**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por
meio de técnicas de sensoriamento remoto**

Pedro Rogerio Giongo

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em
Ciências. Área de concentração: Irrigação e Drenagem

**Piracicaba
2011**

Pedro Rogerio Giongo
Engenheiro Agrônomo

Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por meio de técnicas de sensoriamento remoto

Orientador:
Prof. Dr. **CARLOS ALBERTO VETTORAZZI**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor em Ciências. Área de concentração: Irrigação e Drenagem

Piracicaba
2011

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - ESALQ/USP**

Giongo, Pedro Rogerio

Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por meio de técnicas de sensoriamento remoto / Pedro Rogerio Giongo. - - Piracicaba, 2011.
122 p. : il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2011.

1. Bacia hidrográfica 2. Balanço de energia 3. Evapotranspiração - Modelos 4. Mapa meteorológico 5. Rio Corumbataí 6. Sensoriamento remoto I. Título

CDD 551.483
G496m

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor"

A minha família...

Aos meus pais Ademar e Lorena Giongo, por sempre acreditar e me apoiar, incentivar, educar, e oferecer um amor incondicional, ensinar e aconselhar.

Aos meus irmãos Cleiton Giongo, Leandro Giongo, Gilberto Junior Giongo e Edson José Giongo. A minha cunhada Silvana S. Giongo e a Julia Caroline Giongo minha sobrinha.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Deus pela vida.

Aos meus pais, Ademar e Lorena, meus irmãos Edson, Gilberto, Leandro e Cleiton, por sempre acreditar no trabalho que realizei, pela força e alegria, palavra de incentivo oferecido em cada momento de minha formação.

Ao professor orientador, Dr. Carlos Alberto Vettorazzi, pelas contribuições de orientação e revisão deste trabalho, confiança e amizade, pelo incentivo e ajuda em todos os momentos.

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” (ESALQ), Universidade de São Paulo (USP), através do Departamento de Engenharia de Biosistemas e do Programa de Pós-graduação em Engenharia de Sistemas Agrícolas, pela oportunidade de realização desta tese e disponibilização da estrutura física para estudos.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pela concessão da bolsa de estudos.

Aos professores da Área de Topografia e Geoprocessamento, do LEB: Rubens Angulo Filho, Peterson Ricardo Fiorio, Valdemar Antonio Demétrio, e à secretária Lúcia Monteiro, aos funcionários Hamilton Orsini e Jesuino Ferrari, pelos ensinamentos, amizade e convívio.

À minha namorada Angelina Maria Marcomini, pelo apoio e ajuda concedida, e pelos momentos felizes que passamos.

Aos colegas de sala do setor de Topografia e Geoprocessamento, Rafael Mingoti, Rochane Caram, Carlos Padovani, Viviane Vidal, Juliano Araujo, pelo suporte na realização desta tese, pela amizade e pelos momentos de descontração que tivemos.

Aos amigos de convívio de casa em Piracicaba: Magnus D. Deon, Rafael M. Pitta e Alex Sandro Poltronieri, também ao amigo Sergio R. R. Medeiros, pelo bom convívio, conversas, discussões, companheirismo e momentos de alegria.

A todos os amigos de convivência neste período, em especial aos alunos e professores do antigo programa de Pós-graduação de Irrigação e Drenagem, as festas e momentos de estudos, ajuda, incentivos e alegrias no futebol da irrigação.

A todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para realização do doutorado e da tese aqui apresentada.

Não importa onde você parou,
em que momento da vida você cansou,
o que importa é que sempre é possível
e necessário "Recomeçar".
Recomeçar é dar uma nova
chance a si mesmo.
É renovar as esperanças na vida
e o mais importante:
Acreditar em Você de Novo...

(Ayrton Sena)

SUMÁRIO

RESUMO.....	11
ABSTRACT	13
LISTA DE FIGURAS	15
LISTA DE TABELAS	19
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	21
LISTA DE SÍMBOLOS	23
1 INTRODUÇÃO	25
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
2.1 Evapotranspiração	27
2.2 Sensoriamento remoto	30
2.3 O algoritmo METRIC	30
3 MATERIAL E MÉTODOS	32
3.1 Base de dados	35
3.1.1 Imagens de satélite	35
3.1.2 Modelo numérico do terreno.....	35
3.1.3 Dados vetoriais da bacia	36
3.1.4 Dados da estação agrometeorológica	36
3.2 Área de estudo	36
3.3 Relevo	39
3.4 Clima da região	40
3.5 Uso e cobertura do solo	41
3.6 Procedimentos do algoritmo	43
3.6.1 Calibração radiométrica	43
3.6.2 Reflectância monocromática	44
3.6.3 Albedo da superfície	46
3.6.4 Índices de vegetação	50
3.6.5 Emissividades	52
3.6.6 Temperatura da superfície	52
3.6.7 Radiação de onda longa emitida	53
3.6.8 Radiação de onda curta incidente	53

3.6.9 Radiação de onda longa incidente	54
3.6.10 Saldo de radiação	54
3.6.11 Fluxo de calor no solo	54
3.6.12 Fluxo de calor sensível	55
3.6.13 Fluxo de calor latente	62
3.6.14 Evapotranspiração real horária	62
3.6.15 Evapotranspiração real diária	62
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	65
4.1 Albedo (α)	65
4.2 Índice de vegetação (NDVI)	71
4.3 Temperatura da superfície (T_s)	77
4.4 Saldo de radiação (R_n)	83
4.5 Fluxo de calor no solo (G)	90
4.6 Fluxo de calor latente (LE)	94
4.7 Fluxo de calor sensível (H)	97
4.8 Evapotranspiração diária (ET_o)	99
5 CONCLUSÕES	111
REFERÊNCIAS	113

RESUMO

Mapeamento do balanço de energia e evapotranspiração diária por meio de técnicas de sensoriamento remoto

A presente pesquisa teve por objetivo estimar os componentes do balanço de energia (BE) e a evapotranspiração real diária (ET_o), através de imagens TM/Landsat-5 e dados complementares disponíveis em estação meteorológica localizada na região de estudo. A área estudada foi a Bacia do Rio Corumbataí, localizada na região centro-leste do Estado de São Paulo. A bacia apresenta um maior percentual de cobertura por cana-de-açúcar e pastagem, além de eucalipto e outros tipos de cobertura de menor abrangência. Foram utilizadas dez imagens obtidas em 01 de fevereiro de 2009 (DS 32), 04 de fevereiro de 2010 (DS 35), 22 de abril de 2009 (DS 112), 24 de maio de 2009 (DS 144), 12 de junho de 2010 (DS 163), 08 de julho de 2008 (DS 189), 30 de julho de 2010 (211), 31 de agosto de 2010 (DS 243), 13 de setembro de 2009 (DS 256) e 31 de outubro de 2009 (304). Também foi utilizado o Modelo Numérico do Terreno (MNT), para considerar a inclinação e sentido de declive do terreno. Os componentes instantâneos do BE e a ET_o foram estimados através da aplicação do *Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration* (METRIC) (ALLEN et al., 2005). O METRIC é constituído de várias etapas, que incluem calