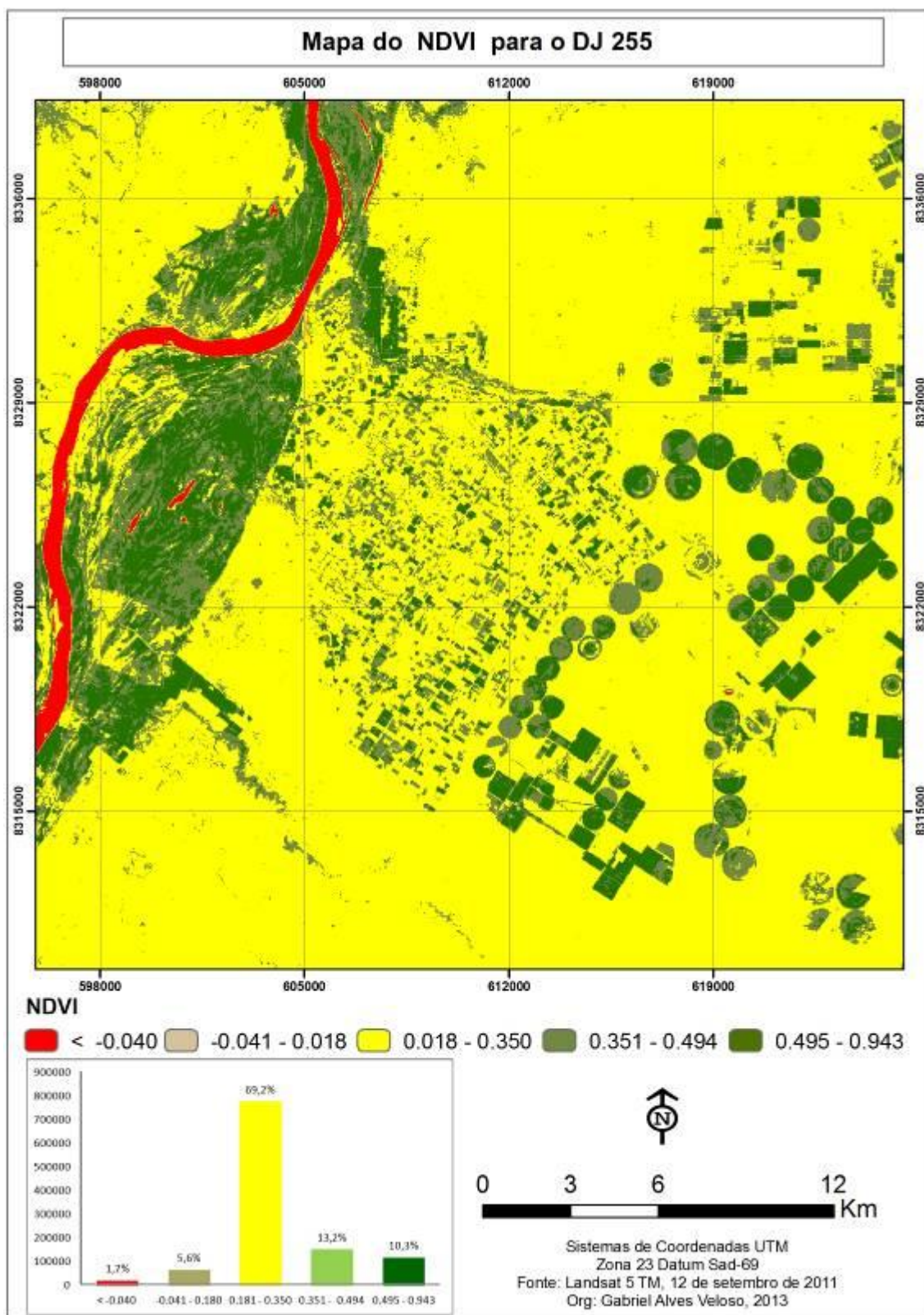


Figura 16 – Mapa do NDVI DJ 255

Ao analisar os mapas e gráficos nas figuras, percebe-se uma nítida redução nos valores de NDVI no decorrer do período analisado. Na tabela 7 estão apresentados os

dados estatísticos de áreas selecionadas para uma análise mais detalhada dos valores de NDVI nas áreas de cultivo, floresta estacional decidual e semidecidual, e áreas de vegetação rala, pastagem e solo exposto. Observando a tabela 7 com os valores estatísticos de NDVI, a área de floresta estacional semidecidual demonstrou mais regularidade nos dias estudados, apresentando valores médios que variaram de 0,256 a 0,718. No entanto, as áreas de floresta estacional decidual apresentaram os menores valores de desvio padrão devido à homogeneidade nos valores dos pixels no decorrer do ano. Esse resultado pode ser explicado pelo comportamento da vegetação no decorrer do período estudado, sendo que a área de floresta estacional semidecidual tem suprimento de água durante todo o ano, devido está localizada nas margens do rio, já as áreas de floresta estacional decidual apresentam maior variação por causa das alterações no regime chuvoso e decidualidade dessa vegetação.

**Tabela 7** – Resumo estatístico dos valores de NDVI para as classes de Floresta estacional decidual, Floresta estacional semidecidual, Áreas irrigadas e de solo exposto / Pastagem / Vegetação rala.

DJ	Parâmetros	FED	FESD	Área Irrigada	Solo exposto/ Pastagem /Vegetação rala
31	Mínimo	0,689	0,668	0,281	0,332
	Máximo	0,751	0,776	0,807	0,680
	Médio	0,707	0,718	0,728	0,567
	Desv. Padrão	1,2	1,8	7,8	5,4
111	Mínimo	0,608	0,572	0,212	0,327
	Máximo	0,711	0,744	0,797	0,723
	Médio	0,657	0,678	0,717	0,609
	Desv. Padrão	1,6	3,0	7,2	6,2
175	Mínimo	0,426	0,518	0,221	0,201
	Máximo	0,548	0,694	0,768	0,397
	Médio	0,496	0,620	0,678	0,318
	Desv. Padrão	1,8	2,1	9,0	3,2
191	Mínimo	0,325	0,545	0,187	0,164
	Máximo	0,478	0,701	0,770	0,367
	Médio	0,412	0,638	0,655	0,279
	Desv. Padrão	2,2	2,3	9,1	2,5
255	Mínimo	0,217	0,435	0,151	0,159
	Máximo	0,298	0,661	0,639	0,335
	Médio	0,256	0,557	0,480	0,201
	Desv. Padrão	1,2	4,5	8,1	1,6

A área de cultivo irrigado apresentou valor máximo de 0,807 e mínimo de 0,151, e com variação nos valores médios de 0,480 a 0,728 nos dias 31 (31 de janeiro) e 255 (12 de setembro) respectivamente. A variação desses valores pode estar associada à dinâmica de uso do solo em áreas de cultivo irrigado. Já as áreas de solo exposto, pastagem e vegetação rala foram as que apresentaram maior variação no período estudado, com valores máximos de 0,723 no dia 111 (21 de abril), e mínimo de 0,159 no dia 255 (12 de setembro).

#### 4.2.3 - Índice de Área Foliar (IAF)

O Índice de Área Foliar (IAF) é uma medida de cobertura vegetal, importante por causa das trocas de massa entre o sistema solo-vegetação-atmosfera, e está diretamente relacionado à evapotranspiração. Segundo Waterloo (1994), as variações naturais do IAF, altura e biomassa de algumas espécies, apresentam respostas às variações sazonais e interanual do clima e umidade do solo, pois durante o prolongamento de períodos de seca, as plantas podem responder ao estresse hídrico e limitações à transpiração através do fechamento dos estômatos, seguindo das perdas das folhas.

Ao analisar os mapas dos dias estudados, representadas nas figuras 17 a 21, observa-se que os valores do IAF tiveram significativa variação no período analisado, sendo esse resultado explicado pela variação climática na região e deciduidade da vegetação nativa de floresta estacional decidual. Na figura do dia 31, que corresponde ao mês de janeiro, marcado pelo período chuvoso, os valores de IAF predominantes estão concentrados no intervalo de 1,01 a 2,72, correspondendo a 60,3% dos elementos da cena. Esse intervalo representa as classes: áreas de floresta estacional decidual, semidecidual e áreas de cultivo em estágio de desenvolvimento. Já os valores mais elevados, 4,11 a 6,00, são áreas de cultivo em fase final de desenvolvimento e com bons suprimentos hídricos. Os valores inferiores a 0 (valores negativos) correspondem a corpo hídrico.

A partir do dia 31 (31 de janeiro) os valores de IAF apresentaram diminuição, os quais, no mapa do dia 111 (21 de abril) nota-se pouca diferença em relação ao primeiro. Entretanto, nos dias de 175 (24 de junho), 191 (10 de julho) e 255 (12 de setembro), correspondentes ao período de seca, os valores de IAF, em sua maioria, permaneceram inferiores a 1. Esse resultado deixa evidente que a vegetação perde significativamente

suas folhas no período seco, sobretudo nas áreas de floresta estacional decidual. As áreas de cultivo irrigado nesses dias apresentaram os maiores valores, devido à disponibilidade suprimimento hídrico.

Em estudos de estimativa do albedo e IAF em áreas tropicais úmidas, realizados por Liberato e Nascimento (2011), os autores encontraram valores máximos de IAF em áreas de floresta nos dias juliano de 194, 181 e 197 na ordem de 1,54; 1,57; e 1,45; respectivamente, sendo esses resultados semelhantes aos encontrados neste trabalho. No entanto, Sanches *et al* (2008) e Carreira (2009) encontraram valores de IAF de 3,5 a 4,8 e 2,35 a 2,55, respectivamente em áreas de floresta. Esses resultados diferem dos encontrados neste trabalho, isso pode estar associado à técnica utilizada para a estimativa do IAF em áreas de floresta.

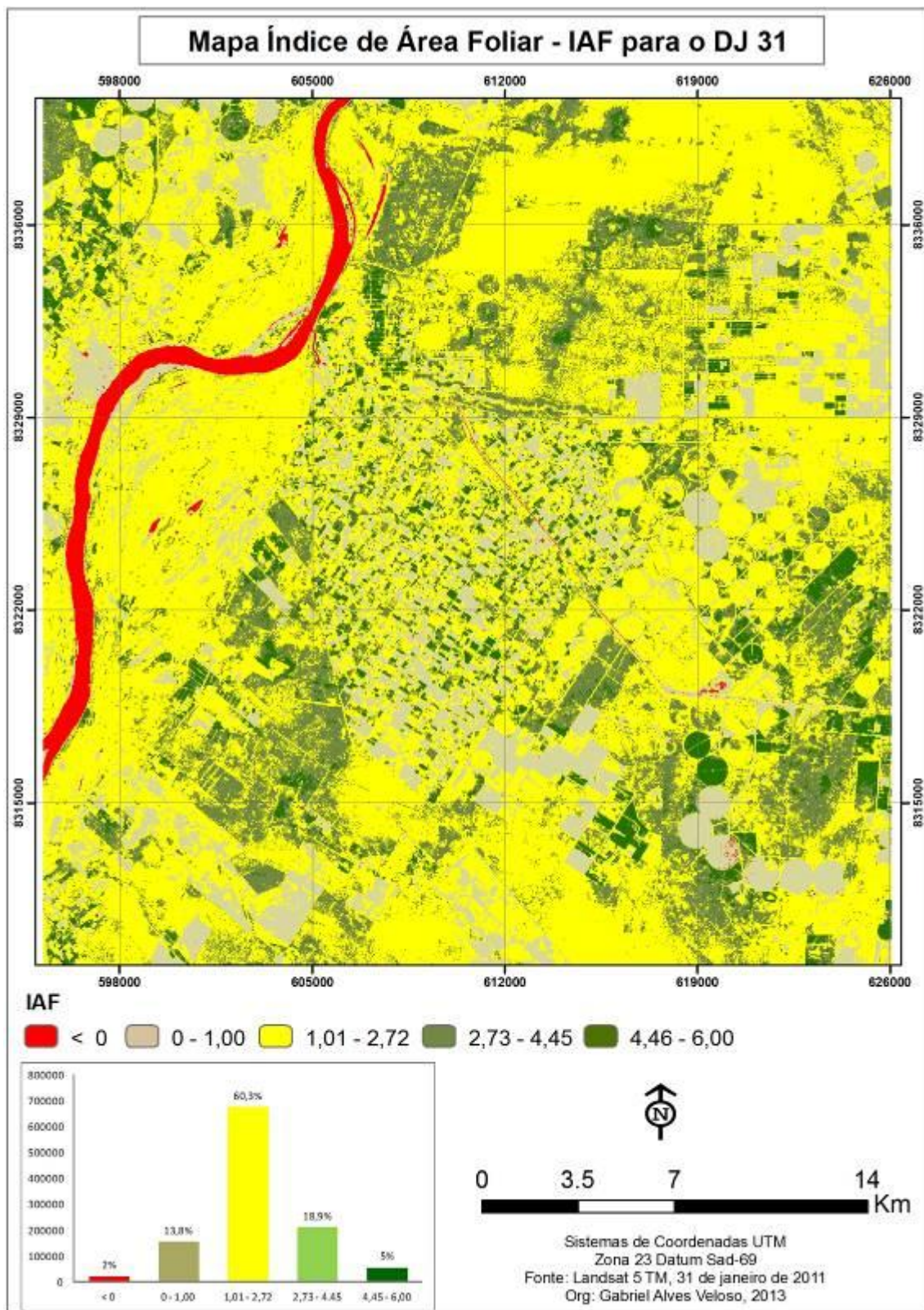


Figura 17 – Mapa do IAF DJ 31

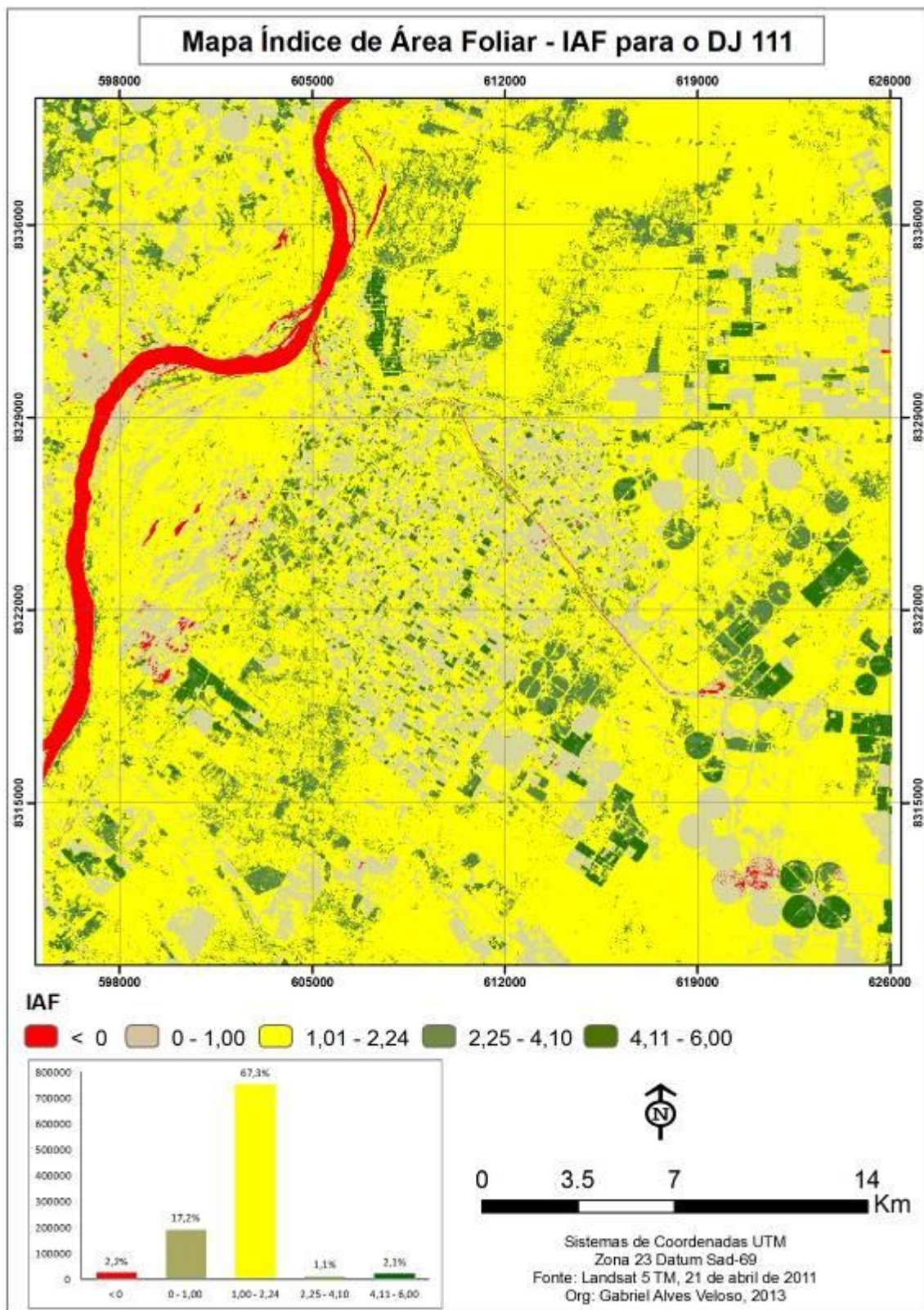


Figura 18 – Mapa do IAF DJ 111

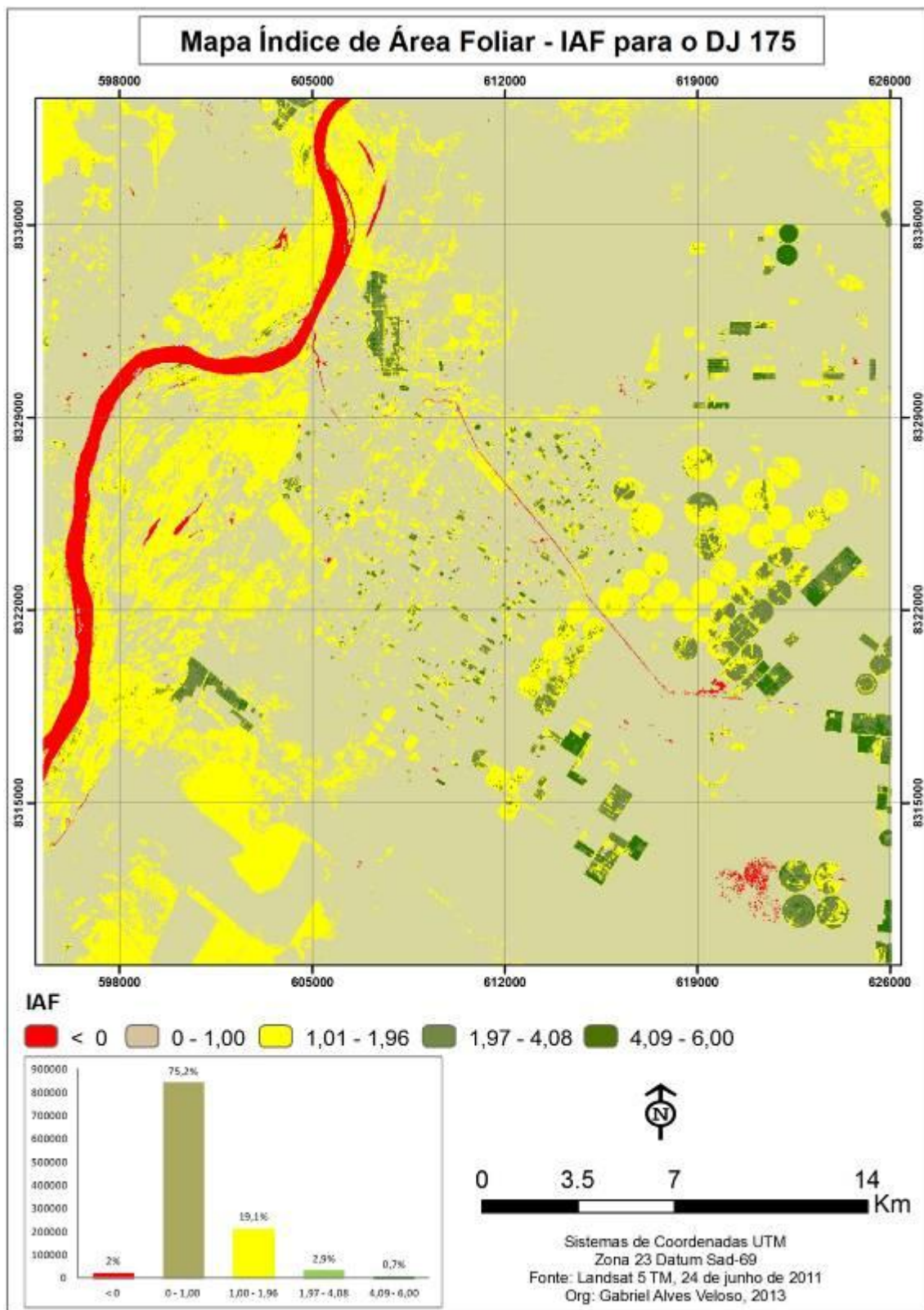


Figura 19 – Mapa do IAF DJ 175

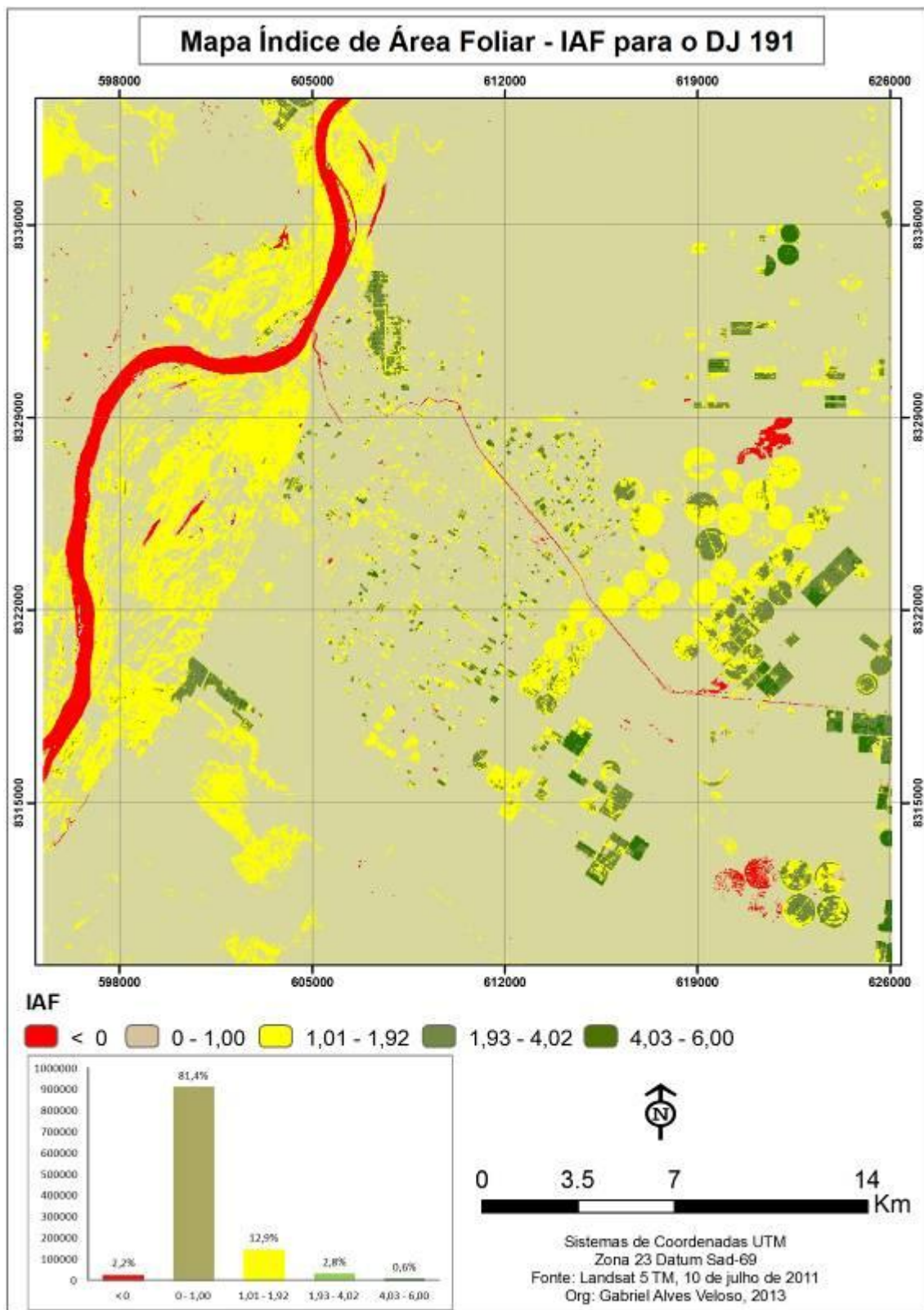


Figura 20 – Mapa do IAF DJ 191

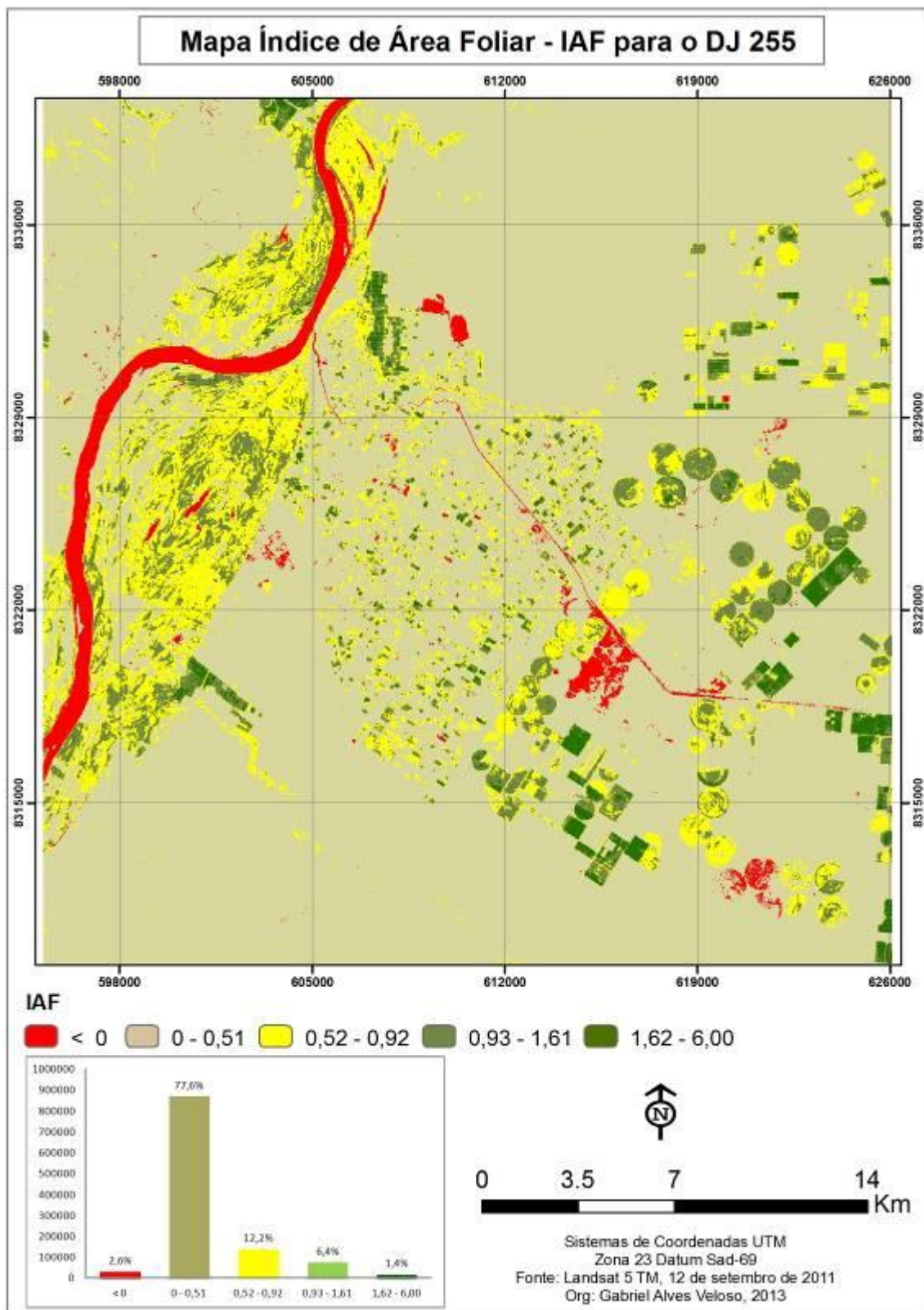


Figura 21 – Mapa do IAF DJ 255

Buscando analisar o desempenho da metodologia para o IAF, foram realizados recortes de áreas homogêneas de Floresta estacional decidual e semidecidual, agricultura irrigada e áreas de solo exposto, pastagem e vegetação rala (Tabela 8).

O IAF da área de floresta estacional decidual foi o que apresentou maior variação, com valores máximos de 2,27 no dia 31 (31 de janeiro) e 0,30 no dia 255 (12 de setembro), esse resultado pode ser explicado pela perda das folhas dessa vegetação no período de seca. A área de floresta estacional semidecidual apresentou valores máximos de 3,48 e 1,80 nos dias 31 (31 de janeiro) e 191 (10 de julho) respectivamente. Ainda foram verificados valores médios de 1,00 a 2,01 referentes aos dias 255 (12 de setembro) e 31 (31 de janeiro). A área de cultivo irrigado apresentou os maiores valores de IAF no período analisado, com valores máximos de 6,00 nos dias 31 (31 de janeiro), 111 (21 de abril), 175 (24 de junho) e 191 (10 de julho). Esses valores altos de IAF indicam que essas áreas de cultivo têm boa disponibilidade hídrica e estão em plena fase de desenvolvimento. Já a área caracterizada por solo exposto, pastagem e vegetação rala apresentou os menores valores no período analisado, sendo os resultados encontrados neste trabalho semelhantes com os da literatura.

**Tabela 8** – Resumo estatístico dos valores de IAF para as classes selecionadas

DJ	Parâmetros	FED	FESD	Área Irrigada	Solo exposto/ Pastagem /Vegetação rala
31	Mínimo	1,52	1,50	0,29	0,43
	Máximo	2,27	3,48	6,00	2,13
	Médio	1,42	2,01	3,76	1,23
	Desv. Padrão	0,10	0,26	1,58	0,26
111	Mínimo	1,13	0,90	0,14	0,43
	Máximo	1,74	2,27	6,00	2,76
	Médio	1,08	1,57	3,36	1,50
	Desv. Padrão	0,08	0,26	1,42	0,40
175	Mínimo	0,53	0,77	0,14	0,16
	Máximo	0,86	1,57	6,00	0,59
	Médio	0,71	1,21	2,39	0,38
	Desv. Padrão	0,05	0,10	0,80	0,07
191	Mínimo	0,32	0,91	0,11	0,09
	Máximo	0,65	1,80	6,00	0,47
	Médio	0,49	1,35	2,08	0,30
	Desv. Padrão	0,05	0,14	0,66	0,05
255	Mínimo	0,14	0,58	0,05	0,09
	Máximo	0,30	1,67	1,83	0,44
	Médio	0,21	1,00	0,95	0,17
	Desv. Padrão	0,02	0,20	0,29	0,03

#### 4.2.4 – Temperatura de Superfície

A distribuição espacial da temperatura de superfície no período estudado está representada nas figuras 22 a 26. Observou-se que os valores de temperatura de superfície apresentaram uma nítida tendência ao aumento, o que pode ser explicado pelas mudanças na cobertura do solo, sobretudo às associadas aos períodos de colheita na agricultura, como também podem estar associados à dinâmica da transição entre a estação chuvosa e de estiagem, influenciando diretamente na temperatura de superfície.

As maiores variações na temperatura foram verificadas no dia 255 (12 de setembro), com mínima de 22 °C e máxima de 40 °C. Esta última é verificada em áreas de exposição de solo. A menor temperatura foi registrada no dia 191 (10 de julho), com mínima de 19 °C verificada no rio São Francisco. A temperatura registrada no rio São Francisco ficou em torno de 19 a 22 °C, correspondente ao verificado por Silva *et al* (2005), que encontraram temperaturas na ordem de 21 °C no lago de sobradinho e no rio São Francisco.

As áreas de agricultura irrigada de frutíferas, localizadas no centro das imagens, apresentaram variações estáveis na temperatura nos dias 31 (31 de janeiro), 111 (21 de abril), 175 (24 de junho) e 191 (10 de julho), permanecendo na ordem de 24 a 27 °C, no entanto, no dia 255 (12 de setembro) observou-se um aumento na variação, chegando a atingir em alguns pontos 34 °C. Di Pace (2004), em estudo do projeto de irrigação em Pretolina (PE), usando o SEBAL, observou temperatura média em áreas agrícolas de 29 °C.

As áreas de vegetação nativa e as áreas irrigadas foram os principais fatores da variação da temperatura de superfície no período analisado. Observa-se que nos dias 31, 111, 175 e 191 a temperatura de superfície predominante variou na ordem de 20 a 27 °C, correspondendo, em sua maioria, em área de vegetação nativa e áreas irrigadas, sendo que no dia primeiro a temperatura concentrou-se entre 20 a 22 °C. Nos dias subsequentes a temperatura foi aumentando gradualmente, sobretudo nas áreas de floresta estacional decidual, como pode ser melhor observado na reserva legal do projeto Jaíba, localizado no canto superior direito das imagens, chegando em alguns pontos atingir 34 °C no dia 255. É bom salientar que o aumento da temperatura nas áreas de floresta estacional decidual é provocado pela deciduidade da vegetação, sendo que no período seco (correspondente ao dia 255) a resposta dessa área é muito

caracterizada pelo material lenhoso e solo, elevando com isso os valores de temperatura de superfície.

Nota-se, ao analisar os mapas temáticos de temperatura de superfície dos dias 31 ao 255, que a variação climática no decorrer do ano provoca mudanças nos elementos da superfície, sobretudo nas áreas de floresta estacional decidual, elevando os valores de temperatura nessas áreas. As áreas com menores valores de temperatura correspondem à agricultura irrigada (pivôs centrais), espelho d'água e área de floresta estacional semidecidual localizada nas margens do rio São Francisco. Este padrão está associado à disponibilidade hídrica dessas áreas, apresentando com isso menores temperaturas. Para além da menor temperatura, as áreas irrigadas contribuem para o aumento do fluxo de vapor para a atmosfera, podendo afetar o clima local (SILVA *et al.*, 2011).

Os maiores valores de temperatura são correspondentes a áreas de vegetação rala, pastagem e solo exposto, que apresentaram variação na ordem de 29 a 40 °C. Esses valores são semelhantes aos do estudo realizado no nordeste brasileiro, no qual foi utilizado o algoritmo SEBAL, em regiões irrigadas dos municípios de Petrolina (PE) e Juazeiro (BA), Silva *et al* (2005) observaram variações na temperatura, em áreas de solo exposto, na ordem de 40 °C.

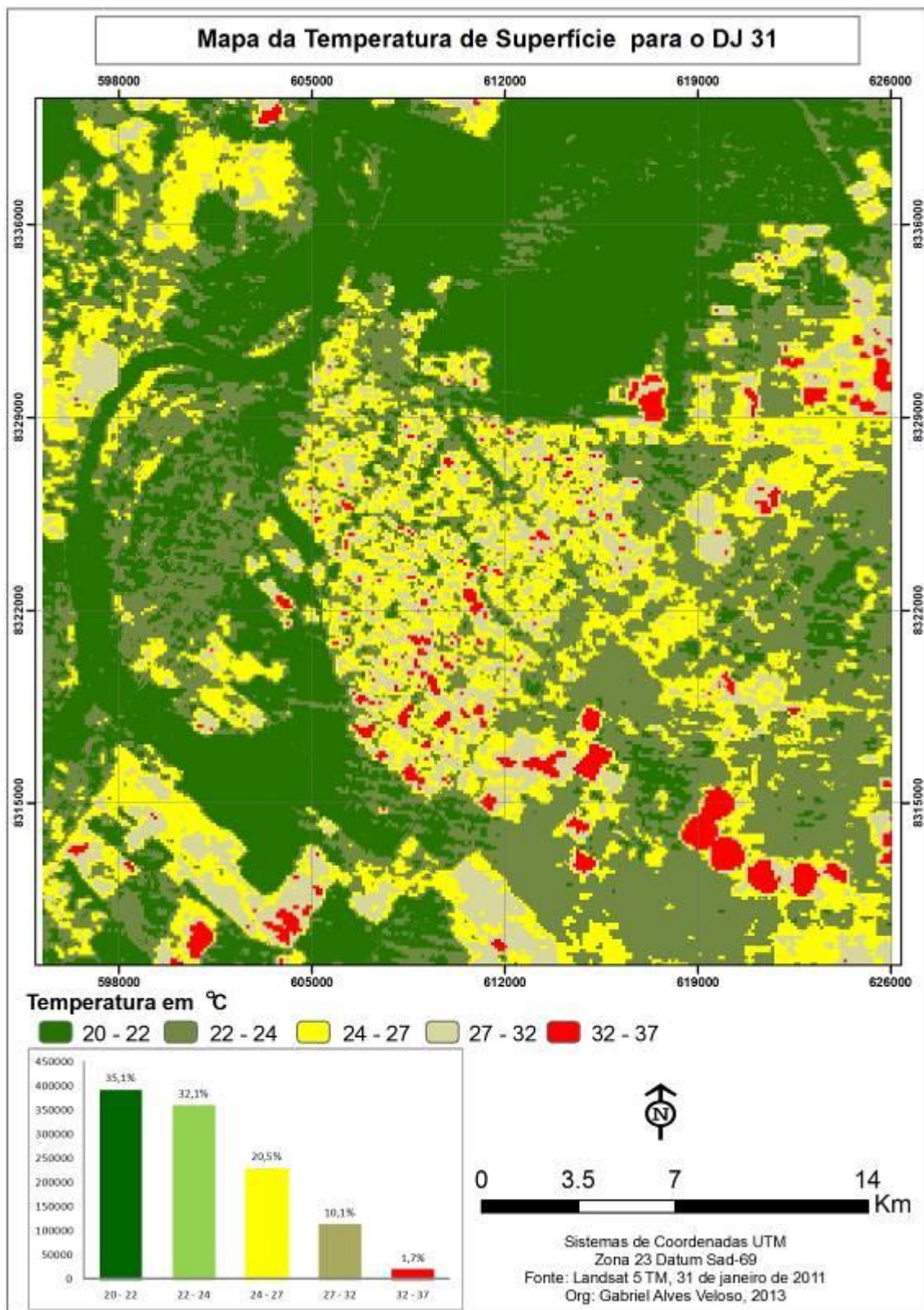


Figura 22 – Mapa da Temperatura de superfície DJ 31

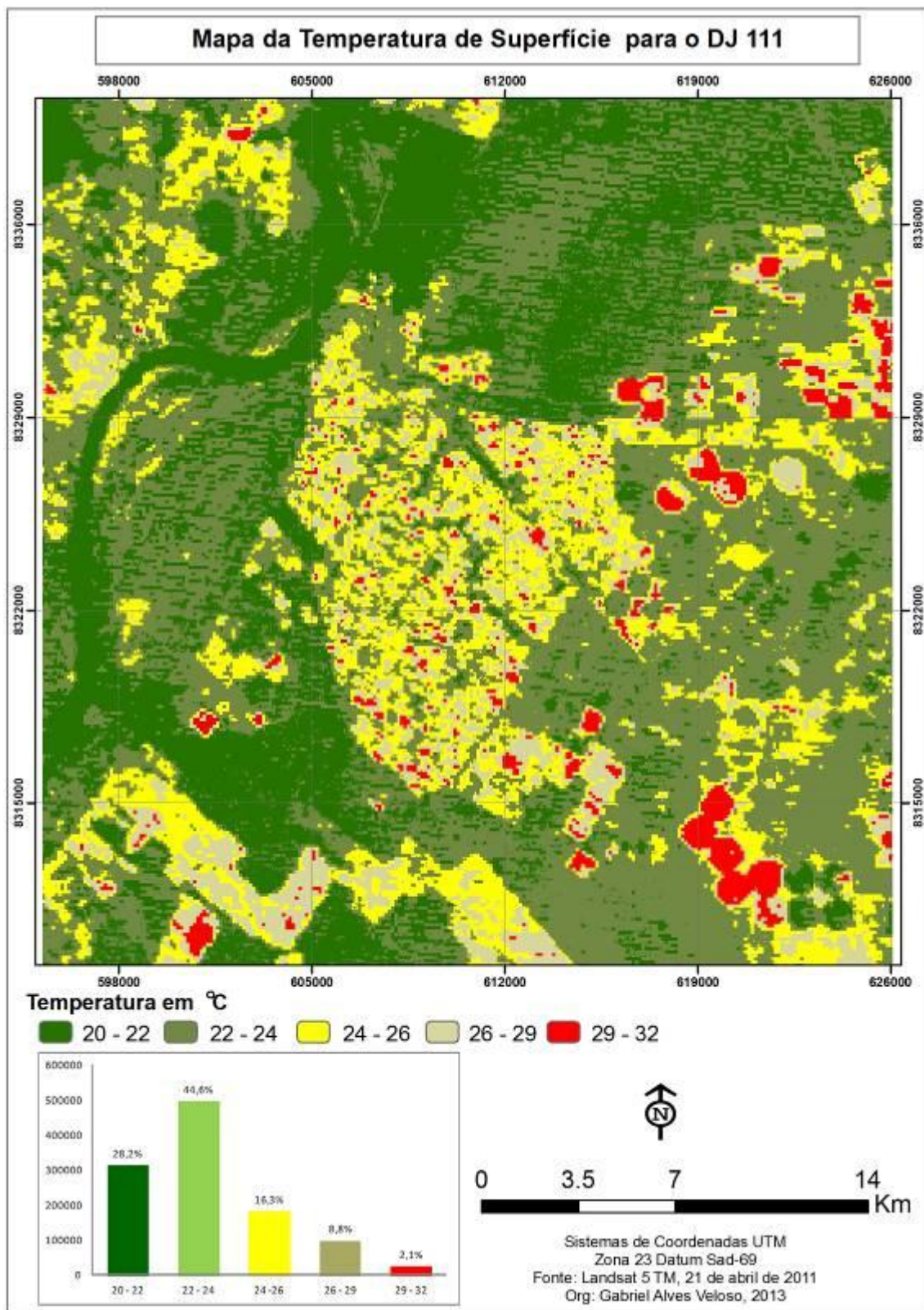


Figura 23 – Mapa da Temperatura de superfície DJ 111

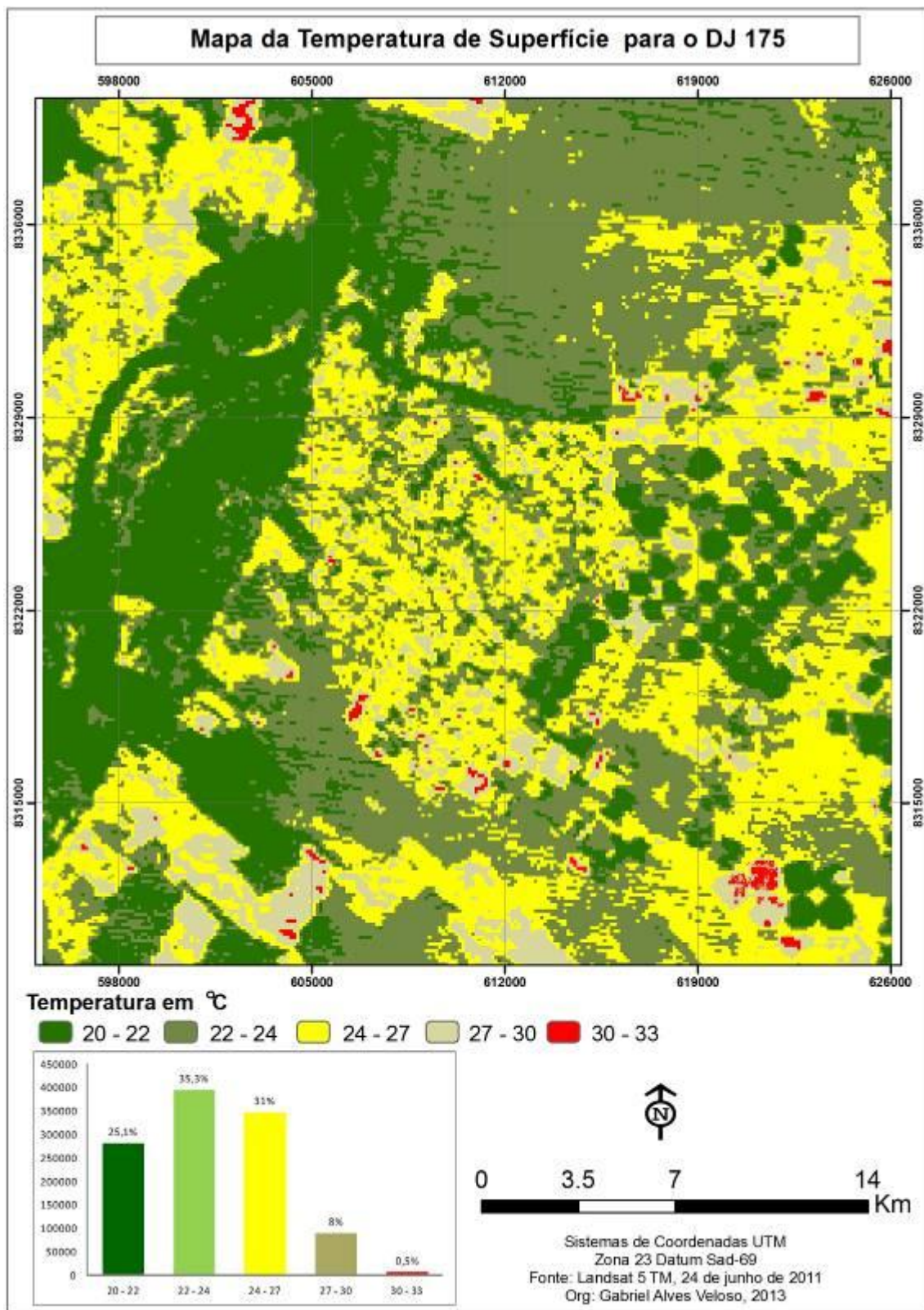


Figura 24 – Mapa da Temperatura de superfície DJ 175

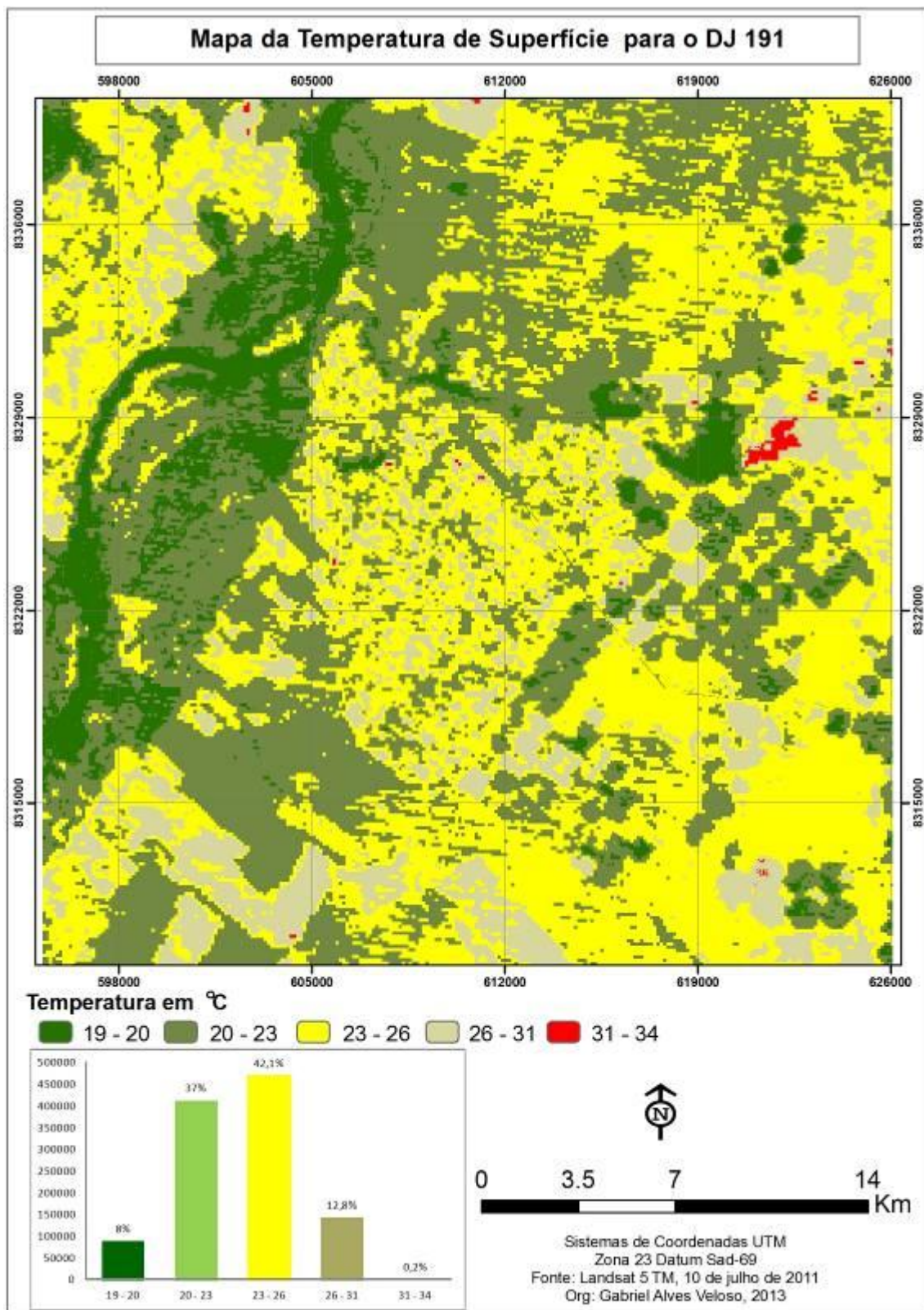


Figura 25 – Mapa da Temperatura de superfície DJ 191

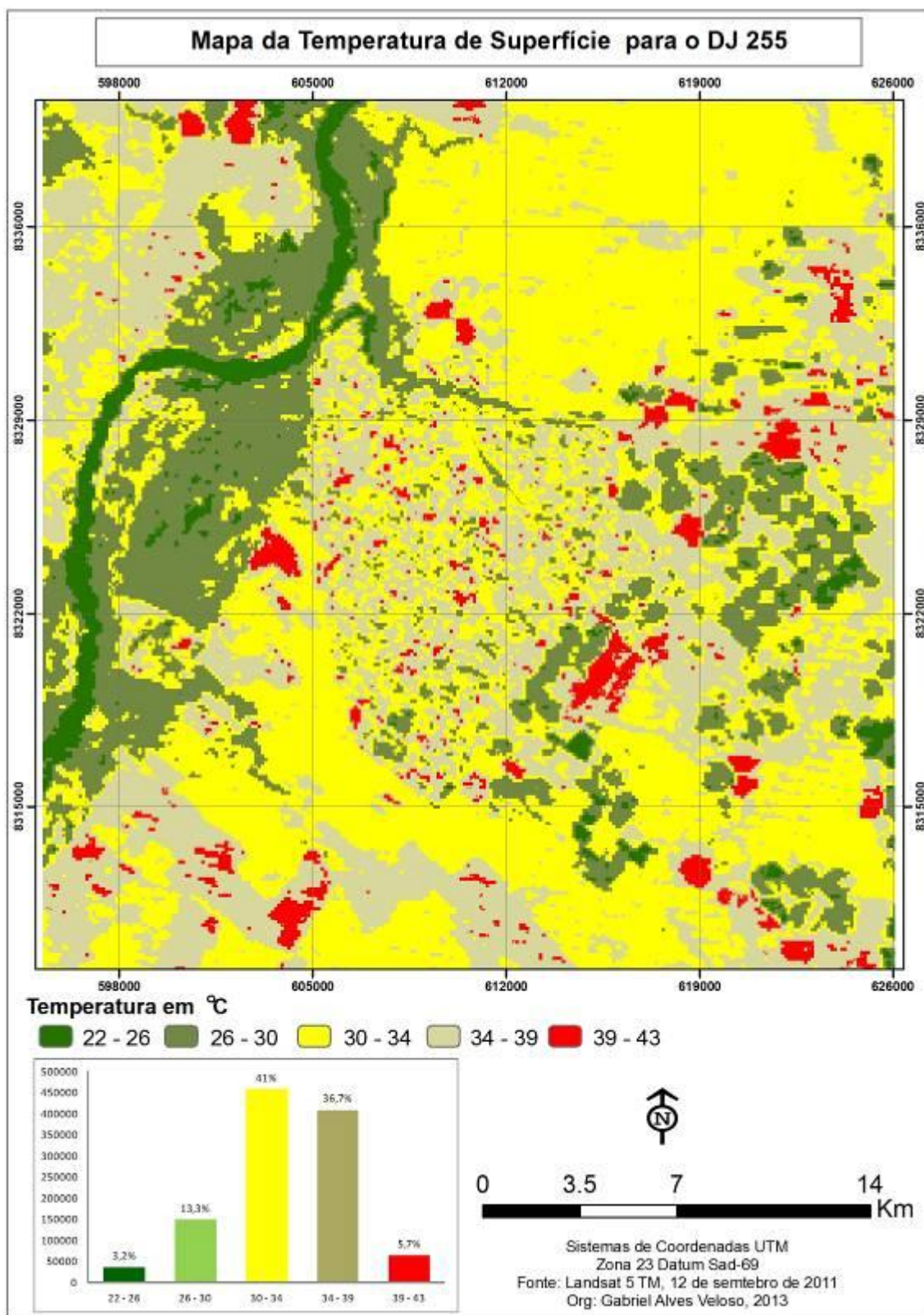


Figura 26 – Mapa da Temperatura de superfície DJ 255

Ao analisar os mapas e gráficos, percebe-se um nítido aumento da temperatura de superfície no decorrer do período analisado. Na tabela subsequente (Tabela 9), estão apresentados os dados estatísticos de áreas selecionadas para uma análise mais

detalhada do comportamento da temperatura de superfície nas áreas de cultivo, floresta estacional decidual e semidecidual, e áreas de vegetação rala, pastagem e solo exposto.

As áreas de floresta estacional semidecidual foram as mais homogêneas nos dias juliano (DJ) 31, 111, 175 e 191, apresentando o menor desvio padrão, conforme apresentado na Tabela 3. Esses resultados estão associados ao bom suprimento hídrico em que a vegetação se encontra durante o período, entretanto, no dia 255 apresentou um aumento no desvio padrão. A temperatura média, na referida classe, variou de 21,62 °C no dia 31 para 27,13 °C no dia 255.

**Tabela 9** - Resumo Parâmetros estatísticos da Temperatura de Superfície para as áreas de estudo

DJ	Parâmetros	FED	FESD	Área Irrigada	Solo exposto/ Pastagem /Vegetação rala
31	Mínimo	21,06	21,18	21,31	25,20
	Máximo	22,53	22,49	29,74	30,47
	Médio	21,62	21,62	23,06	27,72
	Desv. Padrão	0,34	0,26	1,30	0,94
111	Mínimo	21,62	21,16	21,31	24,47
	Máximo	23,06	22,64	24,98	26,75
	Médio	22,35	21,93	22,81	25,66
	Desv. Padrão	0,35	0,32	0,69	0,41
175	Mínimo	21,83	19,84	19,97	26,29
	Máximo	23,65	21,78	24,20	27,65
	Médio	22,85	20,64	21,28	26,87
	Desv. Padrão	0,37	0,42	0,85	0,41
191	Mínimo	21,91	19,34	16,63	25,47
	Máximo	23,70	21,33	24,03	27,24
	Médio	22,85	19,85	21,23	26,53
	Desv. Padrão	0,40	0,34	0,84	0,35
255	Mínimo	32,31	25,64	26,93	36,41
	Máximo	35,20	29,26	39,19	40,41
	Médio	33,50	27,13	28,94	38,56
	Desv. Padrão	0,56	0,89	1,60	0,84

A área de Floresta estacional decidual demonstrou uma regularidade nos valores do desvio padrão, no entanto, analisando o período como um todo se observou uma diferença nos valores de temperatura média dos dias 31 para 255 de aproximadamente 11 °C. Esse resultado está associado à mudança que a variação climática provoca nas áreas de floresta estacional decidual, sendo que no período seco a vegetação perde sua

folhagem, tendo como resultado valores mais elevados de temperatura para os dias seco devido à resposta do material lenhoso e do solo, dessa forma, a mudança da estação chuvosa para a estação seca imprime mudanças na variação de temperatura nessa vegetação.

A área de agricultura irrigada apresentou valores médios regulares. No entanto, nos dias 31 e 255 apresentou valores elevados no desvio padrão, sendo que esse resultado pode está associado à dinâmica de uso do solo em áreas irrigadas. Dessa forma, nota-se que as mudanças no uso do solo em áreas irrigadas provocam variações na temperatura de superfície. As classes de vegetação rala, pastagem e solo exposto demonstraram mais dispersas no período analisado, apresentando média que variou de 27,72 °C a 38,56 °C.

Para a validação dos dados obtidos pelo algoritmo SEBAL foi considerado os dados da estação de controle coletados às 10h00min (Horário Local), disponibilizados pelo INMET. Para comparação dos valores absolutos de temperatura de superfície, as coordenadas da estação foram convertidas em ponto e o mesmo foi sobreposto às imagens. A comparação, nesse caso, foi feita de forma direta, comparando simultaneamente os valores absolutos de temperatura da estação de controle e os valores de temperatura nos pixels das imagens coincidentes com a localização da estação.

Na sequência, fez-se a análise estatística dos valores de temperatura da estação de controle e os obtidos pelo SEBAL, conforme a Tabela 10. A menor diferença entre a temperatura da estação e a temperatura do SEBAL foi de 0,57 °C, observada no dia 175, revelando um coeficiente de variação de 3,51 e desvio padrão de 0,81. Esse resultado foi semelhante nos dias 191 e 255, em que os coeficientes de variação apontaram para uma correlação entre os dados de temperatura obtidos pelo SEBAL e os dados de temperatura da estação de controle.

**Tabela 10** – Parâmetros estatísticos e coeficiente de variação entre os dados da estação de controle e o algoritmo SEBAL.

DJ	Estação	SEBAL	Média	Desvio Padrão	Coeficiente de Variação
31	27,30	21,35	24,32	4,21	17,31
111	28,00	22,92	25,46	3,59	14,10
175	23,80	22,65	23,22	0,81	3,51
191	22,90	21,76	22,33	0,81	3,61
255	30,10	31,40	30,75	0,92	3,00

No entanto, nos dias 31 e 111, a diferença de temperatura da estação de controle e o SEBAL foi de 5,95 °C e 2,54 °C, apresentando coeficientes de variação de 17,31 e 14,10 respectivamente. Esse resultado evidencia a necessidade de mais dados de calibração para o período, como também um maior número de dados para validação.

#### 4.2.5 – Saldo de Radiação

Os valores do saldo de radiação foram calculados no momento da passagem do satélite em  $\text{Wm}^{-2}$ . A distribuição espacial do saldo de radiação para os dias juliano 31 (31 de janeiro), 111 (21 de abril), 175 (24 de junho), 191 (10 de julho) e 255 (12 de setembro) estão representados nos mapas temáticos das figuras 28 a 32. Na tabela 11 observam-se os valores estatísticos das cartas do saldo de radiação para os dias estudados, sendo que os menores valores obtidos foram nos dias 175 ( $195,11 \text{ Wm}^{-2}$ ) e 191 ( $198,11 \text{ Wm}^{-2}$ ); e os maiores valores nos dias 31 ( $819,78 \text{ Wm}^{-2}$ ) e 255 ( $729,13 \text{ Wm}^{-2}$ ). A variação dos valores médios, no período estudado, foi de  $445,28 \text{ Wm}^{-2}$  e  $689,03 \text{ Wm}^{-2}$ , obtidos nos dias 191 e 31 respectivamente. No trabalho de Silva *et al* (2005), os valores mínimos e máximos de saldo de radiação foram de  $395,3 \text{ Wm}^{-2}$  e  $775,5 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano 2000 e  $360,3 \text{ Wm}^{-2}$  e de  $775,4 \text{ Wm}^{-2}$  para o ano de 2001, demonstrando uma variação menor que a encontrada neste trabalho. Folhes (2007), para áreas do projeto de irrigação Jaguaribe – Apodi, situado nas proximidades do limite entre os Estados do Ceará e Rio Grande do Norte, obteve saldo de radiação médio de  $629 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $586 \text{ Wm}^{-2}$  e  $561 \text{ Wm}^{-2}$  para as imagens dos dias 24/10/2005, 28/01/2006, 23/07/2006 e 08/08/2006 respectivamente.

Um dos elementos mais importantes para o saldo de radiação é o balanço de onda curta. É possível identificar nos mapas do saldo de radiação, que esta segue uma tendência de radiação de onda curta incidente, pois para os períodos do ano em que ocorre uma maior incidência de radiação solar há maiores valores médios de saldo de radiação nas cenas de estudo, como observado no dia 31 (31 de janeiro). Em relação à época do ano, verificou-se que o saldo de radiação apresentou variações segundo a quantidade de energia incidente na superfície, no entanto, essa variação foi marcada em função do tipo de superfície que alterou o albedo da mesma, assim, aquelas áreas com maiores valores de albedo, como as áreas de solo exposto e vegetação degradada, tiveram a tendência para menores valores de saldo de radiação.

**Tabela 11** – Valores estatísticos das cartas do saldo de radiação para os dias estudados

DJ	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
31	284,78	819,78	689,03	36,97
111	295,50	698,52	592,51	31,91
175	195,11	549,63	447,28	31,75
191	198,95	550,51	445,28	32,66
255	280,60	729,13	562,87	50,25

Diante dos resultados apresentados na tabela 11, observa-se uma coerência dos valores estimados pelo SEBAL com os valores de radiação solar incidente obtidos na estação meteorológica (figura 27) às 10h da manhã, apresentados no gráfico 5. Lembrando que esses valores correspondem ao período integrado de 1 hora.

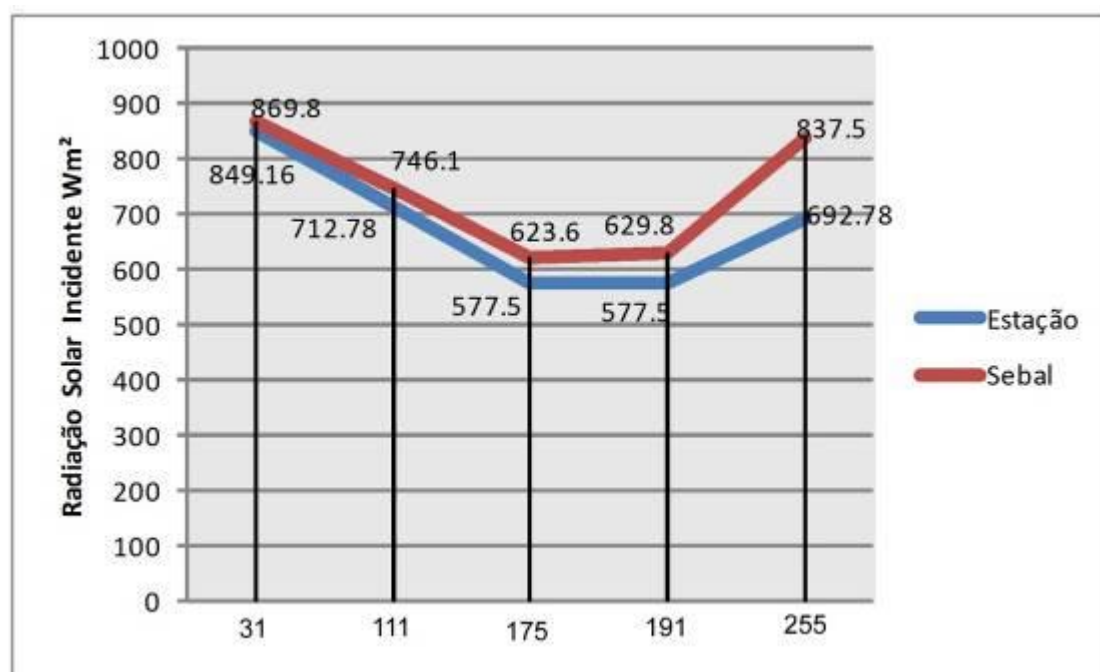


Figura 27 – Gráfico dos Valores da Radiação Solar incidente para os dias estudados

Analisando as cinco imagens, observa-se claramente uma mudança nos valores do saldo de radiação no período estudado, sendo constatada uma diminuição desses valores no decorrer do ano, corroborando com os dados de radiação solar incidente da estação meteorológica, como demonstra o gráfico. Esse resultado pode ser explicado pela sazonalidade da radiação solar global, provocando mudanças significativas nos elementos da cena.

No mapa de saldo de radiação do dia 31, (figura 28), observa-se um predomínio das classes que variam entre  $650$  a  $750 \text{ Wm}^{-2}$ , esse padrão pode ser explicado pela

influência que a estação chuvosa provoca na vegetação e a quantidade de radiação global incidente. Nota-se também que a maioria das áreas de agricultura irrigada apresenta valores entre 650 a 700  $\text{Wm}^{-2}$ , sendo esse valor de saldo de radiação inferior às áreas de vegetação nativa, com variação de 700 a 750  $\text{Wm}^{-2}$ , evidenciando que a supressão da vegetação nativa interfere no balanço radioativo. Os valores obtidos no rio São Francisco variaram entre 700 a 750  $\text{Wm}^{-2}$ , apresentando a mesma variação das áreas de vegetação nativa, sendo esse resultado explicado pela quantidade de material em suspensão no rio, o que alterou os valores de albedo. Esse mesmo resultado foi obtido para a imagem do dia 111. Já os valores de 750 e 800  $\text{Wm}^{-2}$  são de áreas de alagamento encontradas nas margens do rio, por serem áreas alagadas contêm menores quantidades de material em suspensão, apresentando albedo baixo e altos valores de saldo de radiação. Silva *et al* (2005) encontraram valores de saldo de radiação no Lago sobradinho de 751,3  $\text{Wm}^{-2}$ , semelhantes aos encontrados neste trabalho.

Ainda no trabalho de Silva *et al* (2005), em áreas irrigadas do Projeto Senador Nilo Coelho, utilizando imagens do satélite *Landsat 5 TM*, os autores encontraram valores de saldo de radiação de 655,1  $\text{Wm}^{-2}$  no ano 2000 e 664,5  $\text{Wm}^{-2}$  no ano de 2011, esses valores são semelhantes aos encontrados neste dia da presente pesquisa. No entanto, no estudo de Silva *et al* (2011), na estimativa do balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo – PB, os pesquisadores encontraram valores de saldo de radiação em áreas irrigadas de 700 a 750  $\text{Wm}^{-2}$ , valores superiores aos encontrados neste trabalho em áreas irrigadas. Estas diferenças podem ser associadas à quantidade de radiação solar disponível, bem como, a superfície incidente.

Os mapas dos dias 111(21 de abril), 175 (24 de junho) 191 (10 de julho), figuras 29 a 32, apresentam redução nos valores do saldo de radiação. A redução nos valores do saldo de radiação pode ser explicada pela mudança no ângulo de elevação solar (Z), pois quanto maior o Z, menor é a incidência da radiação global, devido ao maior caminho óptico que os raios solares têm que percorrer para chegar à superfície. O resultado é coerente com os valores obtidos na estação meteorológica de radiação incidente mostrados no gráfico (figura 27). No mapa de saldo de radiação do dia 111 (21 de abril), figura 29, os valores predominantes variaram entre 550 a 650  $\text{Wm}^{-2}$ , onde nota-se que as áreas de vegetação nativa (verde claro) apresentaram um padrão bem definido, compreendendo os valores de 600 a 650. As áreas de agricultura irrigada

(amarelo) apresentaram variação entre 550 a 600  $\text{Wm}^{-2}$ , com valores ainda inferiores aos obtidos nas áreas de vegetação nativa. Nota-se nesse dia valores de saldo de radiação localizados no canto superior esquerdo, inferiores a 500  $\text{Wm}^{-2}$  esses pixels apresentam a presença de nuvens. Deve-se observar, no entanto, que as sombras provocadas pelas nuvens apresentam um albedo subestimado, o que resulta em um aumento do saldo de radiação, que não retratam adequadamente os valores dessas áreas.

Os mapas dos dias 175 (24 de junho) e 191 (10 de julho) nas figuras 30 e 31 apresentam padrão semelhante nos valores do saldo de radiação em toda a cena, esses resultados são explicados pela quantidade de radiação incidente nos dias citados, os quais, de acordo com os dados da estação meteorológica, foram de 577.5  $\text{Wm}^{-2}$ . Nesses dias os valores de saldo de radiação das áreas de vegetação nativa variaram entre 450 e 500  $\text{Wm}^{-2}$ , já as áreas com a presença de agricultura irrigada variaram entre 400 a 450  $\text{Wm}^{-2}$ .

No mapa do dia 255 (figura 32) os valores de saldo de radiação tiveram relativo aumento, assim como o valor de radiação solar incidente, ficando claro que a quantidade de radiação que atinge a superfície é um fator de suma importância no balanço radioativo. As áreas de floresta estacional semidecidual (verde claro) apresentam valores superiores às áreas de floresta estacional decidual (amarelo), sendo que na primeira variou entre 600 a 650  $\text{Wm}^{-2}$ , e na última entre 550 a 600  $\text{Wm}^{-2}$ . Nota-se que as áreas de agricultura irrigada também variaram entre 550 a 600  $\text{Wm}^{-2}$ . Essa mudança pode ser explicada pela diferença que o regime hídrico imprime à vegetação em que as mesmas se encontram, sendo que a área de floresta estacional semidecidual apresenta melhor suprimento hídrico, resultando em valores superiores do saldo de radiação para essa data.

Como se pode observar nas imagens, os menores valores são das áreas de pastagem, vegetação degradada e solo exposto, apresentando variação de 350 a 600  $\text{Wm}^{-2}$ , corroborando, dessa forma, com os trabalhos de Bezerra (2006), no qual foi estimado o balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL, encontrando valores de saldo de radiação em áreas de solo exposto e vegetação rala inferiores a 550  $\text{Wm}^{-2}$ . Já as áreas com os maiores valores de saldo de radiação foram encontradas em superfícies que contêm água. Esse resultado é esperado e coerente, sendo que a radiação

solar foi considerada constante ao longo da cena. Os alvos com os menores valores de albedo são os que têm uma menor perda de radiação de onda curta e, conseqüentemente, maior quantidade de radiação fica armazenada na superfície.

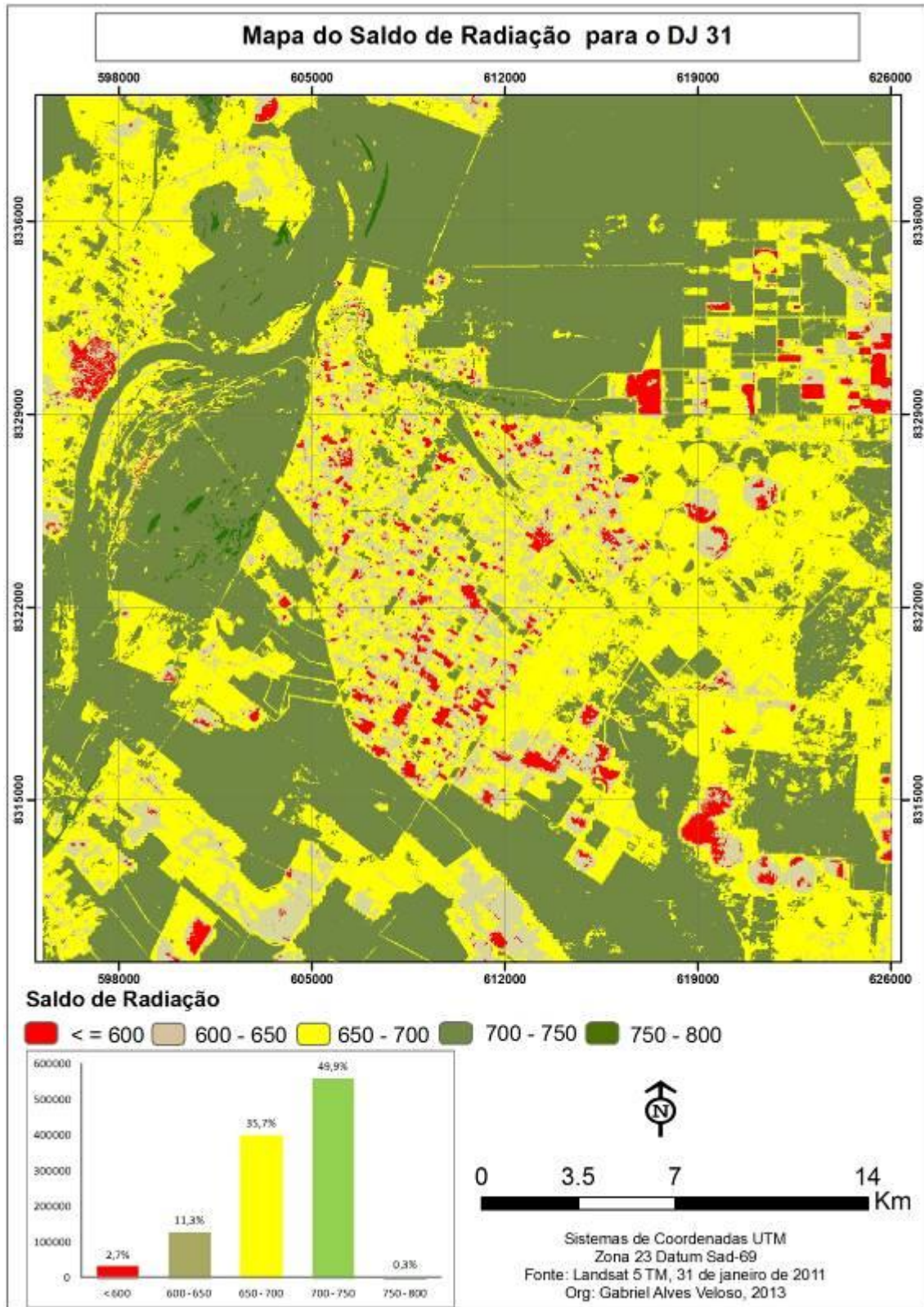


Figura 28 – Mapa do Saldo de radiação D 31

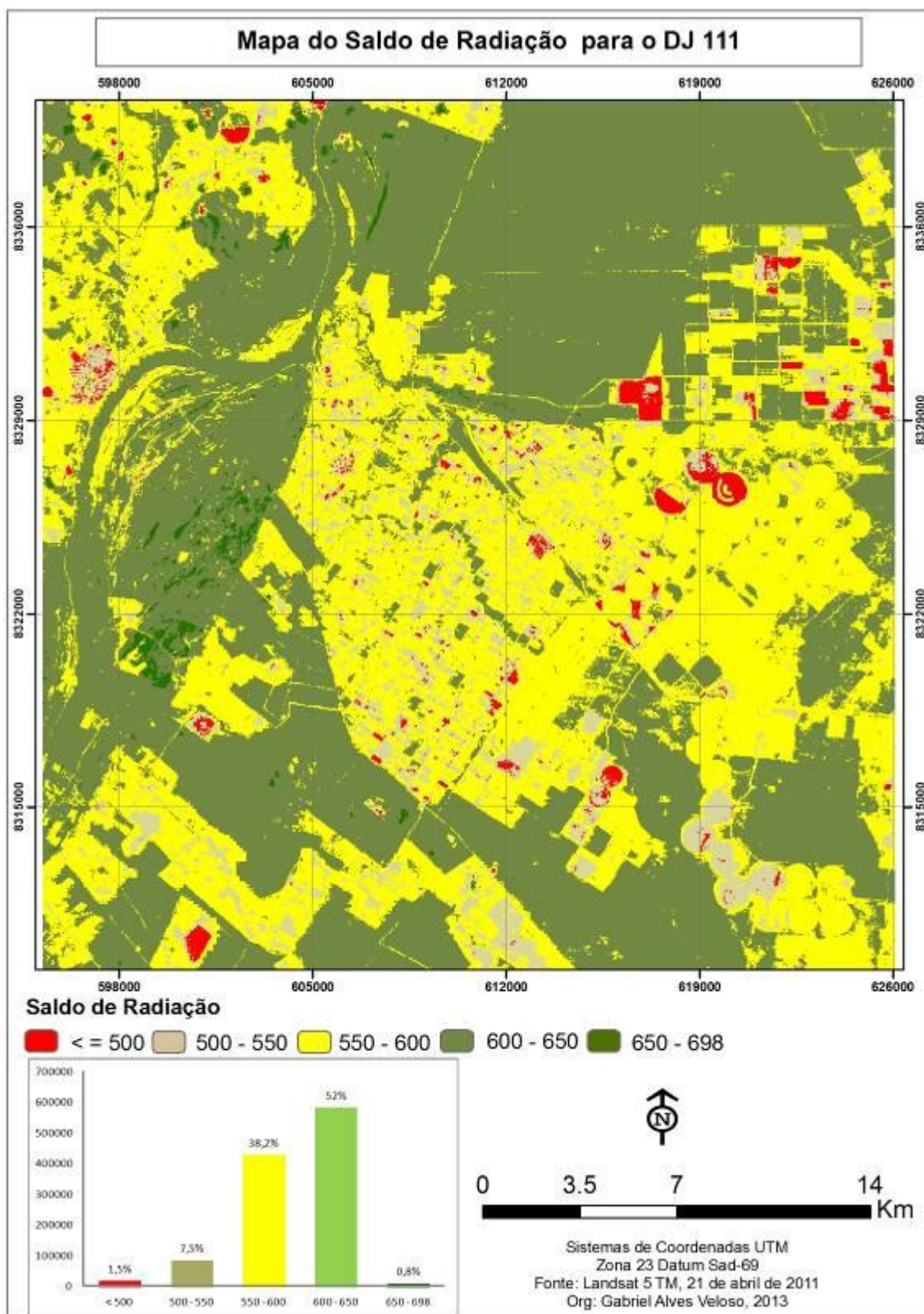


Figura 29 – Mapa do Saldo de radiação DJ 111

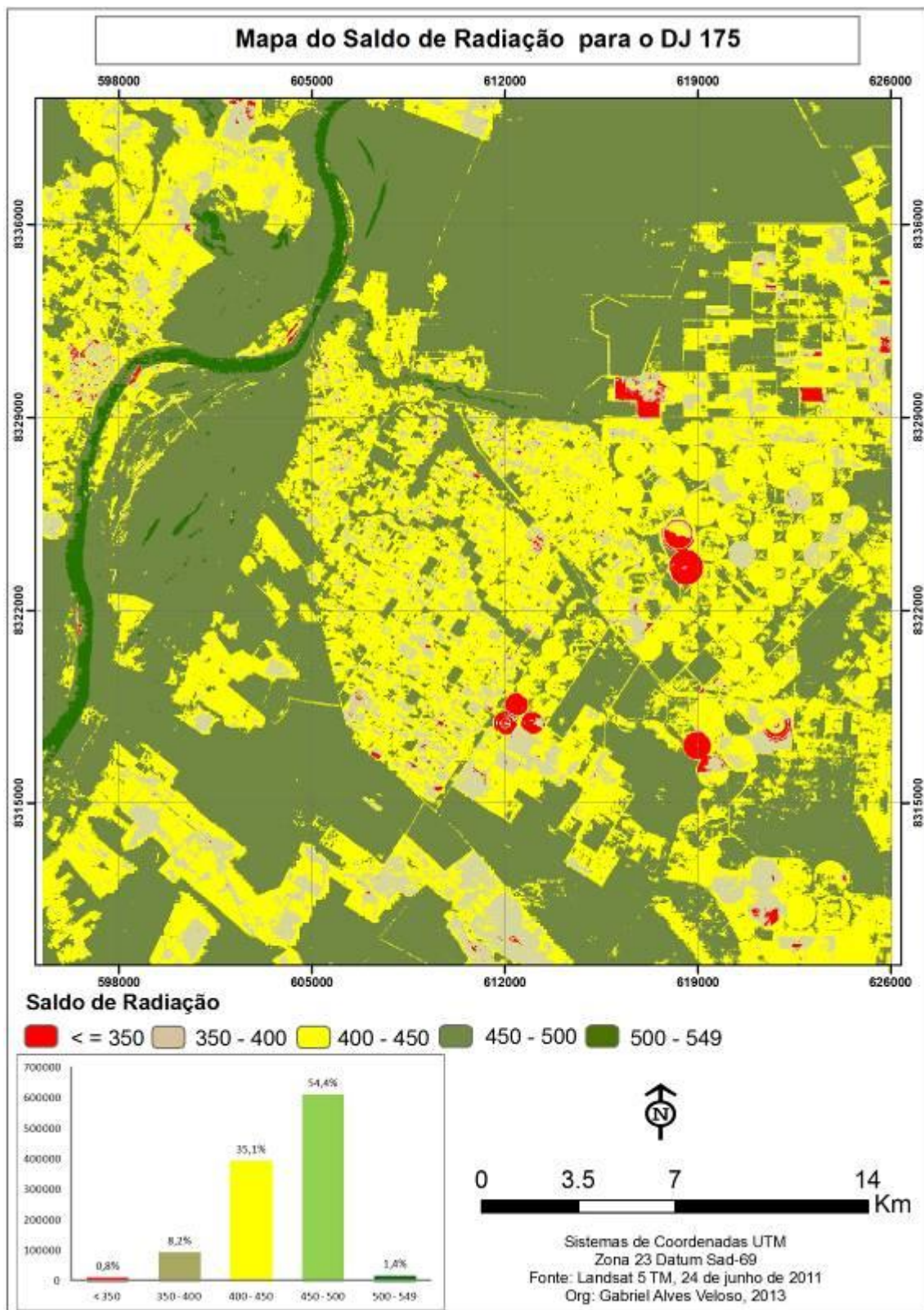


Figura 30 – Mapa do Saldo de radiação D 175

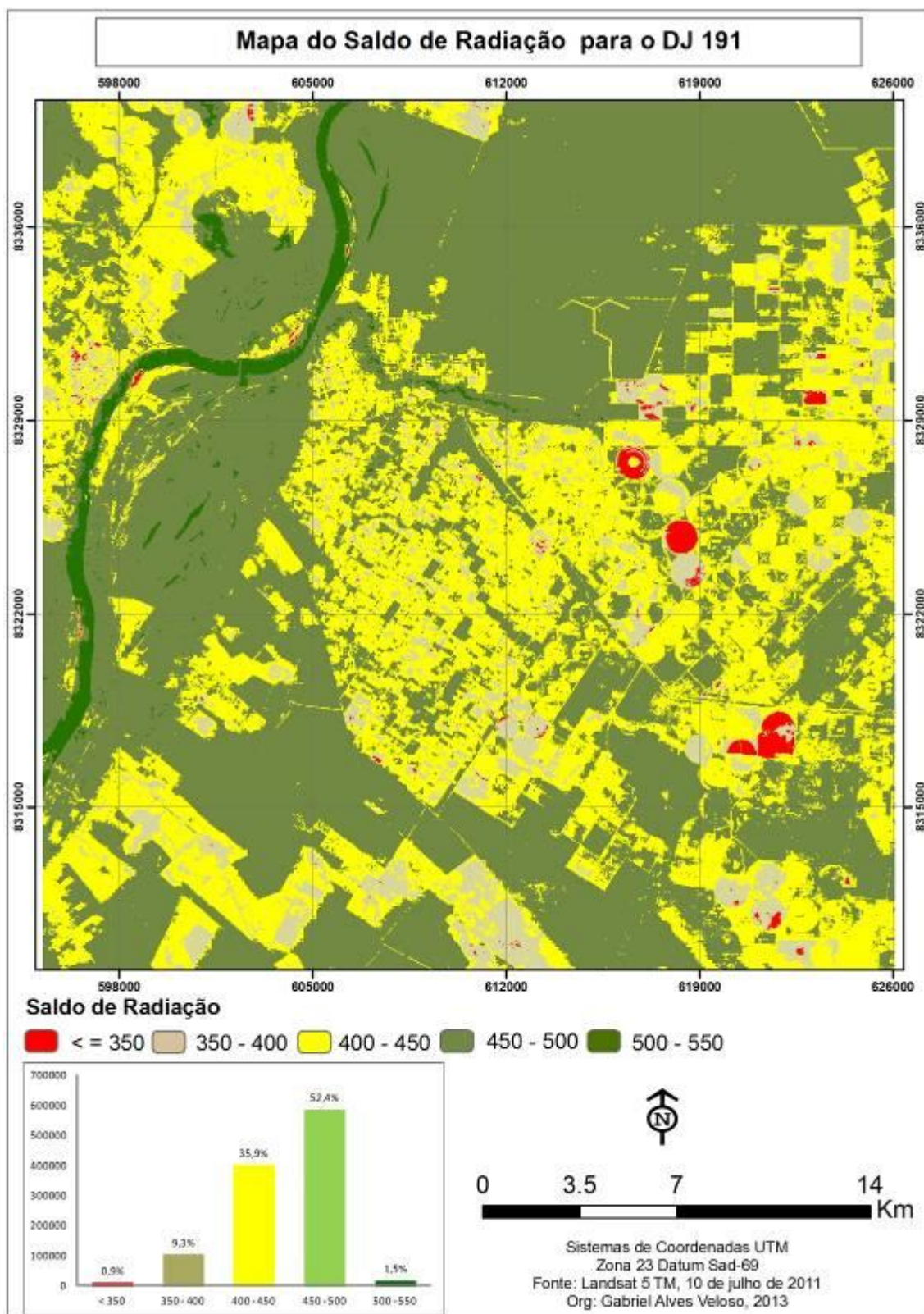


Figura 31 – Mapa do Saldo de radiação DJ 191

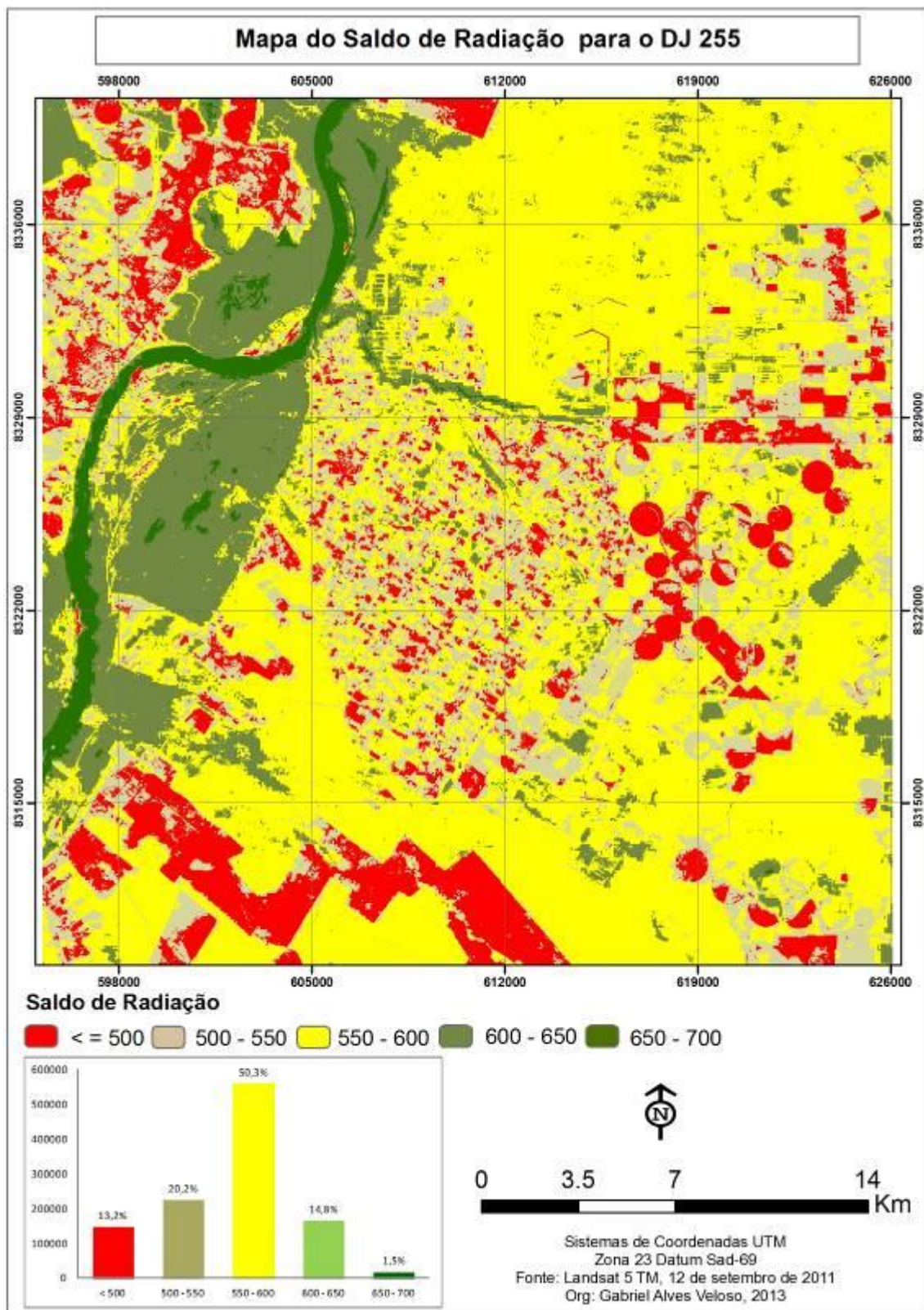


Figura 32 – Mapa do Saldo de radiação DJ 255

Observando os mapas e gráficos, nota-se que a variação do saldo de radiação no período estudado está diretamente correlacionada à quantidade de radiação global

incidente. No entanto, a variação do saldo de radiação é influenciada também pelo tipo de superfície, constatando uma nítida diminuição nos valores se saldo de radiação no período analisado. Na tabela subsequente, estão apresentados dados estatísticos de áreas selecionadas para uma análise mais detalhada do comportamento do saldo de radiação nas áreas de cultivo, floresta estacional decidual e semidecidual, e áreas de vegetação rala, pastagem e solo exposto.

A área de agricultura irrigada demonstrou mais homogenia nos dias estudados, apresentando maior regularidade nos valores médios, conforme mostra a Tabela 12. Isso é um forte indicador de que se trata de uma cultura bem nutrida e com bom suprimento hídrico e que, durante esse período, a mesma se encontrava em plena fase adulta. Entretanto, no dia 255 (12 de setembro) o valor de desvio padrão se diferencia dos outros dias, atingindo 13,1 sendo que esse resultado pode ser explicado pela dinâmica do uso do solo em áreas irrigadas. A média do saldo de radiação para a referida área foi de 405,42  $\text{Wm}^{-2}$  no dia 175; e de 698,78  $\text{Wm}^{-2}$  no dia 31. Já as áreas de pastagem, vegetação rala e solo exposto se mostraram mais dispersas dentre as áreas estudadas. Os valores médios de saldo de radiação foram de 354,13  $\text{Wm}^{-2}$  no dia 175 e de 686,4  $\text{Wm}^{-2}$  no dia 31.

Tabela 12 - Resumo estatísticos para saldo de radiação das classes selecionadas

DJ	Parâmetros	FED	FESD	Área Irrigada	Solo exposto/ Pastagem /Vegetação rala
31	Mínimo	714,56	713,61	637,53	583,27
	Máximo	734,95	732,49	698,78	685,40
	Médio	725,06	720,85	672,73	640,21
	Desv. Padrão	3,5	5,1	8,7	19,3
111	Mínimo	610,97	603,71	538,20	503,40
	Máximo	627,10	639,44	594,93	597,26
	Médio	617,89	617,79	566,31	553,49
	Desv. Padrão	3,0	6,5	6,8	15,1
175	Mínimo	460,63	470,08	405,42	354,13
	Máximo	477,41	487,56	460,65	421,05
	Médio	469,61	478,60	435,46	391,84
	Desv. Padrão	2,9	3,1	6,9	9,9
191	Mínimo	462,26	472,81	408,21	354,73
	Máximo	479,70	492,55	765,71	425,02
	Médio	469,65	482,90	437,61	393,58
	Desv. Padrão	2,7	3,0	6,9	9,7
255	Mínimo	567,17	622,68	496,18	413,11
	Máximo	596,84	651,41	596,53	498,62
	Médio	584,55	638,48	557,07	447,33
	Desv. Padrão	4,8	5,1	13,1	12,76

A área de Floresta estacional decidual apresentou valores médios de 469,61  $\text{Wm}^{-2}$  a 725,06 nos dias 175 (24 de junho) e 31 (31 de janeiro) respectivamente, com desvio padrão de 4,8. A área de Floresta estacional semidecidual apresentou valores médios de 478,60  $\text{Wm}^{-2}$  e 720,85  $\text{Wm}^{-2}$  nos dias 175 e 31 respectivamente, com desvio padrão de 5,1 nos dias 31 e 255. No entanto, os dados se apresentaram menos dispersos que os dados apresentados pelas áreas de pastagem, vegetação degradada e solo exposto.

Como pode ser observado na tabela 12 para as áreas selecionadas, os valores mínimos e máximos para todos os dias correspondem aos dias 175 e 31 respectivamente, corroborando com os dados da estação meteorológica de radiação solar incidente, onde a incidência da radiação é maior no dia 31 e menor no dia 175.

### **4.3 - Componentes do Balanço de Energia**

#### **4.3.1 – Fluxo de Calor no Solo (G)**

O fluxo de calor no solo (G) representa a fração do saldo de radiação que foi transferida para o aquecimento no solo. Neste trabalho, o fluxo de calor no solo foi estimado, conforme recomendado por Bastiaansen (2000), em função do saldo de radiação, albedo de superfície, índice de vegetação por diferença normatizada e temperatura de superfície, no instante da passagem do satélite. De acordo com Bastiaansen *et al* (1998), a estimativa por sensoriamento remoto do fluxo de calor no solo é o componente do balanço de energia que mais apresenta incerteza, quando comparados com medições de superfície. Esse mesmo resultado foi constatado por Feitosa (2005), o autor verificou uma diferença de G de 25% entre os valores estimados por sensoriamento remoto e os medidos na superfície. Entretanto, esse fato não é considerado um grande problema, pois medidas de G são representativas em áreas muito pequenas, sendo minimizadas as influências da variação do tipo de solo e da cobertura vegetal, incompatíveis com o tamanho do pixel do sensor TM.

Em áreas de lagos profundos e águas com baixa turbidez, Allen *et al* (2002) consideram o uso de 50% do saldo de radiação para o aquecimento da água. Todavia, Silva e Bezerra (2006) sugerem que em áreas, como o lago Sobradinho, o rio São Francisco e outros reservatórios no nordeste do Brasil, a quantidade do saldo de

radiação destinada ao aquecimento é de 30%, por serem áreas bem diferentes das sugeridas por Allen *et al* (2002), mas alertam para a necessidade de pesquisa de campo para verificar a quantidade de saldo de radiação destinada ao fluxo de calor sobre a superfície de água.

Na tabela 13 estão representados os valores mínimos, máximos, médio e o desvio padrão para os dias estudados. Nota-se que os valores de G máximo em  $\text{Wm}^{-2}$  se destacam nos dias 31 e 111 (janeiro e abril) com 245,75 e 209,55 respectivamente. Esse resultado está associado à quantidade de radiação solar incidente nesses dias, influenciando nos valores de temperatura e albedo de superfície, e também por serem datas do período chuvoso, nas quais a vegetação está em pleno desenvolvimento, causando maiores índices no NDVI e saldo de radiação. Os valores mínimos ocorrem nos dias 191 e 255, apresentando valores de 14,39  $\text{Wm}^{-2}$  e 21,56  $\text{Wm}^{-2}$  respectivamente. No período estudado os valores médios variaram em 49,27  $\text{Wm}^{-2}$  entre 63,31  $\text{Wm}^{-2}$  nos dias 31 (31 de janeiro) e 175 (24 de junho).

**Tabela 13** - Valores estatísticos do Fluxo de Calor no Solo (G) para os dias estudados

DJ	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
31	32,59	245,75	63,31	25,09
111	26,20	209,55	55,82	20,30
175	21,77	164,88	49,27	14,75
191	14,39	165,24	49,53	14,90
255	21,56	218,74	93,80	17,14

Silva e Bezerra (2006), na estimativa do fluxo de calor no solo na região que abrange o perímetro irrigado Senador Nilo Coelho, encontraram valores médios de G na ordem de 94  $\text{Wm}^{-2}$ ; e valores mínimos e máximos de 29,7  $\text{Wm}^{-2}$  e 222,1  $\text{Wm}^{-2}$ , respectivamente. Os valores mais elevados de G (cor vermelha) foram verificados no rio São Francisco com variação de 101 a 227  $\text{Wm}^{-2}$ ; no trabalho de Gomes (2009) foram encontrados valores maiores de 200  $\text{Wm}^{-2}$ ; já Bezerra (2006) verificou valores superiores a 190  $\text{Wm}^{-2}$  em áreas de açudes e pequenos corpos de água, sendo resultados semelhantes aos deste trabalho.

Os valores no intervalo de 32  $\text{Wm}^{-2}$  a 62  $\text{Wm}^{-2}$ , nas figuras 33 e 34 dos dias 31 (31 de janeiro) e 111 (21 de abril) respectivamente, correspondem em média a 60% dos elementos da cena, são áreas de floresta estacional decidual e semidecidual. Observa-se

que essas áreas de vegetação nativa, sobretudo, floresta estacional decidual sofrem com a sazonalidade do clima local, o qual, na imagem do dia 255 (12 de setembro), apresenta um aumento nos valores de  $G$  com variação de  $75 \text{ Wm}^{-2}$  a  $95 \text{ Wm}^{-2}$ , que correspondem às áreas de vegetação nativa. As áreas na coloração marrom correspondem a áreas com vegetação rala, pastagem e solo exposto, sendo observada uma significativa variação dessa classe, variando de  $55 \text{ Wm}^{-2}$  a  $156 \text{ Wm}^{-2}$ , sendo esse resultado provocado pela quantidade de radiação disponível para aquecer o solo e a mudança da superfície, sobretudo na vegetação nativa, provocada pela sazonalidade climática no decorrer do período estudado.

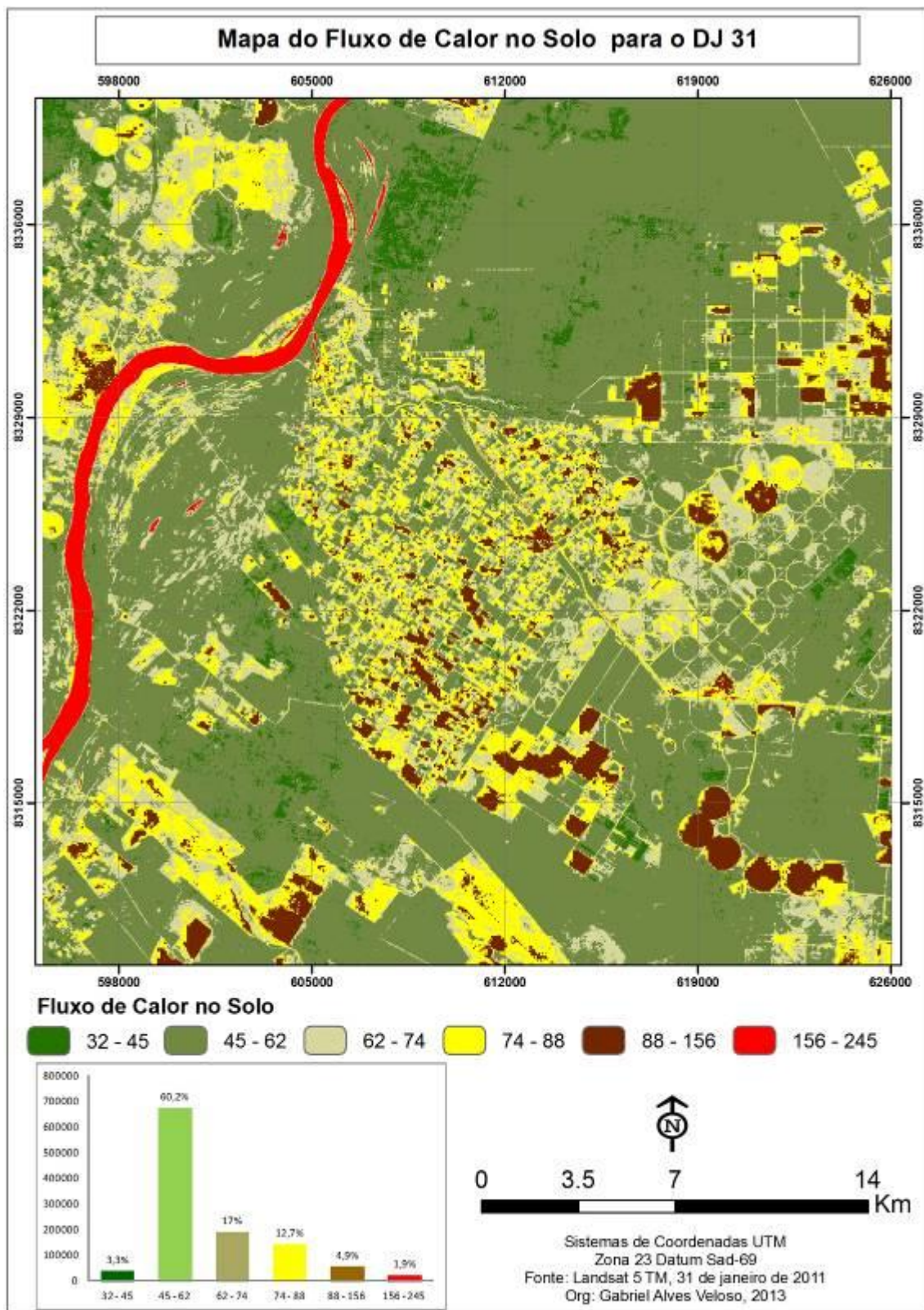


Figura 33 – Mapa de Fluxo de Calor no Solo DJ 31

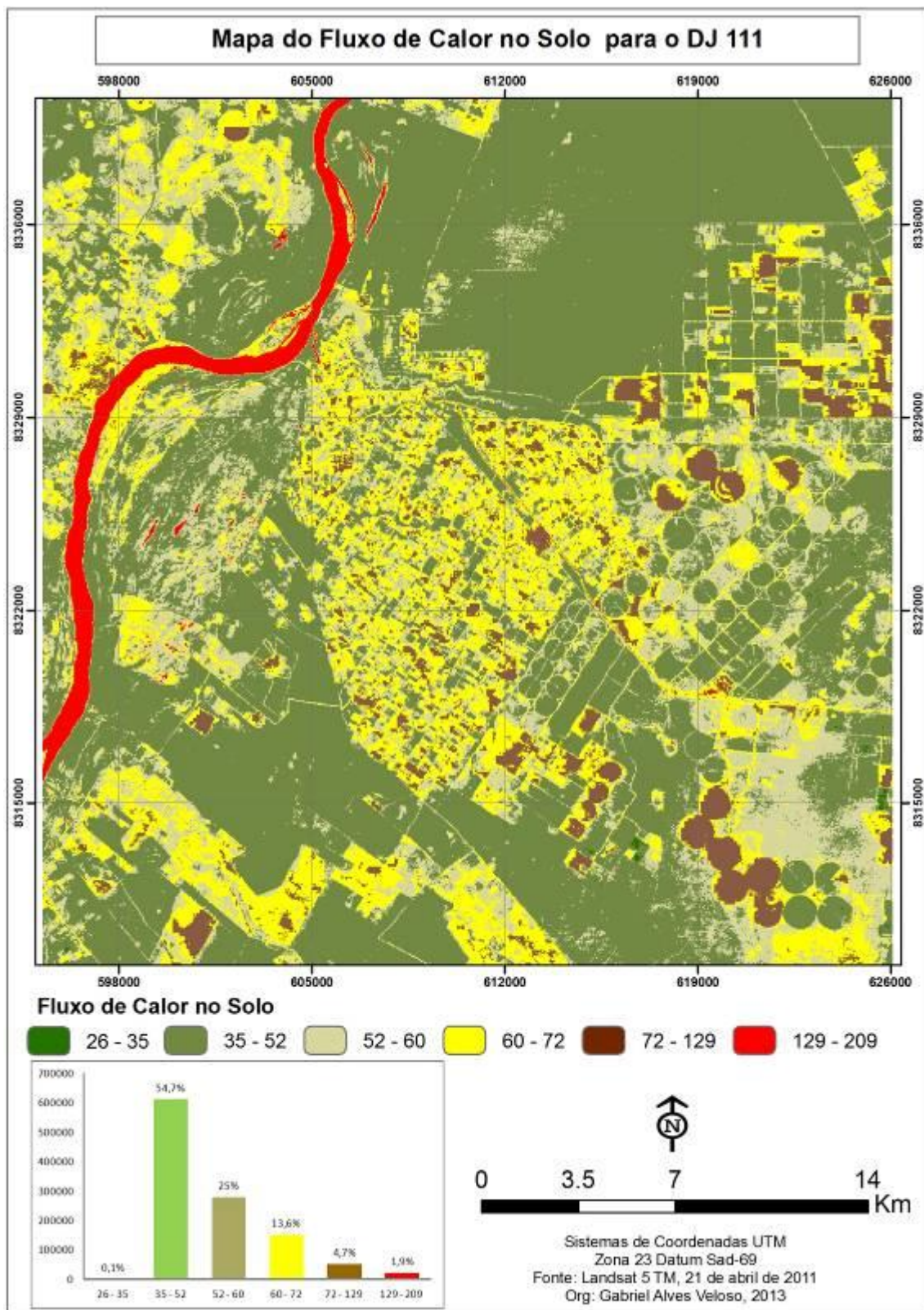


Figura 34 – Mapa de Fluxo de Calor no Solo DJ 111

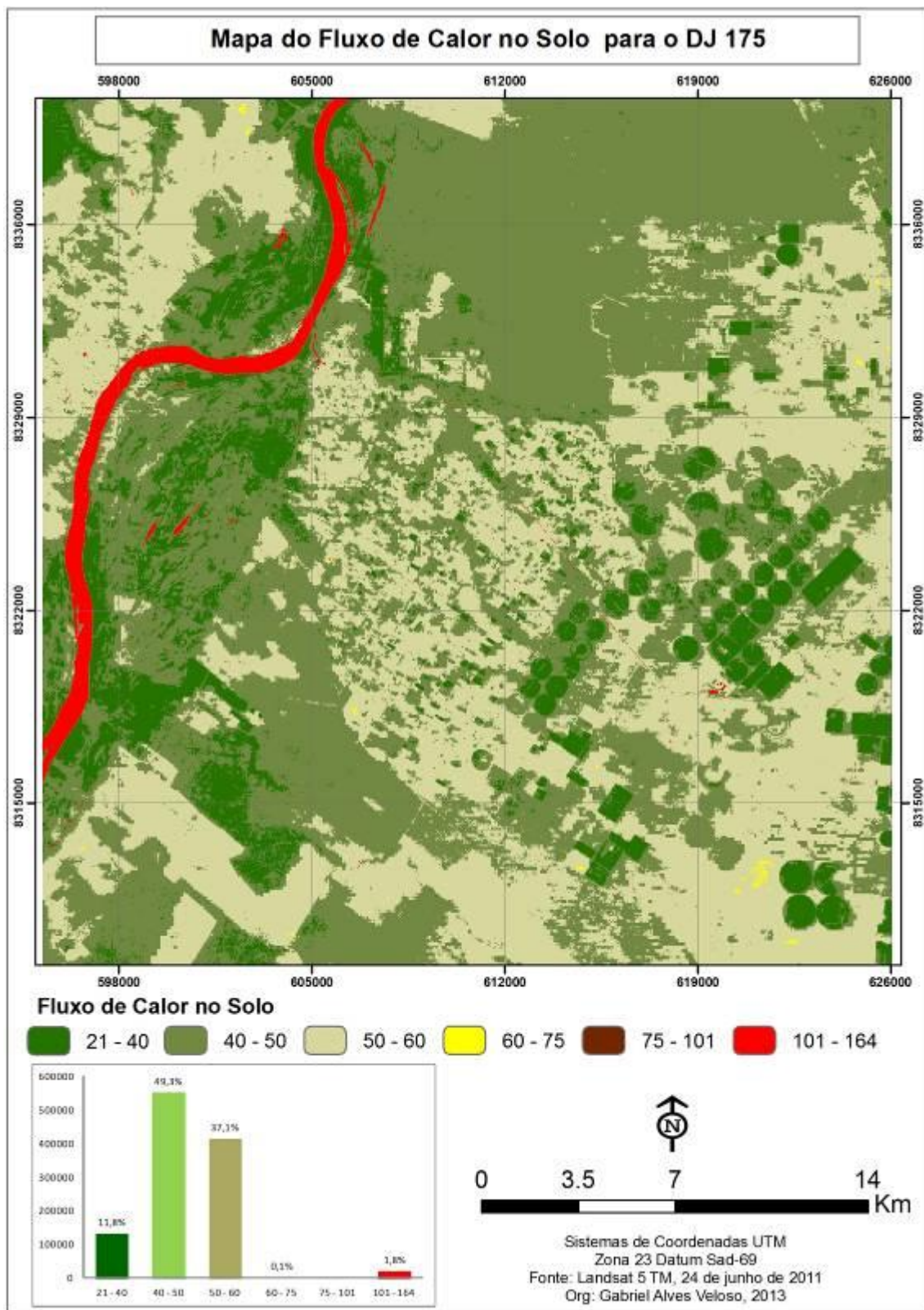


Figura 35 – Mapa de Fluxo de Calor no Solo DJ 175

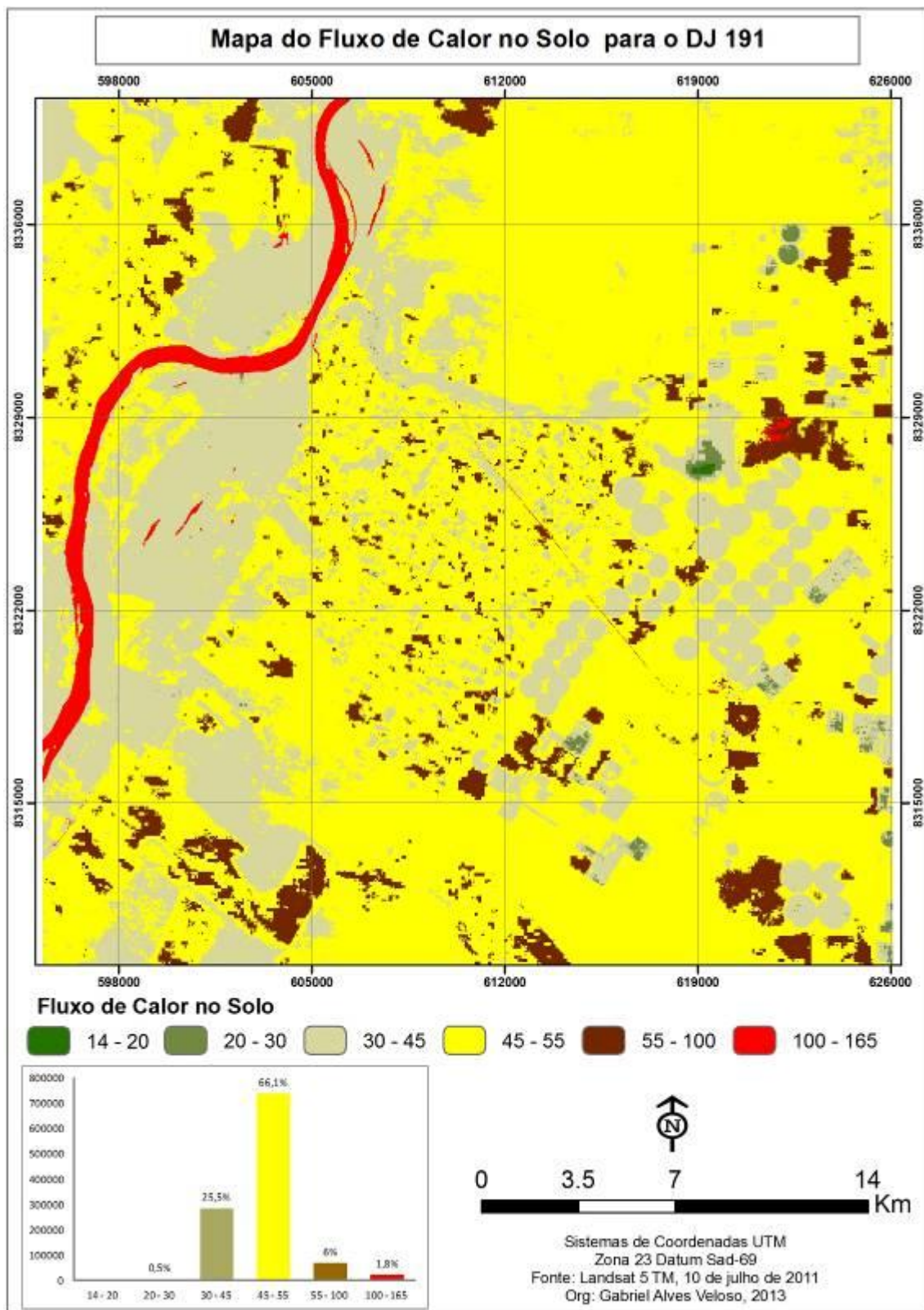


Figura 36 – Mapa de Fluxo de Calor no Solo DJ 191

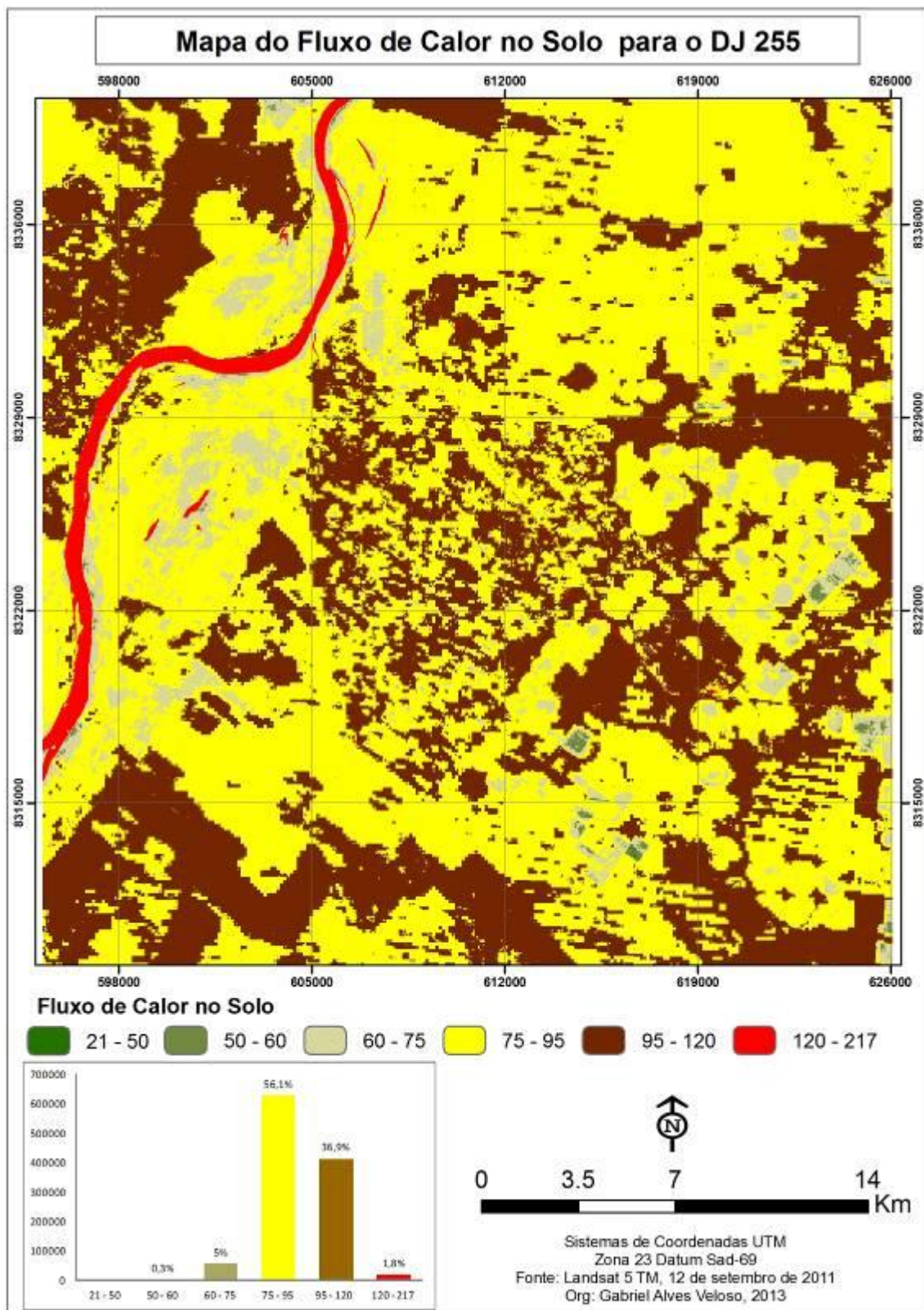


Figura 37 – Mapa de Fluxo de Calor no Solo DJ 255

Para uma melhor avaliação de G, foram selecionadas as classes de Floresta estacional decidual, Floresta estacional semidecidual, Cultivo e solo exposto, pastagem

e vegetação rala, sendo calculados os parâmetros estatísticos de máximo, mínimo, médio e desvio padrão das áreas descritas, conforme a tabela 14.

Observa-se que a área que se demonstrou mais homogênea foi a de floresta estacional decidual, sendo verificados os menores valores de desvios padrão nos dias 31 (31 de janeiro), 111 (21 de abril) e 255 (12 de setembro). Nos dias 175 (24 de junho) e 191 (10 de julho), os valores de desvio padrão foram ligeiramente superiores aos da classe de solo exposto, pastagem e vegetação rala.

**Tabela 14** - Resumo estatísticos Fluxo de Calor no Solo (G) das classes selecionadas

DJ	Parâmetros	FED	FESD	Área Irrigada	Solo exposto/ Pastagem /Vegetação rala
31	Mínimo	48,90	45,94	43,11	68,06
	Máximo	59,33	57,96	88,31	91,63
	Médio	54,16	53,06	54,38	79,34
	Desv. Padrão	1,7	1,9	7,20	4,01
111	Mínimo	46,25	42,93	38,69	50,83
	Máximo	55,24	55,08	69,17	72,56
	Médio	51,49	49,12	47,40	61,05
	Desv. Padrão	1,5	2,17	5,49	3,73
175	Mínimo	44,04	34,78	30,42	53,10
	Máximo	48,21	42,98	51,65	55,92
	Médio	46,33	39,00	36,53	54,62
	Desv. Padrão	0,7	1,2	3,93	0,60
191	Mínimo	45,57	33,68	30,77	52,70
	Máximo	49,44	41,86	50,92	55,41
	Médio	47,80	36,98	37,64	54,30
	Desv. Padrão	0,7	1,26	3,59	0,46
255	Mínimo	90,95	63,36	69,59	95,53
	Máximo	96,43	81,35	94,07	102,62
	Médio	93,39	72,51	79,58	98,38
	Desv. Padrão	1,0	3,85	3,42	1,23

Os valores de G, nas áreas de cultivo irrigado, apresentaram valores médios que variaram entre  $36,53 \text{ Wm}^{-2}$  a  $79,58 \text{ Wm}^{-2}$  nos dias 175 e 255 respectivamente; e máximos de  $88,31 \text{ Wm}^{-2}$  a  $94,07 \text{ Wm}^{-2}$  nos dias 31 e 255 respectivamente. No trabalho de Bezerra (2006) foram encontrados valores máximos com variação de 60 a  $80 \text{ Wm}^{-2}$ , sendo esse resultado inferior ao deste trabalho. Bezerra (2004), analisando os valores de G em um pivô central, obteve valores médios em torno de  $80 \text{ Wm}^{-2}$  para os anos de 2000 e 2001. Já Bastiaanssen (2000), em estudo realizado na Turquia, obteve valores de

G instantâneos de  $82 \text{ Wm}^{-2}$  em áreas de cultivo de algodão no ano de 1998. Observa-se também que a área de cultivo irrigado apresentou os maiores valores de desvio padrão nos dias estudados, exceto para o dia 255 que demonstrou maior desvio padrão na área de floresta estacional semidecidual, sendo esse resultado associado à dinâmica de uso do solo ocorrido nessa área.

A área de floresta estacional semidecidual apresentou valores médios similares a áreas de cultivo, com valores máximos que variaram em  $57,96 \text{ Wm}^{-2}$  a  $81,35 \text{ Wm}^{-2}$  para os dias 31 e 255 respectivamente. Este resultado está associado à disponibilidade de água hídricas, apresentando valores mais homogêneos. A oscilação dos valores de G para a área de solo exposto, pastagem e vegetação rala apresentou os maiores valores das classes de estudo, com valor mínimo de  $50,83 \text{ Wm}^{-2}$  para o dia 111; e máximo de  $102,62 \text{ Wm}^{-2}$  para o dia 255. Esse resultado está associado à sazonalidade climática provocada nas áreas de pastagem e vegetação rala, alterando os valores de G.

#### **4.3.2 – Fluxo de calor sensível (H)**

O fluxo de calor sensível (H) pode ser definido como a quantidade de energia transferida para atmosfera pelos processos de convecção e condução, devido à diferença de temperatura entre a superfície e próximo dessa. Essa transferência de energia pode ser estimada em função do gradiente de temperatura entre dois níveis de referência e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (GOMES, 2009). Esses dois parâmetros são estimados para toda a cena de estudo, utilizando-se os pixels denominados âncoras e a velocidade do vento a determinada altura em um ponto localizado na área de estudo.

A escolha dos pixels âncoras deve ser feita em áreas que representem situações limites, em que H máximo no pixel quente é considerado nulo no pixel frio. Para a representação dessas situações, o pixel quente deve ser escolhido em uma área com pouca ou nenhuma vegetação, onde é considerado que nessa área há baixa ou nenhuma evapotranspiração. Para a escolha desse parâmetro foram utilizadas as imagens de NDVI, SAVI, Temperatura de superfície, Saldo de Radiação e G. É recomendado cuidado na escolha do pixel quente em áreas que não representem situação adequada como, por exemplo, áreas com asfalto, construções, telhados etc. Na escolha do pixel frio deve ser considerada uma área bastante vegetada e bem suprida de recursos

hídricos, como por exemplo, um pivô central, ou uma área como um lago ou rio, onde ocorrem maiores registros de evapotranspiração ou evaporação (BEZERRA, 2006). A escolha do pixel frio para esta pesquisa foi nas margens do Rio São Francisco. Para tanto foi utilizada a imagem de temperatura de superfície. Nas tabelas a seguir estão os parâmetros citados anteriormente para os pixels âncoras nos dias estudados.

**Tabela 15** – Dados do pixel âncora para o dia 31 (31 de Janeiro)

<b>Parâmetros</b>	<b>Pixel Quente</b>	<b>Pixel Frio</b>
<b>mE</b>	619698	605478
<b>mN</b>	8313358	8333903
<b>T (K)</b>	310,8	292,88
<b>NDVI</b>	0,15	-
<b>SAVI</b>	0,12	-
<b>Rn Wm<sup>-2</sup></b>	591,33	-
<b>G Wm<sup>-2</sup></b>	113,1	-

**Tabela 16** – Dados do pixel âncora para o dia 111 (21 de abril)

<b>Parâmetros</b>	<b>Pixel Quente</b>	<b>Pixel Frio</b>
<b>mE</b>	621239	597686
<b>mN</b>	8312740	8329671
<b>T (K)</b>	307,2	293,33
<b>NDVI</b>	0,14	-
<b>SAVI</b>	0,11	-
<b>Rn Wm<sup>-2</sup></b>	521,10	-
<b>G Wm<sup>-2</sup></b>	86,0	-

**Tabela 17** – Dados do pixel âncora para o dia 175 (24 de junho)

<b>Parâmetros</b>	<b>Pixel Quente</b>	<b>Pixel Frio</b>
<b>mE</b>	621243	605561
<b>mN</b>	8312660	8333834
<b>T (K)</b>	305,5	291,53
<b>NDVI</b>	0,13	-
<b>SAVI</b>	0,10	-
<b>Rn Wm<sup>-2</sup></b>	379,08	-
<b>G Wm<sup>-2</sup></b>	61,5	-

**Tabela 18** – Dados do pixel âncora para o dia 191 (10 de julho)

<b>Parâmetros</b>	<b>Pixel Quente</b>	<b>Pixel Frio</b>
<b>mE</b>	621851	597571
<b>mN</b>	8328610	8329534
<b>T (K)</b>	307,3	291,07
<b>NDVI</b>	0,03	-
<b>SAVI</b>	0,02	-
<b>Rn Wm<sup>-2</sup></b>	420,38	-
<b>G Wm<sup>-2</sup></b>	126,1	-

**Tabela 19** – Dados do pixel âncora para o dia 255 (12 de setembro)

<b>Parâmetros</b>	<b>Pixel Quente</b>	<b>Pixel Frio</b>
<b>mE</b>	604694	601626
<b>mN</b>	8310935	8330697
<b>T (K)</b>	313,5	292,88
<b>NDVI</b>	0,14	-
<b>SAVI</b>	0,12	-
<b>Rn Wm<sup>-2</sup></b>	463,85	-
<b>G Wm<sup>-2</sup></b>	102,5	-

Nas figuras seguintes de 38 a 42, estão representados os mapas com os gráficos dos valores de H no momento da passagem do satélite para os dias estudados. Na figura do dia 31 os valores inferiores a  $30 \text{ Wm}^{-2}$ , representados na cor verde escuro, correspondem a áreas de floresta estacional decidual, semidecidual e o rio São Francisco, áreas onde a  $T_s$  é menor que aquela do pixel âncora do frio (SILVA e BEZERRA, 2006). Nesse dia, as classes que variam com valores inferiores de 30 até  $60 \text{ Wm}^{-2}$  correspondem a aproximadamente 80% dos elementos da cena, abrangendo as classes de Floresta estacional decidual, semidecidual e cultivo irrigado, sendo que os valores de NDVI para o dia citado são predominantemente superiores de 0,58 a 0,87. Nota-se um significativo aumento gradual nos valores de H no período estudado, sendo que no dia 255 o intervalo das classes predominantes é de 90 a  $150 \text{ Wm}^{-2}$ , correspondendo a aproximadamente 80%. Esse resultado pode estar associado ao acúmulo de dias sem eventos chuvosos na região, visto que não houve registro de nenhuma precipitação na estação meteorológica de mocambinho. Essa hipótese é reforçada pelo aumento da classe com intervalo de 120 a  $150 \text{ Wm}^{-2}$  no dia 255, mudança que está relacionada à sazonalidade do clima local, provocando alterações nos elementos da superfície contidos na cena, elevando os valores de H no decorrer do ano. Observam-se nesse mesmo dia que as áreas de cultivo irrigado e floresta estacional semidecidual ficaram compreendidas no intervalo de 60 a  $90 \text{ Wm}^{-2}$ , se destacando das demais classes e mostrando que essas áreas dispõem de maior recurso hídrico.

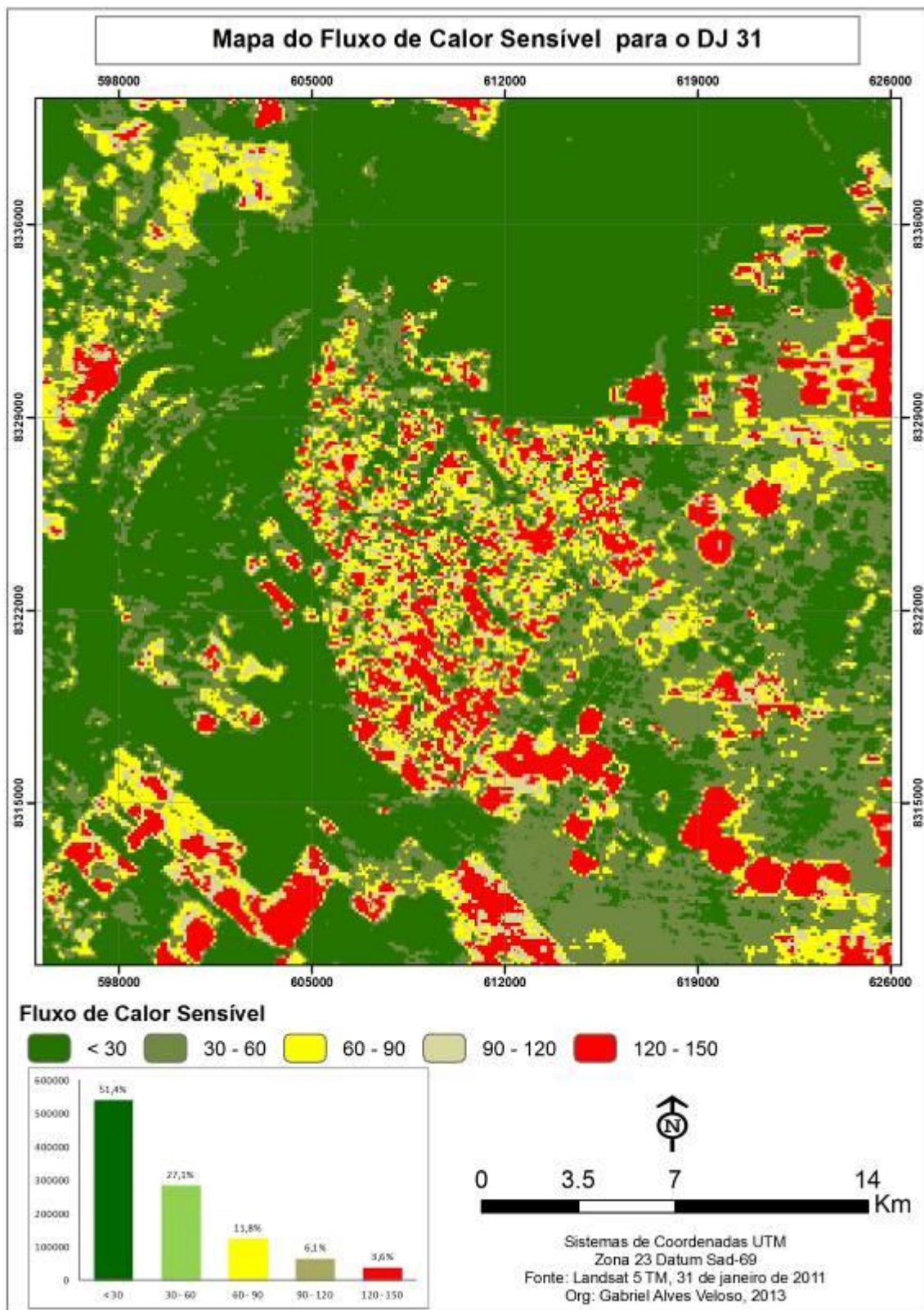


Figura 38 – Mapa de Fluxo de Sensível DJ 31

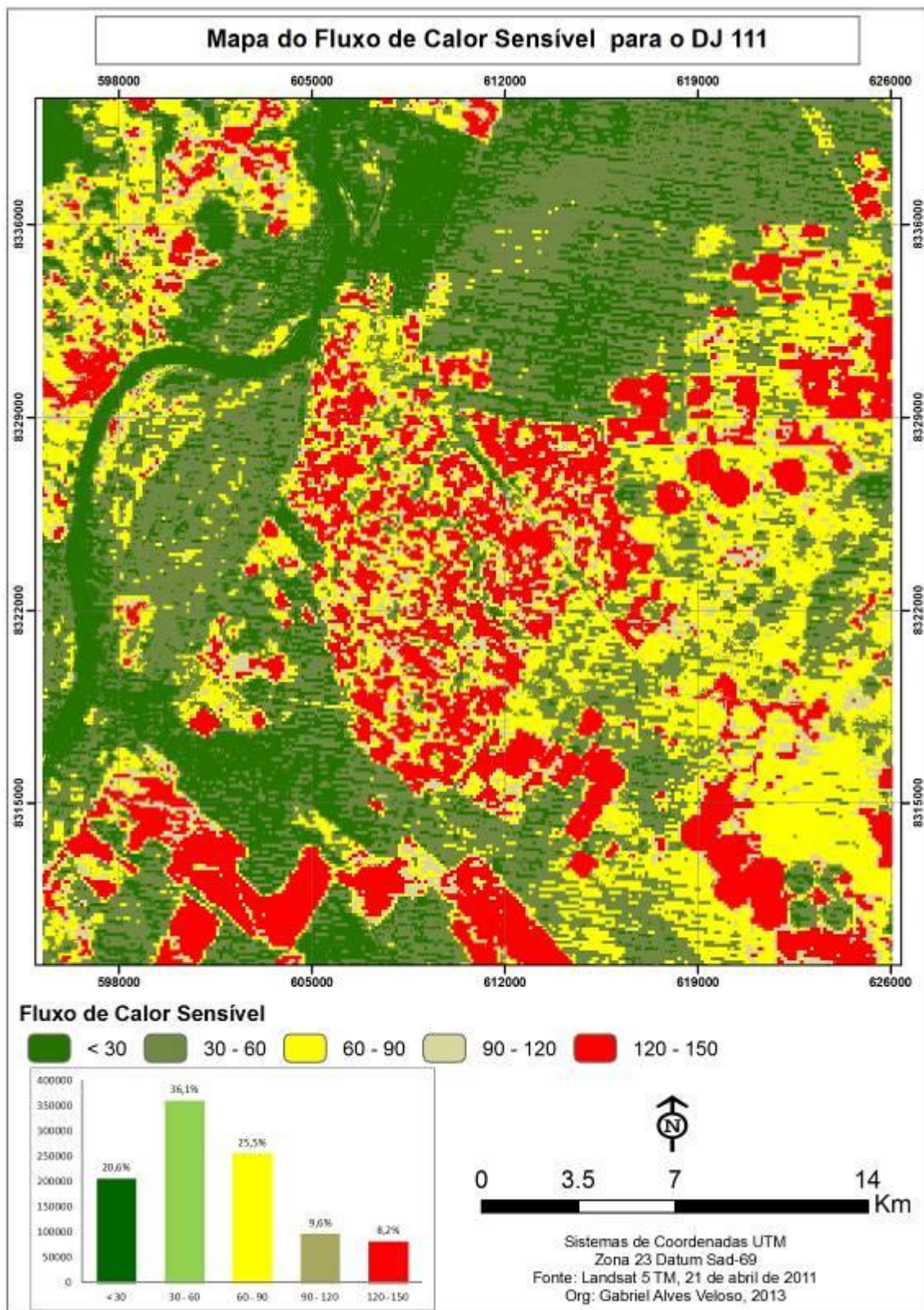


Figura 39 – Mapa de Fluxo Sensível DJ 111

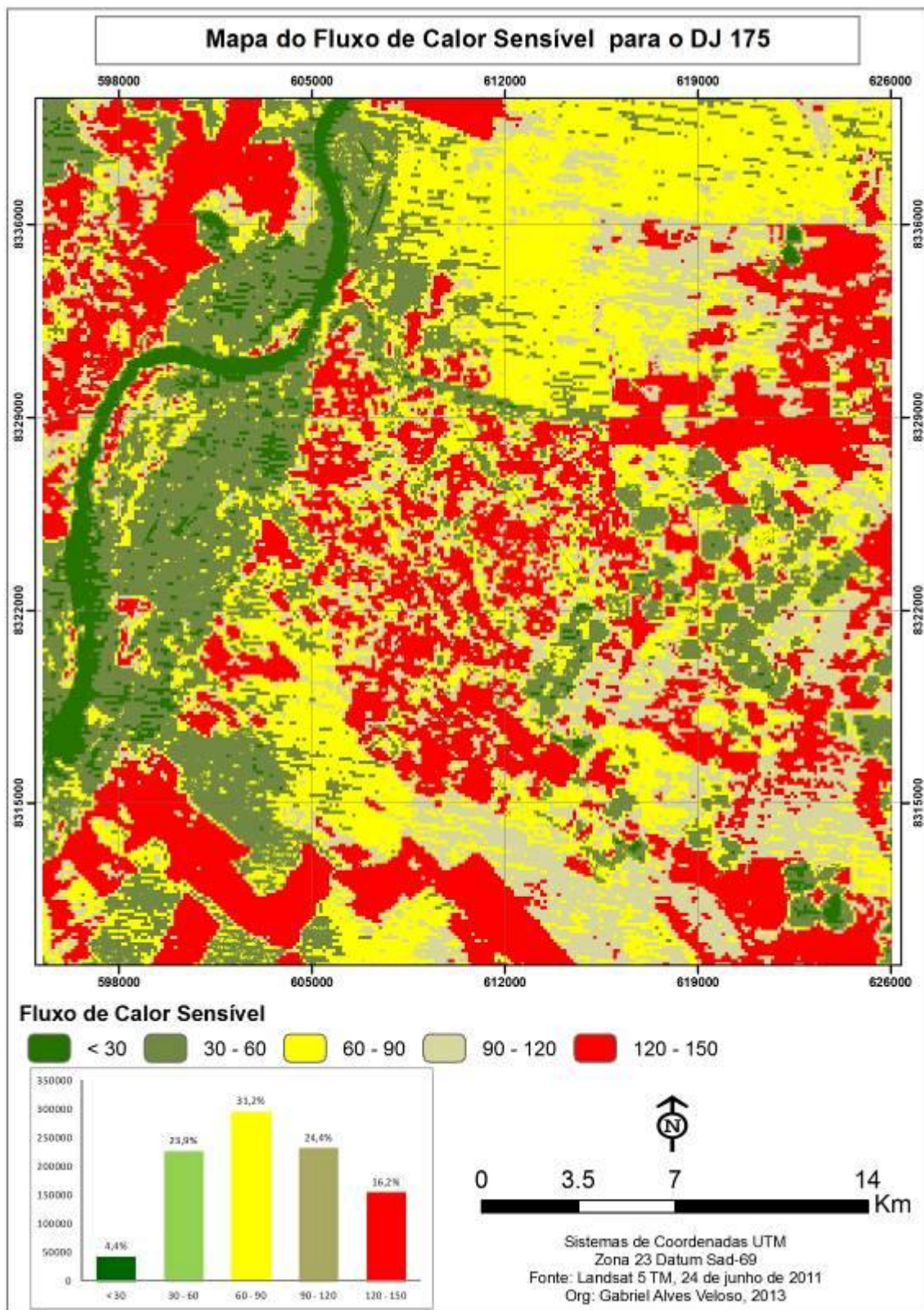


Figura 40 – Mapa de Fluxo de Sensível DJ 175

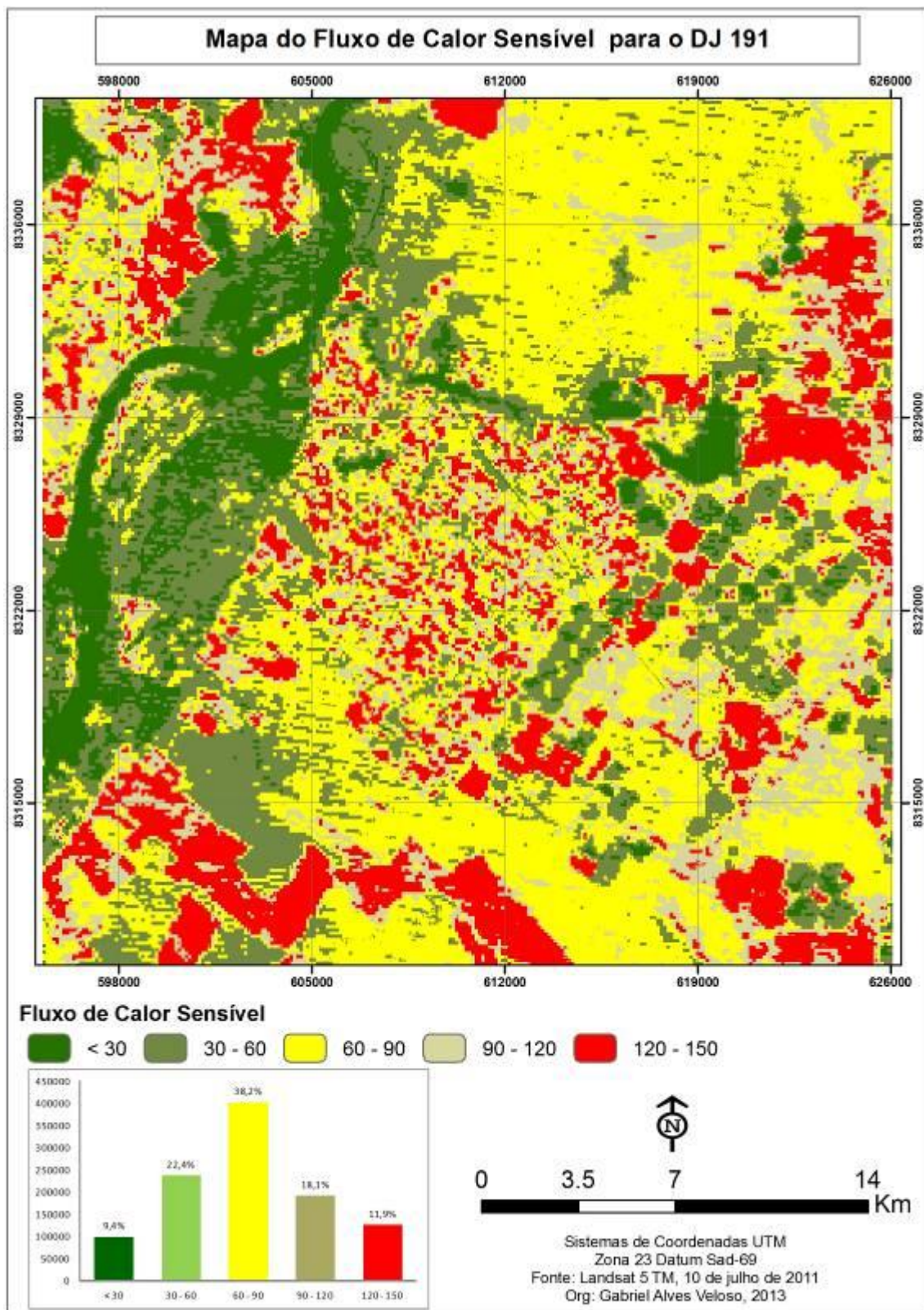


Figura 41 – Mapa de Fluxo de Sensível DJ 191

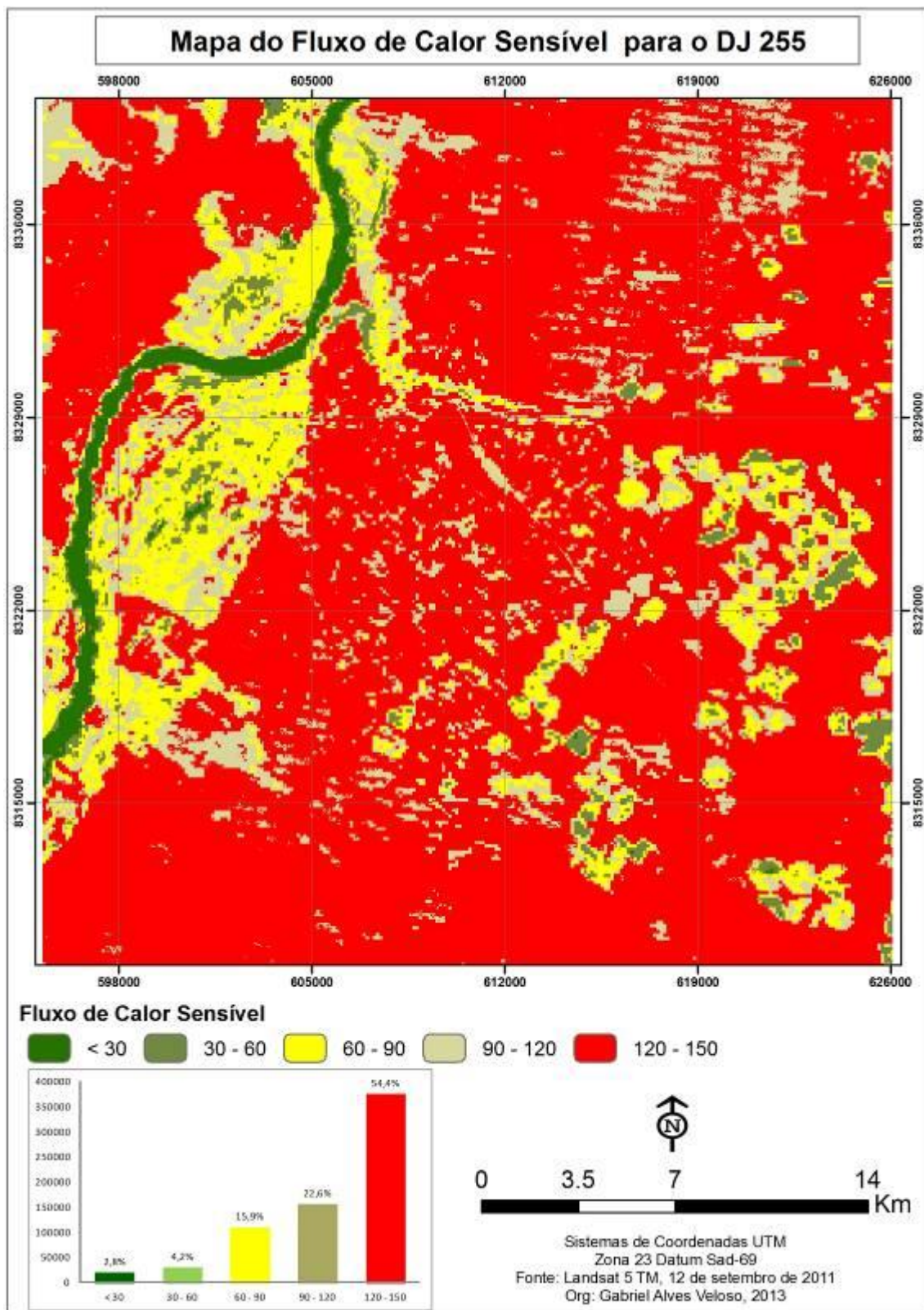


Figura 42 – Mapa de Fluxo de Sensível DJ 255

Para uma análise mais detalhada dos valores de H, foram calculados os parâmetros estatísticos máximo, mínimo, médio e desvio padrão das classes de floresta estacional decidual, Floresta estacional semidecidual, Cultivo irrigado e solo exposto, pastagem e vegetação rala para os dias estudados. Observando os dados da tabela 20, nota-se que as áreas de cultivo irrigado se mostraram mais homogêneas que a dos elementos analisados, apresentando uma variação de 17,71 a 90,67  $\text{Wm}^{-2}$  e com valores médios na ordem de 28,66 a 81,06  $\text{Wm}^{-2}$ . Esse resultado pode estar associado à disponibilidade hídrica das áreas de cultivo irrigado, sofrendo menores mudanças no período de estiagem. A área de floresta estacional semidecidual apresentou comportamento semelhante, sendo que essa área está localizada nas margens do Rio São Francisco e tem boa disponibilidade hídrica no decorrer do ano.

**Tabela 20** - Resumo estatístico Fluxo de Calor no Sensível (H) das classes selecionadas

DJ	Parâmetros	FED	FESD	Área Irrigada	Solo exposto/ Pastagem Degradada /Vegetação degradada
31	Mínimo	9,89	9,24	17,71	67,57
	Máximo	26,22	25,72	35,49	187,77
	Médio	15,64	15,64	28,66	119,57
	Desv. Padrão	3,77	2,88	4,25	21,25
111	Mínimo	29,97	20,53	36,00	110,78
	Máximo	63,21	51,89	62,57	168,53
	Médio	47,00	36,71	52,12	140,15
	Desv. Padrão	8,37	7,58	8,23	12,48
175	Mínimo	58,41	24,92	29,88	152,67
	Máximo	97,72	60,08	50,64	191,36
	Médio	79,69	38,11	44,70	169,37
	Desv. Padrão	8,10	7,92	6,58	10,41
191	Mínimo	52,82	20,50	31,84	113,19
	Máximo	84,63	48,37	56,24	150,35
	Médio	69,27	26,42	44,73	133,84
	Desv. Padrão	6,91	4,81	6,21	7,08
255	Mínimo	118,62	51,56	65,53	171,50
	Máximo	157,48	93,95	90,67	231,14
	Médio	134,32	67,52	81,06	202,25
	Desv. Padrão	7,32	9,48	6,13	12,27

A área de floresta estacional decidual apresentou significativo aumento nos valores de H no período estudado, com variação de 9,89 a 134,32  $\text{Wm}^{-2}$  e com valores médios na ordem de 15,64 a 157,48  $\text{Wm}^{-2}$ . Esse resultado está associado às mudanças

ocorridas nessa vegetação no decorrer do ano, como a perda de suas folhas no período de estiagem, provocando um aumento gradual nos valores de H, sendo que nesse período a energia é mais utilizada para o aquecimento do solo e do ar. Já a área de solo exposto, pastagem e vegetação rala foi a que demonstrou maior desvio padrão dos elementos estudados, com valor de 21,25 para o dia 31, apresentando variação de 67,57 a 202,25  $\text{Wm}^{-2}$  nos dias 31 e 255 respectivamente. Isso indica que essa área passa por significativa alteração no decorrer do ano, devido à sazonalidade climática (estação chuvosa/seca), aumentando significativamente os valores de H.

#### **4.3.3 – Fluxo de calor latente (LE)**

O fluxo de calor latente (LE) compreende a porção da energia disponível na superfície do solo que possibilita a evapotranspiração, sendo estimado como resíduo do balanço de energia pela diferença entre o saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo ( $G$ ) e fluxo de calor sensível ( $H$ ), sugerido por Bastiaanssen (1995). Os valores obtidos de LE estão representados nas figuras de 43 a 47, referentes aos dias 31 de janeiro (DJ 31), 21 de abril (DJ 111), 24 de junho (DJ 175), 10 de julho (DJ 191) e 12 de setembro (DJ 255) do ano de 2011, respectivamente.

Na figura do dia 31(31 de janeiro), os valores inferiores a 200  $\text{Wm}^{-2}$ , em vermelho, são provavelmente de áreas de solo exposto. Nota-se uma predominância nos valores de 500 a 700  $\text{Wm}^{-2}$ , na cor verde escuro, sendo agrupadas nesse intervalo as classes de vegetação nativa, bem como as áreas de cultivo irrigado. Para esse dia os valores de NDVI predominantes foram de 0,58 a 0,87, sendo considerados valores de vegetação densa, o que influencia nos valores de LE. Esse resultado está relacionado à estação do ano, sendo estação chuvosa, na qual a vegetação natural está em pleno vigor de desenvolvimento. Bezerra (2006) obteve LE acima de 620  $\text{Wm}^{-2}$  em áreas de floresta densa, com NDVI em torno de 0,76 na reserva florestal da chapada do Araripe, Estado do Ceará. Observa-se que no decorrer do período analisado há uma gradual redução dos valores de LE, relacionado à sazonalidade do clima local, provocando mudanças nos elementos da superfície, sobretudo nas áreas de vegetação nativa de floresta estacional decidual.

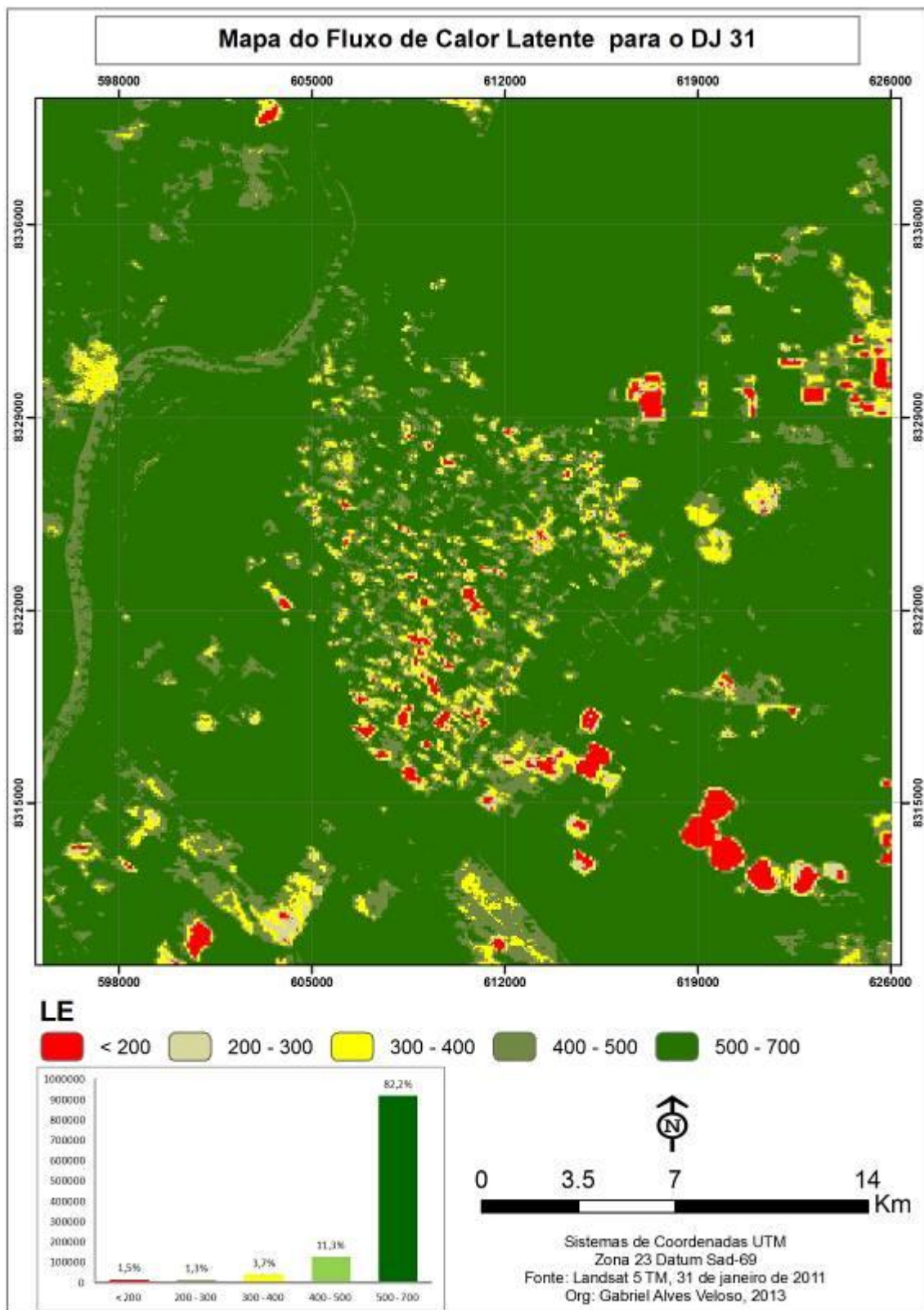


Figura 43 – Mapa de Fluxo de Calor Latente DJ 31

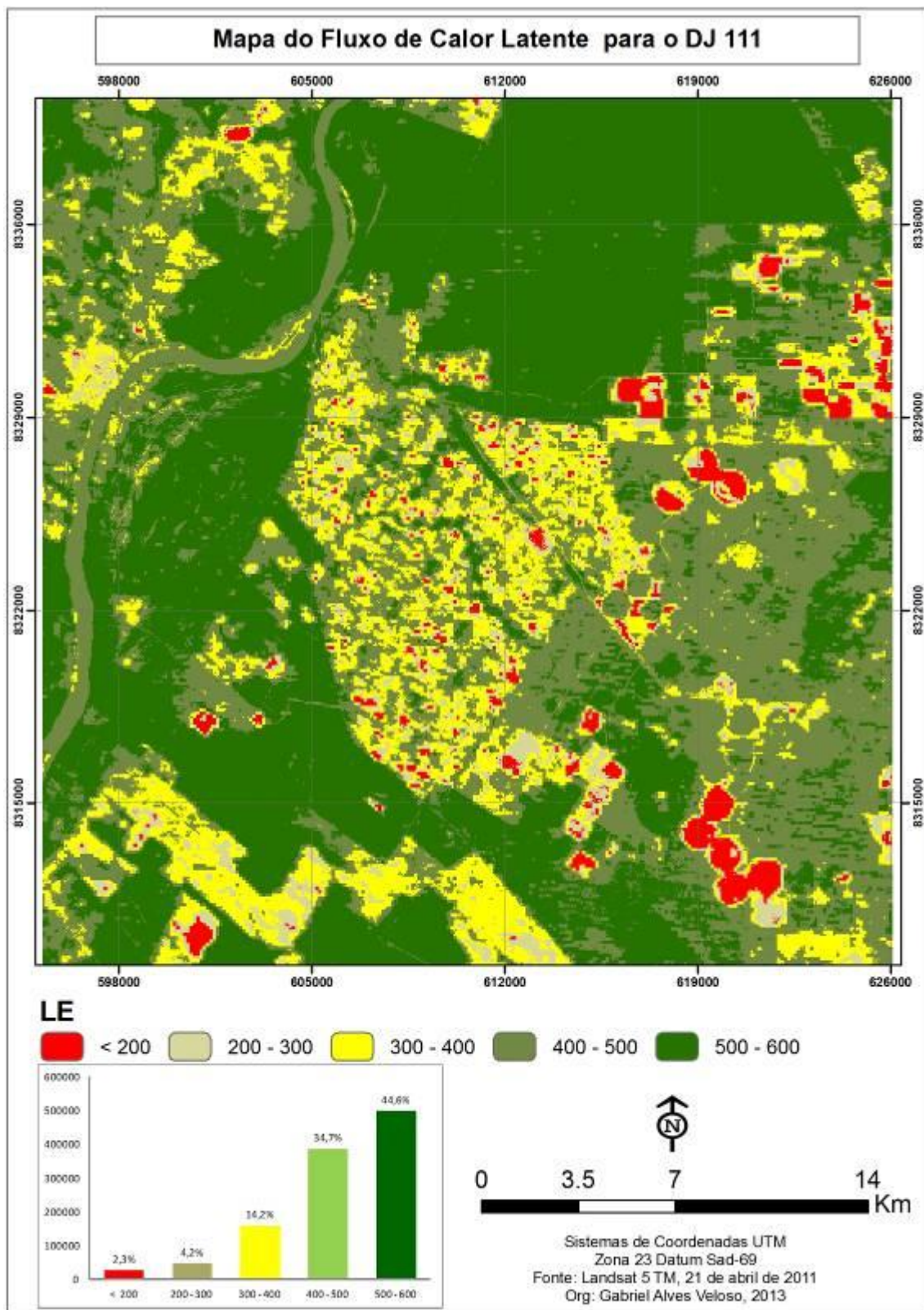


Figura 44 – Mapa de Fluxo de Calor Latente DJ 111

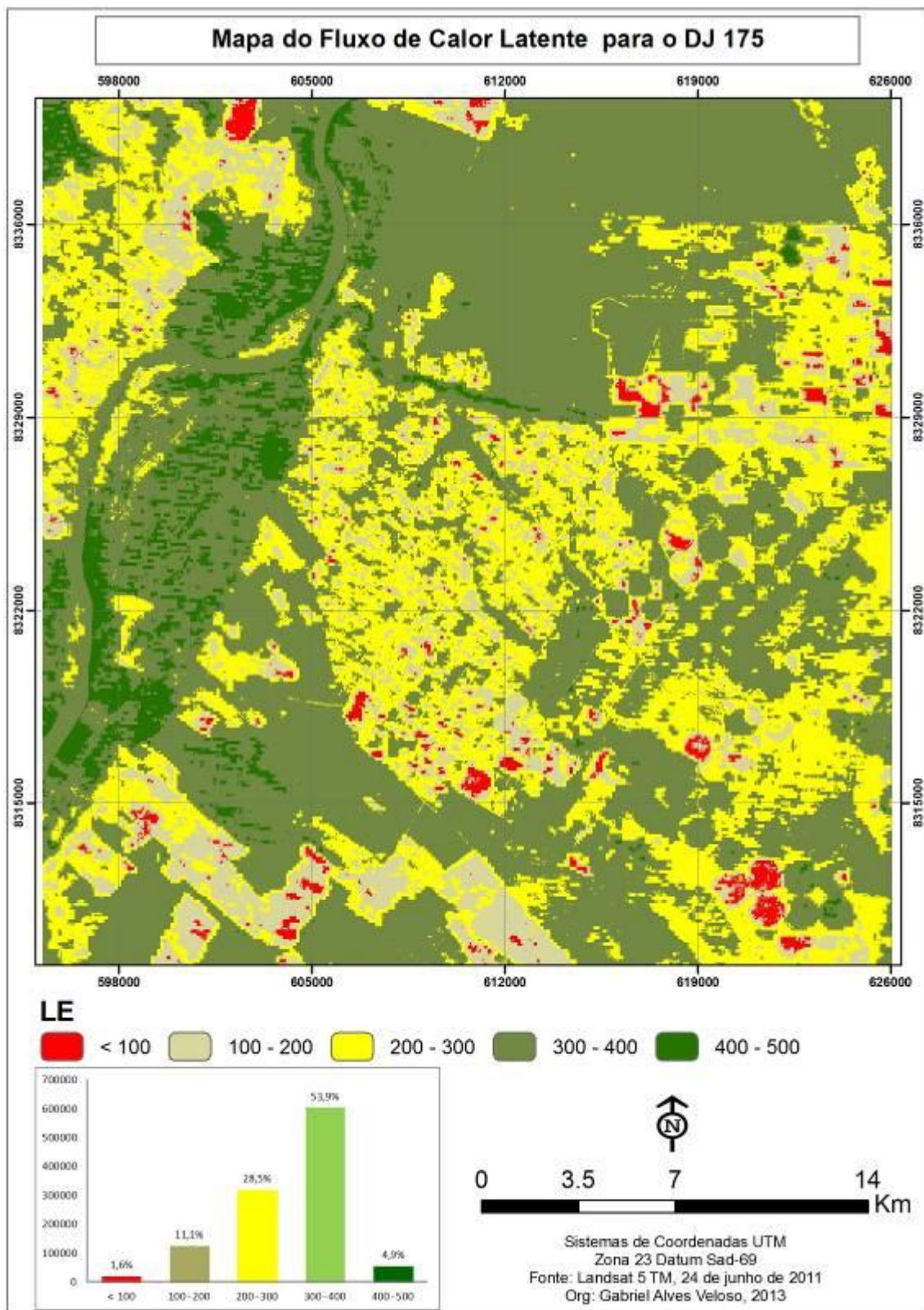


Figura 45 – Mapa de Fluxo de Calor Latente DJ 175

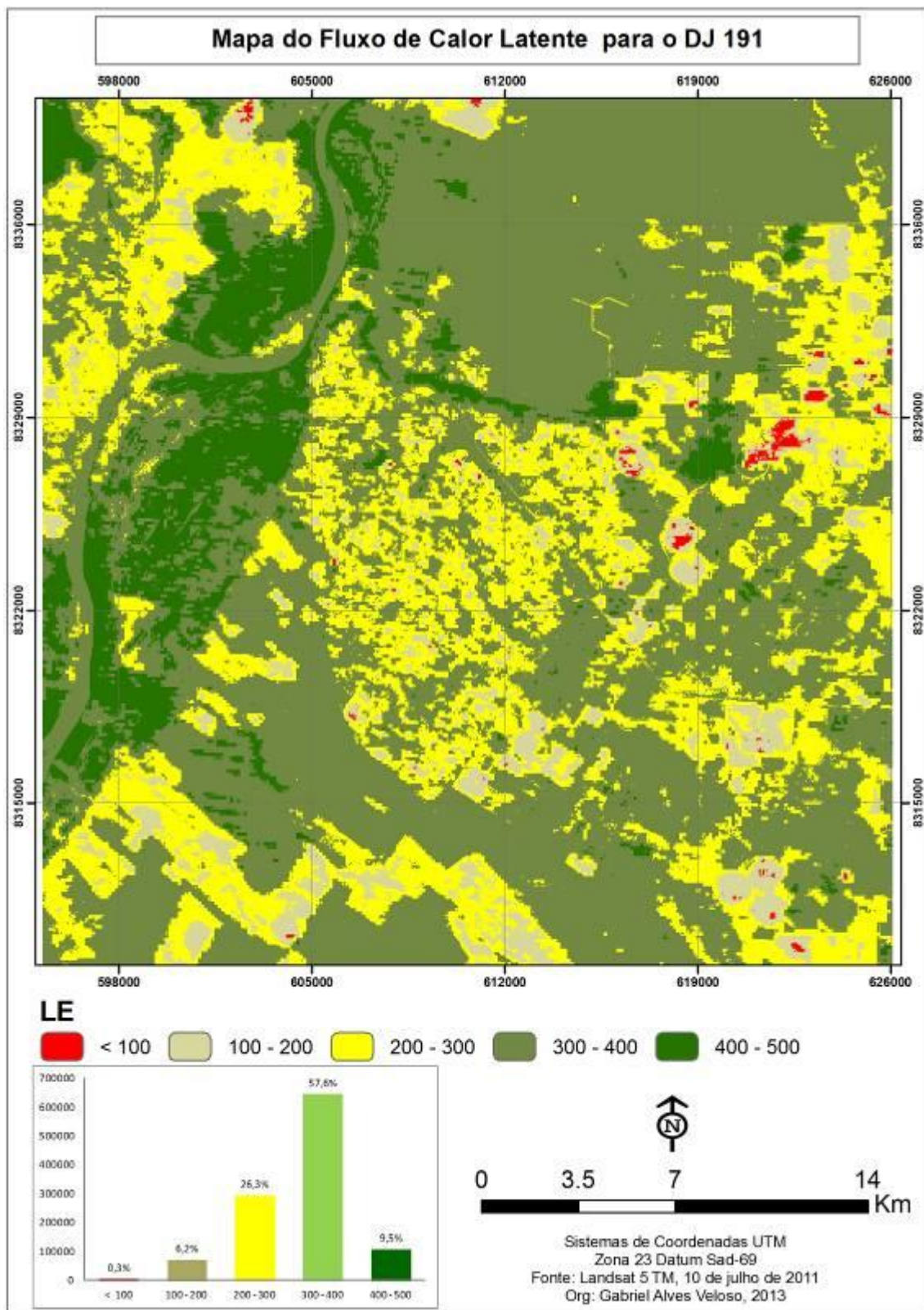


Figura 46 – Mapa de Fluxo de Calor Latente DJ 191

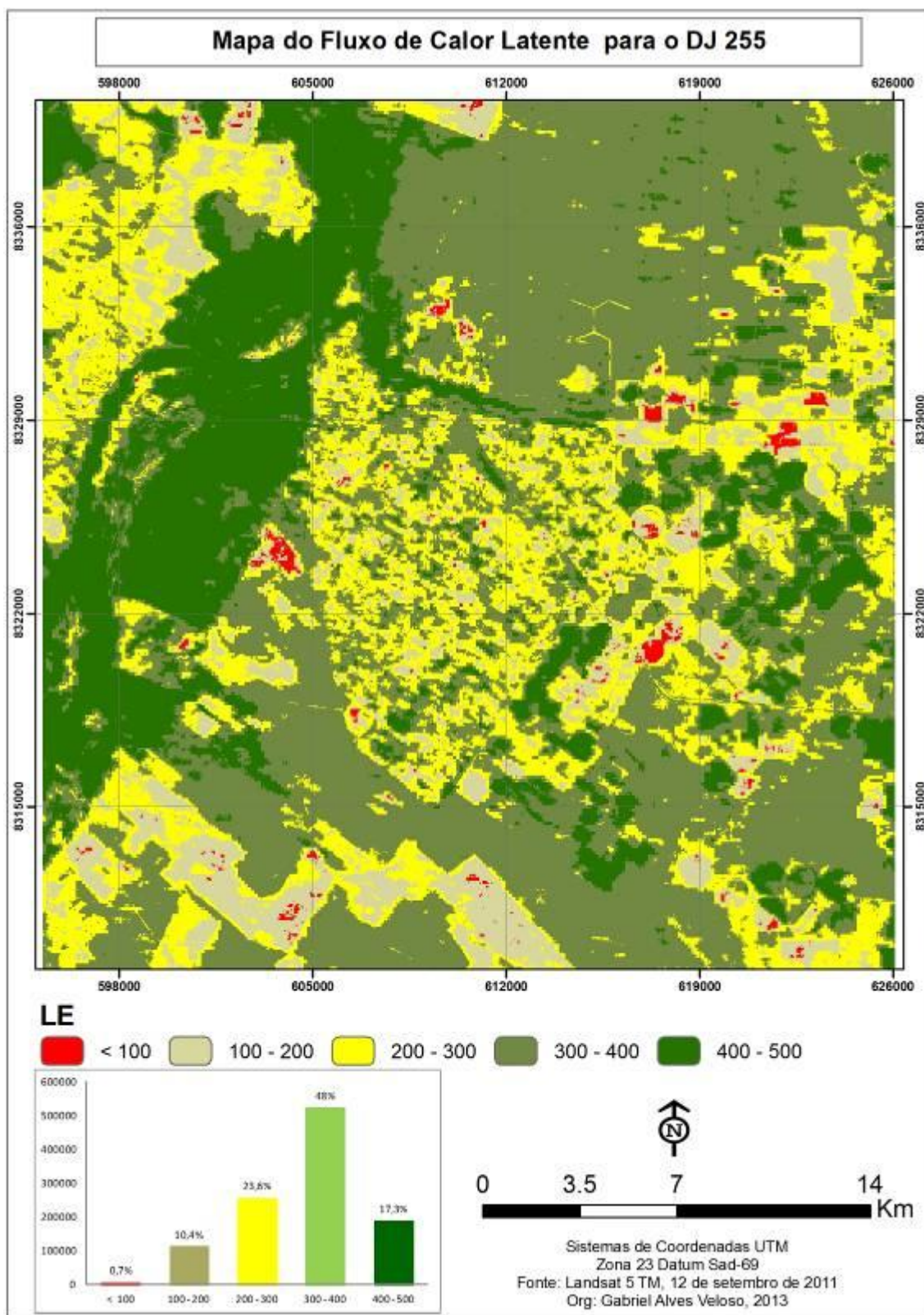


Figura 47 – Mapa de Fluxo de Calor Latente DJ 255

Na tabela 21 estão apresentados os valores estatísticos máximo, mínimo, médio e desvio padrão para uma análise mais detalhada dos valores de LE no período observado, sendo selecionadas as áreas de floresta estacional decidual, semidecidual,

cultivo irrigado e solo exposto, pastagem e vegetação rala na área de estudo. Os valores da área de floresta estacional decidual apresentaram variação média de 343,59 a 655,25  $\text{Wm}^{-2}$ , nos dias 175 (24 de junho) e 31 (31 de janeiro) respectivamente. Andrade (2008) encontrou valores de LE em áreas de vegetação nativa com variação de 400 a 900  $\text{Wm}^{-2}$ , nos anos de 2004 a 2007; já Bezerra (2006) encontrou valores de LE em áreas de vegetação nativa em torno de 350  $\text{Wm}^{-2}$ , sendo esse resultado semelhante aos deste trabalho. Nota-se que esta área de floresta estacional decidual apresenta variação nos valores de LE no decorrer do ano, com valores mínimos na ordem de 316,21  $\text{Wm}^{-2}$  para o dia 175; e máximo de 671,60  $\text{Wm}^{-2}$ , para o dia 31. Esse resultado pode estar associado à quantidade de radiação disponível nesses dias, sendo que o dia 31 teve maior incidência de radiação solar que o dia 175. Também pode está associado à mudança no regime hídrico entre essas duas datas, sendo que a primeira corresponde ao período chuvoso e a segunda, ao período seco.

**Tabela 21** - Resumo estatístico Fluxo de Calor no Latente (LE) das classes selecionadas

DJ	Parâmetros	FED	FESD	Área Irrigada	Solo exposto/ Pastagem /Vegetação rala
31	Mínimo	631,17	628,26	574,95	328,86
	Máximo	671,60	670,14	618,09	542,67
	Médio	655,25	652,14	593,88	441,30
	Desv. Padrão	8,44	6,60	9,34	39,43
111	Mínimo	494,07	503,80	442,81	272,30
	Máximo	549,73	557,73	495,82	410,31
	Médio	520,40	531,92	569,42	352,28
	Desv. Padrão	11,82	11,30	11,32	23,87
175	Mínimo	316,21	372,98	329,09	126,97
	Máximo	374,09	426,23	381,84	211,17
	Médio	343,59	401,46	359,50	131,86
	Desv. Padrão	11,27	11,20	12,61	15,44
191	Mínimo	329,45	385,24	329,75	165,05
	Máximo	380,25	435,60	376,91	237,79
	Médio	352,57	328,88	352,75	205,44
	Desv. Padrão	9,89	7,54	9,13	12,66
255	Mínimo	319,90	453,10	371,22	86,43
	Máximo	386,60	530,72	440,85	200,71
	Médio	356,84	498,37	402,54	146,69
	Desv. Padrão	12,78	16,80	13,32	20,66

A área de floresta estacional semidecidual apresentou o menor desvio padrão das classes analisadas, exceto no dia 255 que apresentou desvio padrão na ordem de 16,80, sendo menor somente que o da área de solo exposto, pastagem e vegetação rala. Esse resultado pode estar associado ao fato dessas áreas terem disponibilidade hídrica durante todo o ano, por estarem localizadas nas margens do Rio São Francisco, mantendo vegetação com capacidade de armazenar energia.

As áreas de cultivo irrigado apresentaram valores médios que ficaram em torno de  $352,75 \text{ Wm}^{-2}$  no dia 191 (10 de julho) e  $652,14 \text{ Wm}^{-2}$  no dia 31 (31 de janeiro). Bezerra (2006) encontrou valores médios em torno de  $550 \text{ Wm}^{-2}$  esse mesmo autor, em 2004, encontrou valores de LE em áreas de pivô central em torno de  $400 \text{ Wm}^{-2}$ , sendo esses resultados semelhantes aos desta pesquisa. Os valores de LE, para as áreas de solo exposto, pastagem e vegetação rala, foram os que mais oscilaram no período analisado, apresentando variação na ordem de 86,43 a  $542,67 \text{ Wm}^{-2}$ , nos dias 255 e 31 respectivamente. Esse resultado está associado à influência da sazonalidade climática, apresentando mudanças entre o período chuvoso e seco, sendo que no período chuvoso os valores LE se mantiveram elevados. No entanto, no decorrer do ano e com a escassez da chuva nota-se uma diminuição gradual desses valores.

#### **4.3.4 – Evapotranspiração real diária**

Os valores da evapotranspiração estão apresentados em valores diários em  $\text{mm.dia}^{-1}$  para os dias juliano 31 (31 de janeiro), 111 (21 de abril), 175 (24 de junho), 191 (10 de julho) e 255 (12 de setembro), os quais foram obtidos inicialmente de forma instantânea, no momento da passagem do satélite, e posteriormente integrada para o período de 24 horas, para todas as cenas de estudo, como explicado no procedimento metodológico. Uma das grandes vantagens em utilizar técnicas de sensoriamento remoto na estimativa da evapotranspiração é a análise da variação desse fenômeno, especialmente em grandes áreas, visto que a evapotranspiração varia no espaço devido às diferenças dos elementos que compõem a cena, bem como em virtude das variações dos componentes climáticos, variação temporal. Dessa forma, a determinação da evapotranspiração, levando-se em consideração sua variação espacial e temporal, vem ganhando cada vez mais importância, pois possibilita uma gestão mais eficiente dos recursos hídricos, seja de um perímetro irrigado ou de uma bacia hidrográfica.

Os dados complementares às imagens do Landsat 5 TM, utilizados no balanço de radiação e balanço de energia e estimativa da evapotranspiração com o SEBAL, estão descritos na tabela 22. Observa-se que nos dias com baixa nebulosidade a temperatura do ar variou entre 13,7 a 34,5 °C, enquanto a umidade relativa do ar variou em 16 a 95%. A velocidade média do vento apresentou variação em 0,67 a 2,32 m s<sup>-1</sup>; já a pressão atmosférica apresentou estabilidade, apresentando variação de 96,04 a 96,75 KPa. A radiação solar global diária manteve-se entre 14,68 a 30,45 MJ m<sup>-2</sup>.

Tabela 22 – Dados da estação meteorológica e dados complementares do SEBAL, Temperatura do ar máxima e mínima diárias (°C), Umidade relativa máxima e mínima (%), velocidade média do vento (vv m s<sup>-1</sup>) a 2 metros, pressão atmosférica média diária (p<sub>o</sub>, KPa), radiação solar global diária (R<sub>s24</sub>, MJ m<sup>-2</sup>) e radiação solar diária no topo da atmosférica (RsTOA, MJ m<sup>-2</sup>)

DJ	Tmax	Tmin	URmax	URmin	VV	p <sub>o</sub>	R <sub>s24</sub>	RsTOA
31	33,6	19	95	25	0,67	96,04	30,45	40,60
111	31,8	18,8	89	41	1,5	96,15	21,54	31,88
175	29,7	14,1	86	33	2,32	96,34	18,57	26,17
191	29,1	13,7	94	28	2,17	96,75	14,68	26,74
255	34,5	14,5	85	16	2,7	96,45	22,34	34,81

Nas figuras 48 a 52 estão apresentados os mapas da evapotranspiração, onde se apresentam classes com magnitude de 0 a 8 mm.dia<sup>-1</sup> nas áreas irrigadas do projeto Jaíba e áreas circunvizinhas. Na figura 48, que representa o dia 31, os valores de evapotranspiração de 0 a 2 mm.dia<sup>-1</sup>, na cor vermelha, correspondem a áreas de vegetação rala e solo exposto. Os valores de 2 a 4 mm.dia<sup>-1</sup>, na cor marrom, correspondem a áreas com presença de pasto e culturas em estágio inicial de desenvolvimento. O intervalo de 4 a 7 mm.dia<sup>-1</sup>, que engloba as classes na cor amarelo e verde claro, correspondem a áreas de cultivo irrigado, como também áreas com vegetação arbustiva e pastagem perene. Nota-se que áreas irrigadas, em sua maioria, apresentam valores menores que as áreas de vegetação nativa. As áreas com os valores mais elevados, de 7 a 8 mm.dia<sup>-1</sup>, estão representadas na imagem na cor verde escuro. Observa-se uma predominância desses valores agrupando-se, sobretudo, as áreas de floresta estacional decidual, semidecidual e algumas áreas de cultivo irrigado. Essa predominância dos valores mais elevados está associada ao período da imagem, sendo esse correspondente à estação chuvosa, na qual a vegetação está em pleno desenvolvimento, apresentando valores de NDVI, em sua maioria, na ordem de 0,58 a 0,87. Nessa mesma data há uma maior disponibilidade de radiação solar incidente,

como observado na tabela 22, apresentando valor de  $30,45 \text{ MJ m}^{-2}$ , sendo esse o maior valor dos dias estudados, impactando no valor de saldo de radiação na ordem de  $800 \text{ Wm}^{-2}$ ; e valores de albedo de superfície de 9 a 13% predominantemente.

Observa-se que os valores elevados de evapotranspiração estão diretamente relacionados à estação do ano, bem como à quantidade de energia disponível para o processo de evapotranspiração. Esse fato torna-se mais evidente quando são analisados os mapas nos dias seguintes, com uma diminuição gradual nos valores de evapotranspiração nos dias 111, 175 e 191, voltando a apresentar aumento no dia 255 (Tabela 23). Essa diminuição dos valores da evapotranspiração está associado à sazonalidade do clima local, sendo essa marcada pela mudança no regime hídrico entre a estação chuvosa para seca, bem como a diminuição da radiação solar incidente verificada nos dias 111, 175 e 191, voltando a apresentar aumento no dia 255. Esse fato foi constatado pelos dados da estação meteorológica, localizada no interior da área de estudo (Tabela 22), assim nos dados apresentados na tabela 23 e nas figuras 50 e 51 (dias 175 e 191) com os menores valores médios de evapotranspiração no período analisado, sendo que esse fato está relacionado à estação do ano, a qual corresponde ao período de estiagem, provocando mudanças na vegetação nativa, sobretudo nas áreas de floresta estacional decidual que perdem suas folhas durante esse período, diminuindo o processo de evapotranspiração.

Outro fator importante para esses dias (175 e 191) é a quantidade de radiação solar global disponível, apresentando valores na ordem de  $18,57 \text{ MJ m}^{-2}$  e  $14,68 \text{ MJ m}^{-2}$  respectivamente, demonstrando uma diminuição dos valores registrados nos dias 31 e 111. No dia 255 há um aumento nos valores da evapotranspiração em relação aos dias anteriores; esse fato está associado a uma maior incidência de radiação solar global, devido à mudança na estação do ano, sendo que essa corresponde ao início da primavera.

**Tabela 23** - Valores estatísticos de Evapotranspiração para os dias estudados

<b>DJ</b>	<b>Mínimo</b>	<b>Máximo</b>	<b>Média</b>	<b>Desvio Padrão</b>
<b>31</b>	0,1	8	6,85	1,1
<b>111</b>	0,01	5,7	4,0	0,7
<b>175</b>	0,003	4,4	2,6	0,6
<b>191</b>	0,003	3,5	2,2	0,4
<b>255</b>	0,01	5,9	3,4	0,8

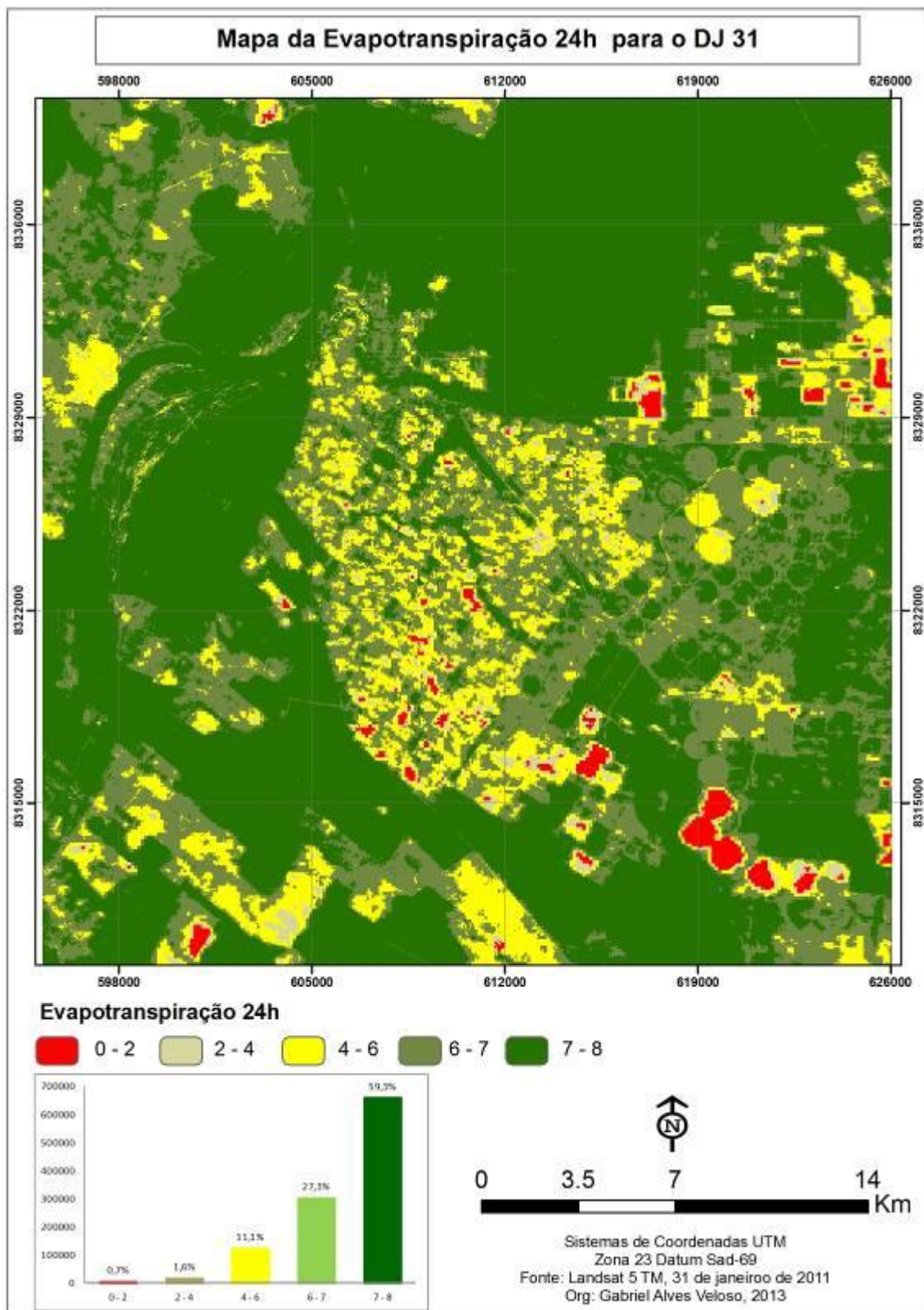


Figura 48 – Mapa de Evapotranspiração DJ 31

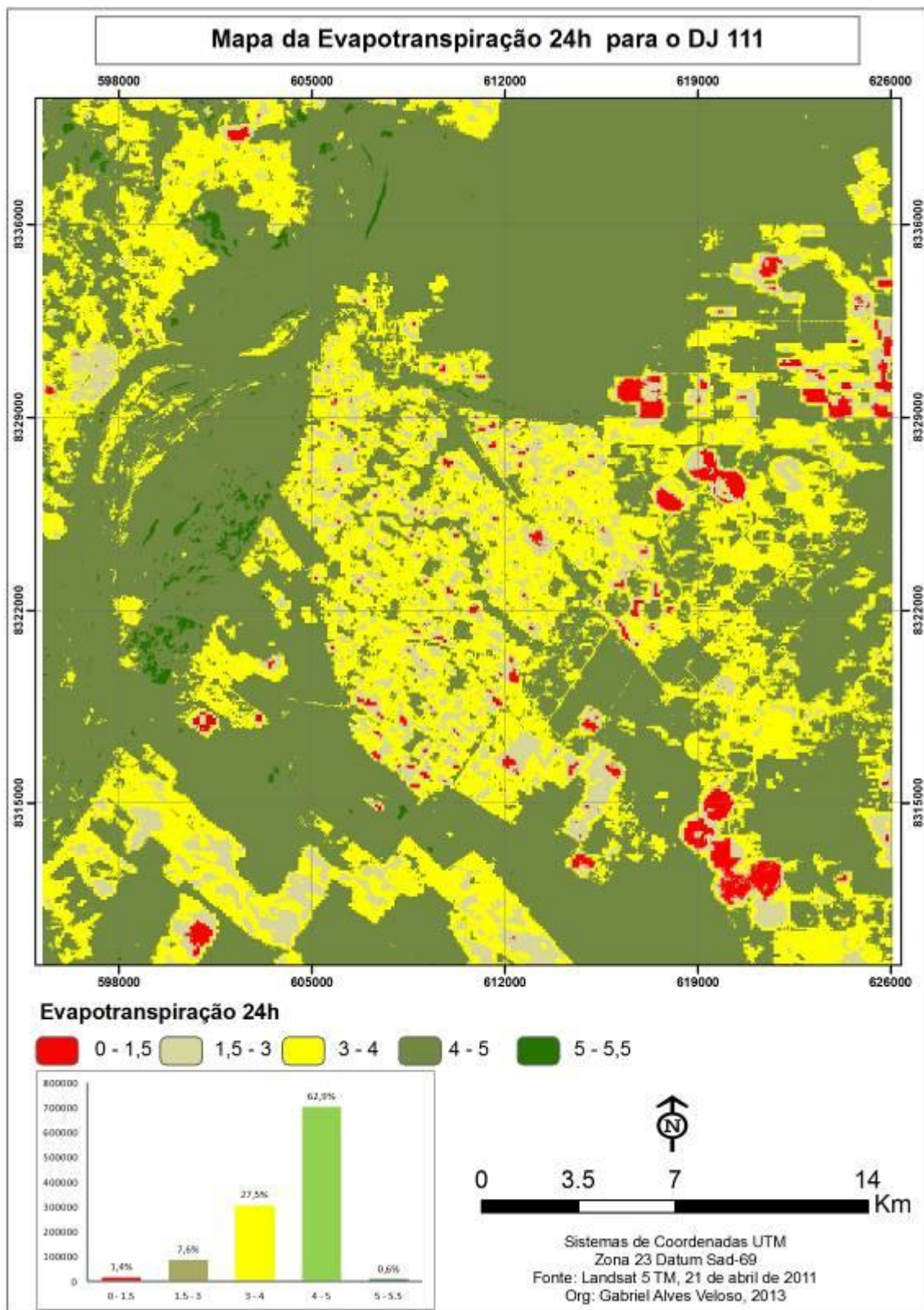


Figura 49 – Mapa de Evapotranspiração DJ 111

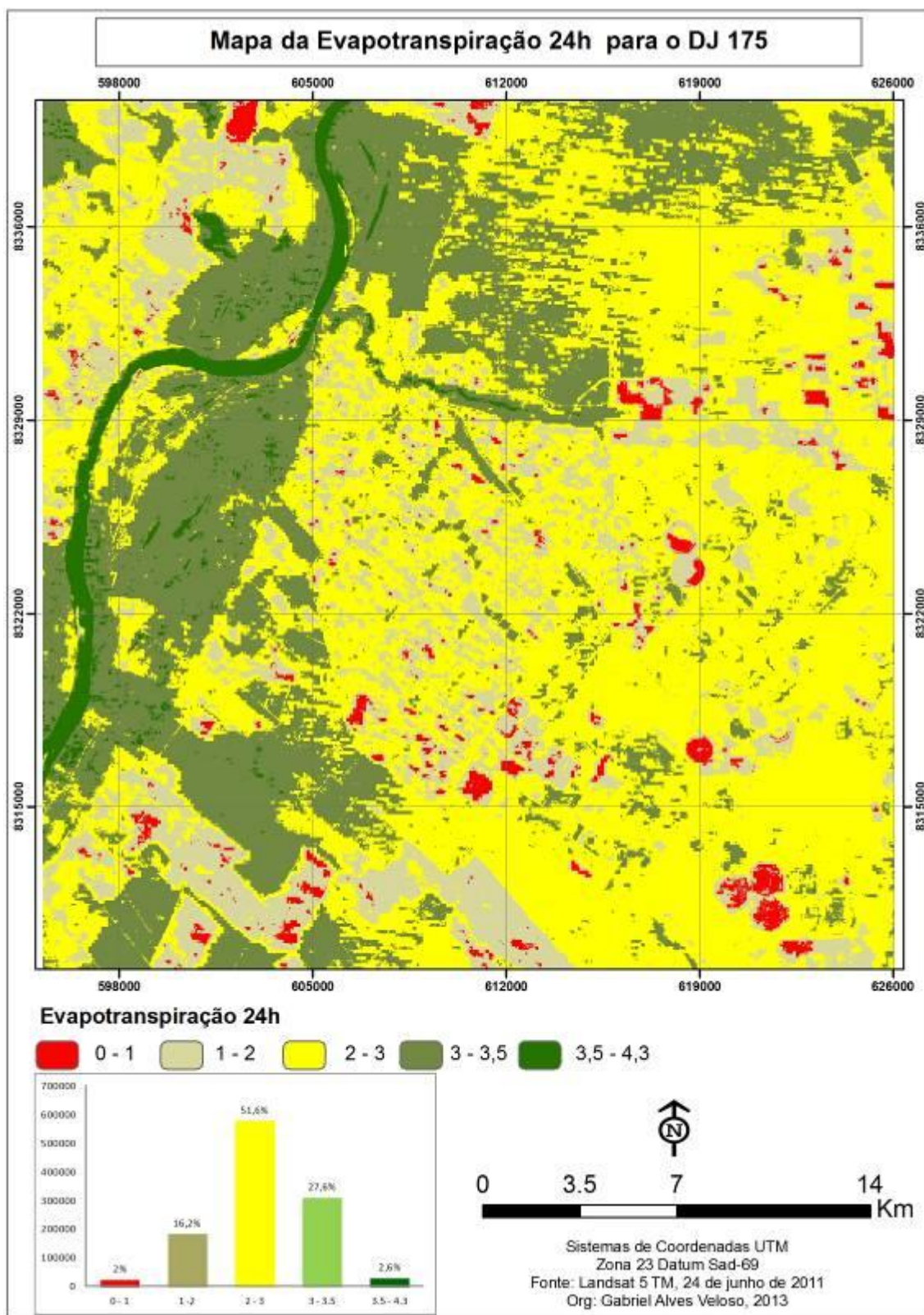


Figura 50 – Mapa de Evapotranspiração DJ 175

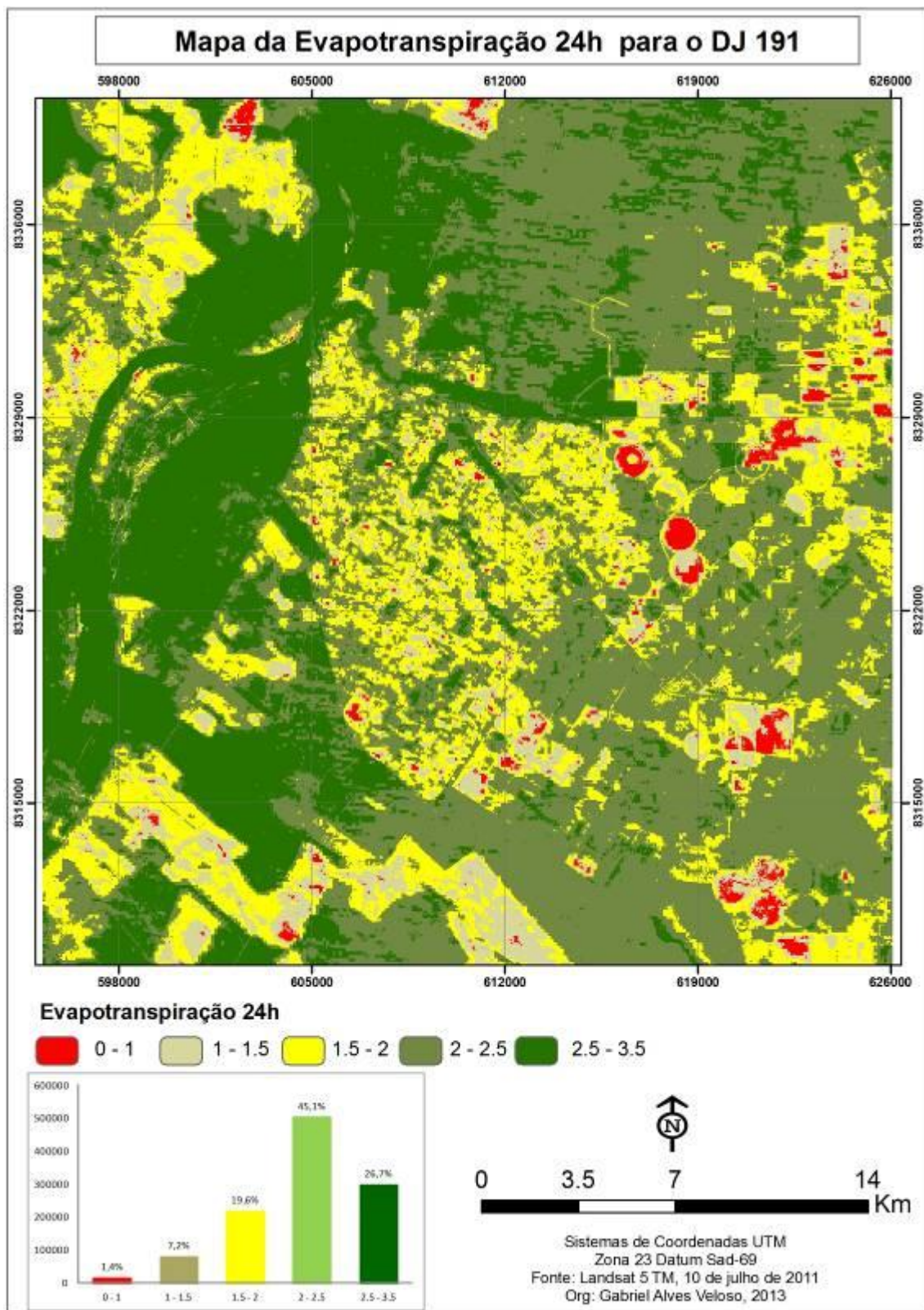


Figura 51 – Mapa de Evapotranspiração DJ 191

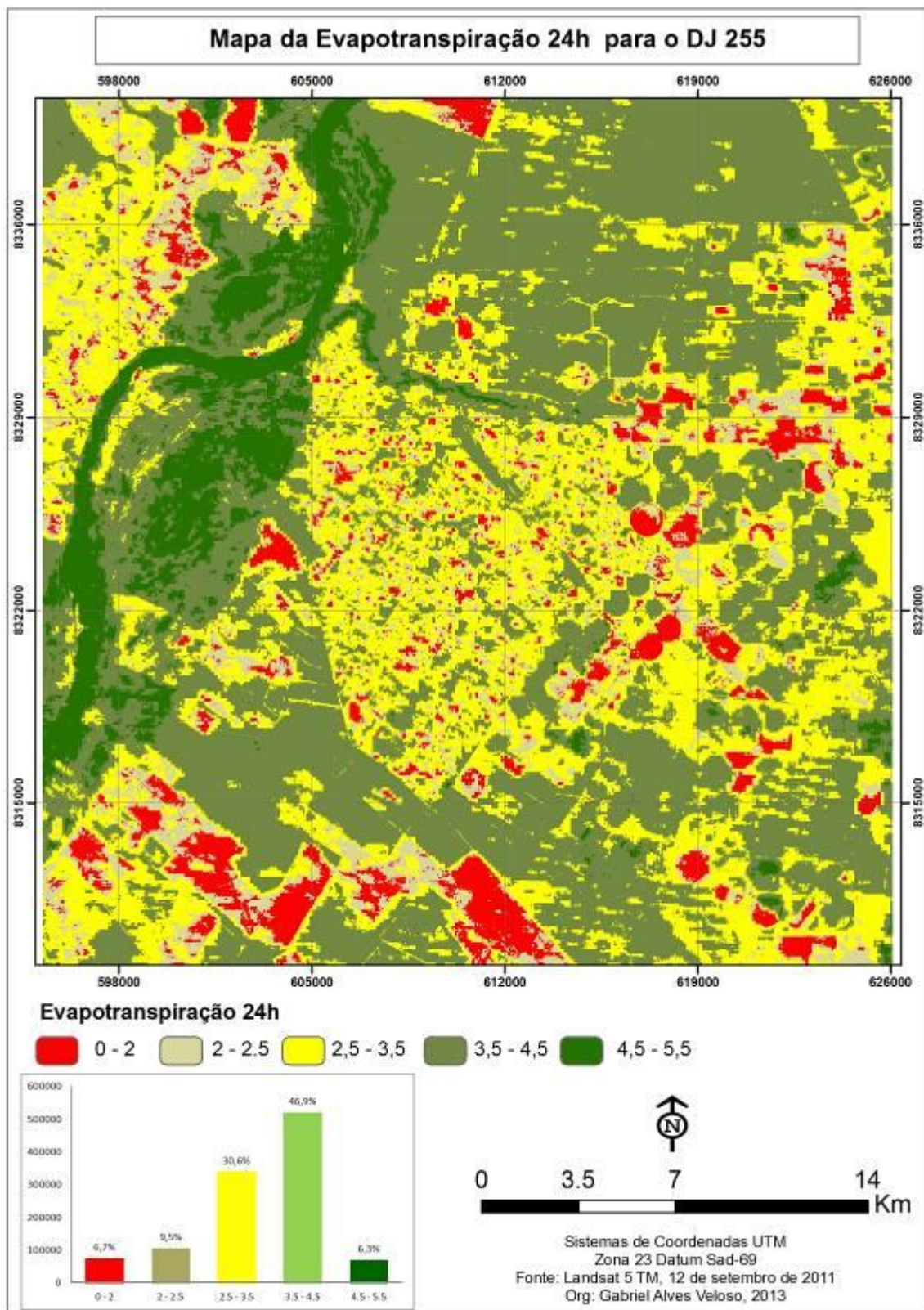


Figura 52 – Mapa de Evapotranspiração DJ 255

Para uma melhor análise do comportamento da evapotranspiração no período estudado, foram selecionadas as áreas floresta estacional decidual, floresta estacional semidecidual, agricultura irrigada e solo exposto, pastagem e vegetação rala para uma

avaliação mais detalhada. A tabela 24 apresenta os parâmetros estatístico mínimo, máximo, médio e desvio padrão para as áreas selecionadas.

Observando os valores das classes analisadas, notam-se valores baixos de desvio padrão para as cenas de estudo. As áreas de floresta estacional decidual e semidecidual tiveram variação semelhante de evapotranspiração no período analisado, apresentando variação nos valores médios em torno 2,40 mm.dia<sup>-1</sup> a 7,50 mm.dia<sup>-1</sup>, nos dias 191 e 31 respectivamente. Gomes (2009) encontrou valores de evapotranspiração no bioma cerrado na bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu, na região de Santa Rita do Passa Quatro – São Paulo, superiores a 7 mm.dia<sup>-1</sup>. Bezerra (2006), em estudo da evapotranspiração na região do Cariri Cearense, em áreas da Chapada do Araripe, encontrou valores na ordem de 4 mm.dia<sup>-1</sup> a 6 mm.dia<sup>-1</sup>. Nota-se que a áreas de vegetação natural apresentou instabilidade sazonal durante o período estudado, sendo esse fato ligado à sazonalidade climática da região.

**Tabela 24** - Resumo estatístico dos valores de Evapotranspiração das classes selecionadas

DJ	Parâmetros	FED	FESD	Área Irrigada	Solo exposto/ Pastagem /Vegetação rala
31	Mínimo	7,48	7,37	6,70	4,38
	Máximo	7,84	7,80	7,10	6,68
	Médio	7,68	7,61	6,87	5,62
	Desv. Padrão	0,06	0,07	0,08	0,44
111	Mínimo	4,35	4,36	3,74	2,45
	Máximo	4,75	4,82	4,12	3,77
	Médio	4,54	4,60	3,88	3,15
	Desv. Padrão	0,08	0,10	0,08	0,21
175	Mínimo	2,78	3,17	2,40	1,10
	Máximo	3,21	3,50	2,97	1,92
	Médio	2,99	3,33	2,79	1,50
	Desv. Padrão	0,08	0,07	0,11	0,14
191	Mínimo	2,31	2,57	1,94	1,08
	Máximo	2,61	2,85	2,36	1,69
	Médio	2,45	2,74	2,23	1,42
	Desv. Padrão	0,05	0,03	0,07	0,09
255	Mínimo	3,40	4,36	3,23	1,02
	Máximo	3,95	4,86	4,05	2,24
	Médio	3,71	4,66	3,72	1,66
	Desv. Padrão	0,10	0,09	0,14	0,21

A área de cultivo irrigado apresentou valores de evapotranspiração inferiores às áreas de vegetação nativa, com variação de  $1,94 \text{ mm.dia}^{-1}$  a  $6,70 \text{ mm.dia}^{-1}$  no período estudado. Essa oscilação nos valores de evapotranspiração pode ser explicada pela quantidade de energia disponível para o processo evaporativo, bem como a dinâmica de uso do solo em áreas irrigadas. Trezza (2006) obteve valores de evapotranspiração na ordem  $0,001 \text{ mm.dia}^{-1}$  a  $8,20 \text{ mm.dia}^{-1}$  em áreas agrícolas que abrangem o reservatório do Rio Guárico, localizado no Estado de Guárico, na Venezuela, sendo que nas áreas onde o arroz é o principal cultivo, apresentaram média de  $4,43 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Já Bastiaanssen e Badara (2001), em estudo da evapotranspiração pelo método SEBAL, obtiveram valores de  $2,9 \text{ mm.dia}^{-1}$ ,  $4,9 \text{ mm.dia}^{-1}$  e  $5,6 \text{ mm.dia}^{-1}$  em áreas agrícolas próximas ao reservatório de Kirimdi Oya, Siri Lank, nos dias 19/06/1995, 08/08/1996 e 16/02/1997 respectivamente.

As áreas de solo exposto, pastagem e vegetação rala apresentaram os menores valores de evapotranspiração, sendo de  $1,08 \text{ mm.dia}^{-1}$  a  $6,68 \text{ mm.dia}^{-1}$  nos dias 191 e 31 respectivamente. Nota-se um padrão nos maiores e menores valores de evapotranspiração no período de estudo, sendo esses relacionados com a sazonalidade climática e a quantidade de radiação solar global.

## Capítulo 5 – Considerações finais

A estimativa dos componentes do balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração no perímetro irrigado do Jaíba e áreas circunvizinhas, com o uso das imagens do satélite Landsat 5 TM e o algoritmo SEBAL, apresentaram boa concordância com os dados disponíveis na estação meteorológica, bem como com os valores encontrados na literatura. O mapeamento possibilita identificar padrões que diferenciam áreas irrigadas das não irrigadas, e também aponta diferenças nos elementos do balanço de radiação, balanço de energia e evapotranspiração no interior da cena de estudo, possibilitando uma maior compreensão da variação espacial desses elementos,.

Diante dos resultados obtidos na análise espacial e temporal dos componentes do balanço de radiação, o albedo de superfície apresentou variação no período analisado, no qual os efeitos da estação chuvosa causaram aumento do albedo de superfície nas águas do rio São Francisco, sendo estimado para os dias 31 e 111 na ordem de 9 a 13%. Este resultado está associado ao aumento da carga de sedimentos no rio São Francisco. Os resultados do albedo de vegetação nativa foi o que demonstrou maior variação, apresentando valores na ordem de 9 a 16%, sobretudo nas áreas de floresta estacional decidual. Este resultado pode estar associado à dinâmica que as estações imprimem na vegetação e na pastagem, sendo o dia 255 o que apresentou maior variação no período analisado - período correspondente ao de estiagem. Os valores nas áreas irrigadas e solo exposto correspondem a valores encontrados em outros estudos.

Os resultados dos índices de vegetação NDVI e IAF também apresentaram variação no período analisado. Estes resultados são explicados pela variação climática na região e deciduidade da vegetação nativa de floresta estacional decidual, pois esta tende a absorver menos radiação solar no período de seca (queda das folhas), aumentando sua reflectância na faixa do visível, e absorvendo mais na faixa do infravermelho. Dessa forma, a diferença da reflectância tende a decrescer quando a vegetação esta mais seca. O NDVI apresentou variação de 0,29 a 0,87 nos dias estudados, já o IAF apresentou valores máximos nas áreas de cultivo irrigado e valores mínimos em áreas de solo exposto e pastagem.

Os valores da temperatura de superfície nos dias 31 ao 255 apresentaram variação no período estudado, sendo esta variação relacionada com a mudança climática no decorrer do ano, provocando alterações nos elementos da superfície - sobretudo nas

áreas de floresta estacional decidual-, elevando os valores de temperatura nestas áreas. As áreas com menores valores de temperatura correspondem à agricultura irrigada (pivôs centrais), o espelho d'água, e à área de floresta estacional semidecidual localizada nas margens do rio São Francisco. Ademais da menor temperatura, as áreas irrigadas contribuem para o aumento do fluxo de vapor para a atmosfera.

Observando-se os mapas do saldo de radiação nota-se que a variação no período estudado está diretamente correlacionada com a quantidade de radiação global incidente. Tal variação é influenciada pelo tipo de superfície irradiada, sendo constatada uma nítida redução nos valores do saldo de radiação no período analisado.

Os componentes do balanço de energia Fluxo de calor no Solo (G), Fluxo de calor Sensível (H) e Fluxo de calor Latente (LE) demonstram que a sazonalidade da vegetação bem como disponibilidade de radiação solar incidente disponível influencia na variação dos componentes do balanço de energia. Os resultados encontrados neste trabalho dos componentes do balanço de energia são semelhantes aos encontrados na literatura.

A evapotranspiração real diária ou 24 horas apresentou variação de 0 a 8 mm.dia<sup>-1</sup> nas áreas irrigadas do projeto Jaíba e áreas circunvizinhas. As áreas de cultivo irrigado apresentaram valores inferiores das áreas de vegetação nativa, com variação na ordem de 1,94 a 6,70 mm.dia<sup>-1</sup> no período estudado. Esta variação pode ser explicada pela quantidade de energia disponível para o processo evaporativo, bem como a dinâmica de uso do solo das áreas irrigadas. As áreas de solo exposto, pastagem e vegetação rala apresentaram os menores valores de evapotranspiração nos dias estudados. Observou-se neste trabalho um padrão entre os maiores e menores valores de Evapotranspiração, sendo estes relacionados com a sazonalidade climática da região.

Dessa forma este trabalho evidência a importância do sensoriamento remoto e do algoritmo SEBAL em estudo da variabilidade dos componentes do balanço de radiação, energia e evapotranspiração em escala regional, sobretudo em áreas áridas e semiáridas, auxiliando na tomada de decisão para um uso dos recursos hídricos de formas mais eficiente.

## Referências

- ANDRADE, R. G. **Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana-de-açúcar**, 164p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola). Universidade Federal de Viçosa – MG, 164p., 2008.
- ASCE-EWRI - American Society of Civil Engineers - Environmental and Water Resources Institute. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE, 2005.
- ALLEN, R.G; TASUMI, M.; TREZZA, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – **Advanced Training and Users Manual** – Idaho Implementation, version 1.0, 2002
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W. G. M.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 395- 406 p., 2007
- ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.122, 97–106 p., 1996.
- ALLEN, R. G., TASUMI, M. AND TREZZA, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) **Advanced Training and Users Manual** – Idaho Implementation, version 1.0, 97 p., 2002.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W. G. M.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 395-406 p., 2007b.
- ATAIDE, K. R. DA P. Determinação do saldo de radiação em superfície com produtos do sensor MODIS. **Anais**, XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, Brasil, 21-26 abril 2007, INPE, p.5569-5577.
- ARAÚJO, A.F. **Aplicação de Metaheurísticas para a Solução do Problema de Programação de Horários de Irrigação**. Dissertação de Mestrado em Ciências da Computação. Viçosa – MG. Universidade Federal de Viçosa – UFV, 2010.
- BAPTISTA, G.M.M; CARVALHO, J.M; CAMACHO, R.G.V; BIAS, E.S; ZARA, L.F. Variação Sazonal da Vegetação e da Temperatura de Superfície em Mossoró, RN, por meio de dados ASTER. **Anais**, XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE, p.2843-2850.

BARROS, K. DE O., Índice de Aridez como Indicador da Susceptibilidade à Desertificação na Mesorregião Norte de Minas, 2010. **Monografia**. Belo Horizonte. Universidade Federal de Minas Gerais. 89p.

BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin. Turkey. Journal of Hydrology, v. 229, p.87-100, 2000.

BASTIAANSSEN, W.G.M.; BANDARA, K.M.P.S. **Evaporative depletion assessments for irrigated watersheds in Sri Lanka**. Irrigation Science, v. 21, p. 1- 15, 2001.

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

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

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

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

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

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

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

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

BEZERRA, M. V. C.; SILVA, B. B. DA; BEZERRA, B. G.; BORGES, V. P.; OLIVEIRA, A. S. **Evapotranspiração e coeficiente de cultura do algodoeiro irrigado a partir de imagens de sensores orbitais**. Revista Ciência Agronômica, v.43, n.1, p.64-71, 2012.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: Theory, History and Application**, 299 pg. D. Reidel, Hingham, Mass. 1982.

CARREIRE, M.B.F. **Estimativas de biomassa, do índice de área foliar e aplicação do sensoriamento remoto no monitoramento no estudo da cobertura vegetal em áreas de florestas ombrofila aberta e densa na Amazônia**. Tese de Doutorado, INPA/UFAM, Manaus, AM. 2009.

CODEVASF. **Plano de Controle Ambiental – PCA. Empreendimento: Projeto de Irrigação do Gorutuba**. Brasília-DF, 2007.

CUNHA, A.R; VOLPE, C.A; ESCOBEDO, J.F. Estimativa da Evapotranspiração de Referência pelo método Penman-Monteth (FAO-56) com Saldo de radiação medido por diferentes sensores. **Revista Agronomia Tropical (Maracay)**, v.58, p 81/84, 2008.

DANTAS, F.R.C; BRAGA, C.C; SOUZA, E.P; SILVA, S.T.A. Determinação do Albedo de Superfície a partir de dados AVHRR/NOAA e TM/Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.1, p.24-31, 2010.

DI PACE, F. T. Estimativa do Balanço de Radiação à Superfície Terrestre Utilizando Imagens TM - Landsat 5 e Modelo de Elevação Digital. 120f. Tese (**Doutorado em Recursos Naturais**). Programa de Pós-graduação em Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB. 2004.

DIJ – **Distrito de Irrigação Jaíba**: Disponível em <http://www.abanorte.com.br/abanorte/associoacoes-parceiras/dij-projeto-de-irrigacao-de-jaiba/>: Acessado em 2013

EMPRESA DE ASSISTÊNCIA TÉCNICA E EXTENSÃO RURAL DE MINAS GERAIS – EMATER-MG. **PDS (Plano de Desenvolvimento Sustentável) para a agricultura familiar do Projeto Jaíba Etapa I**. Jaíba, MG, 2005. 21 p.

FEITOSA, J. R. P. **Uso de técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat – TM e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de energia à superfície**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 145p., 2005.

FOLHES, M.T. **Modelagem da Evapotranspiração para a Gestão Hídrica de Perímetros Irrigados com Base em Sensoriamento Remoto**. 189f. Tese (Doutor em Sensoriamento Remoto). Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos – SP, 2007.

FREITAS *et al.* **Geologia e Hidrogeologia de Jaíba, Verdelândia e Varzelândia, Norte de Minas Gerais**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Geologia) Universidade Federal de Minas Gerais – MG, 2008.

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

KOBIYAMA, M.; CHAFFE, P.L.B. Water balance in Cubatão-Sul river catchment, Santa Catarina, Brazil. **Revista Ambiente e Água**, Taubaté, v. 3, p. 5-17, 2008.

GIONGO, P.R. **Estimativa do Balanço de Radiação com Técnicas de Sensoriamento Remoto e dados de Superfície**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola). Programa de Pós-Graduação da Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife – PB, 2008.

GOMES, H.B.; Balanço de Radiação e energia em Áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no estado de São Paulo mediante imagens orbitais. Universidade Federal de Campina Grande, 2009. **Tese de doutorado em Meteorologia**, p.108.

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

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

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

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Censo 2010**, disponível em: <http://www.ibge.gov.br>, acessado em: 21/02/2011.

IBGE. **Manual técnico de uso da terra**. Manuais técnicos em geociências, Rio de Janeiro, 2006. ISSN 0103-9598. 91 p.

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

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

LEITE, M.R. **Sensoriamento Remoto Aplicado a Análise Temporal da Relação Uso da Terra/ Temperatura e Albedo de Superfície na Bacia do Rio Vieira no Norte de Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado em Geografia – Uberlândia, MG. Universidade Federal de Uberlândia – UFU. 111p, 2011.

LEIVAS, J.F. **Uso de técnicas de sensoriamento remoto na estimativa do balance de radiação na superfície**. 107f. Tese. (Doutorado em Fitotecnia com ênfase em Agrometeorologia). UFRGS. Porto Alegre, 2008.

LIMA e SILVA, P. P; GUERRA, A. J. T.; DUTRA, L. E. D. **Subsídios para avaliação econômica de impactos ambientais**. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (Org.): Avaliação e perícia ambiental. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p. 217 – 261.

LIMA, E.P et all. **Estudo da evapotranspiração real diária utilizando imagem de satélite na bacia do rio Paracatu**. Anais II Seminário de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul: Recuperação de Áreas Degradadas, Serviços Ambientais e Sustentabilidade, Taubaté, Brasil, 09-11 dezembro 2009, IPABHi, p. 1-8.

Lillesand, T.M; Kiefer, R.W.; Chipman, J.W. **Remote sensing and image interpretation**. John Wiley & Sons, 2007. 756p.

MARKHAM, B. L., BARKER, J. L. Landsat MSS and TM post-calibration dynamic ranges, exoatmospheric reflectances and at-satellite temperatures, **EOSAT Landsat Technical Notes**, v. 1, p. 3-8, 1986.

MENEZES, S. J. M. da Costa. Evapotranspiração regional utilizando o SEBAL em condições de relevo montanhoso. Universidade Federal de Viçosa. **Dissertação de mestrado em engenharia agrícola**. Viçosa, 2006. p.84.

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.

MOREIRA, E. B. M., GALVÍNCIO, J. D. Análise multitemporal da ilha de calor urbana na cidade do Recife, através de imagens do Landsat TM-5. **Anais**, XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25 – 30 Abril 2009, INPE, p. 1441 – 1448.

MORENO, C. S. Observações sobre a evolução socioeconômica do Norte de Minas no período 1990-2000. **Monografia de graduação**. Universidade Estadual de Montes Claros - Unimontes : Montes Claros, 2003.

MOURA, A. R. **Estimativa da Evapotranspiração de Referência em bacia experimental na região Nordeste**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil – Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos pela Universidade Federal de Pernambuco – UFPE, Recife – PE, 115p., 2009.

NOVO, E.M.L. de M.: **Sensoriamento Remoto; Princípios e Aplicações**. 3ª ed., São Paulo: Edgard Blucher LTDA, 2008.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; MACHADO, C. C. C.; OLIVEIRA, T. H.; SILVA, B. B. da; GALVÍNCIO, J. D. **Diagnóstico do albedo de superfície e índice de área foliar na bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE**. In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2011.

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

PAIVA, C. M., Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR, Rio de Janeiro, 248f, Dissertação (**Doutorado em Engenharia Civil**) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005.

PAZ, V. P. S.; TEODORO, R. E. F.; MENDONÇA, F. C. **Recursos hídricos, agricultura irrigada e meio ambiente**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, v. 4, n. 3, p. 465-473, 2000.

PEREIRA, A.R; VILLA NOVA, N.A; Sedyama, G.C. **Evapo(trans)piração**. Piracicaba: FEALQ, 183p., 1997.

PEREIRA A. B. VRISMAN A. L. GALVANI E. Estimativa da Radiação Solar Global Diária em Função do Potencial de Energia Solar na Superfície do Solo. **Scientia Agrícola**, v.59, n.2, p.211-216, abr/jun. 2002

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

PNUMA. **Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente**. 2005. Disponível em <<http://www.brasilpnuma.org.br>>. Acesso em 10 de abril. de 2013.

QUERINO, C. A. S. et al. Avaliação e comparação de Radiação solar Global e albedo com ângulo zênital na região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. Rio de Janeiro, v.21, n.3a. p.42-49, 2006.

SILVA, A.C; **DILEMAS DA AGRICULTURA FAMILIAR IRRIGADA NO PROJETO JAÍBA, MG**. Dissertação, Universidade Federal de Viçosa – MG, 2006.

SÁNCHEZ, J. M.; SACAVONE, G.; CASELLES, V.; Valor, E.; COPERTINO, V. A. TELESKA, V. **Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: application to the Basilicata region**. Journal of Hydrology. Elsevier, 351, p.58–70, 2008.

SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. A. determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens LANDSAT 5-TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.13, n.2, p.201-211, 2005.

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

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

SILVA, B. B; MENDONÇA, R. R. O.; SILVA, S. T. A; FERREIRA, R.C. . Mapeamento do albedo de áreas heterogêneas do Estado da Ceará com imagens TM - Landsat 5. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 25, p. 33-52, 2008.

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

SILVA, A.C. **Dilemas da Agricultura Familiar Irrigada no Projeto Jaíba**, MG. Dissertação de Mestrado – Viçosa Minas Gerais. Universidade Federal de Viçosa - UFV 2006.

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

SILVA, B. B. da. **Apostila do mini-curso de Determinação da Evapotranspiração com imagens Landsat 5-TM e SEBAL**. UFCG / UFPE. 21p., 2011.

REZENDE, J.F.R. **Gestão de Informações utilizando a Tecnologia de Geoprocessamento para o Projeto Jaíba – Etapa II**. Trabalho de conclusão de curso (Especialista em Geoprocessamento). Universidade Federal de Minas Gerais – MG, 2002.

ROSA, R. **Introdução ao sensoriamento remoto**, 5ª ed. Uberlândia: UFU, 2003.

RURALMINAS. **PROJETO JAÍBA ETAPA II. LICITAÇÃO DE LOTES AGRÍCOLAS**. Belo Horizonte – MG, 2012.

THAME, A. C. M. *et all*. **A cobrança pelo uso da água**. São Paulo: Ed. Instituto de Qualificação e Editoração Ltda. 2000.

TREZZA, R. **Evapotranspiration from a remote sensing for water a management in an irrigation system in Venezuela**. Interciencia, v. 31, n.6, p.417-423, 2006.

TUBELIS, A. E NASCIMENTO, F.J.L. do. **Meteorologia Descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras** / Antônio Tubelis, Fernando José Lino do Nascimento. – São Paulo: Nobel, 1980. p. - 374.

TUNDISI, J. G. **Água no século XXI: enfrentando a escassez**.- 2ª ed.- São Carlos: Rima, 2005.

ULIANA, E.M.; SILVA, J.G.F.; MARTINS, C.A.S. Estimativa da evapotranspiração potencial da inter bacia do rio Piraque-Açu. In: XVII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. Guarapari, ES. **Anais**. 2011.

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

VILAÇA, M. F.; GOMES, I.; MACHADO, M. L.; VIEIRA, E. M.; SIMÃO, M. L. R. **Bacia hidrográfica como unidade de planejamento e gestão: o estudo de caso da bacia do ribeirão Conquista no município de Itaguara- MG**. In: XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Viçosa, 2009.

VELOSO, G.A, ROSA.R. **Avaliação do Albedo de Superfície Utilizando Imagens do Satélite Landsat 5 TM e o algoritmo SEBAL**. In: Simpósio Brasileiro de

Sensoriamento Remoto - SBSR, 2013, Foz do Iguaçu. Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, 2013. p. 8098-8105.

Waterloo, M.J. (1994). **Water and nutrient dynamics of Pinus caribaea plantation forests on former grassland soils in SW Viti Levu**, Fiji., June, Ph.D. thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, The Netherlands, 478 p.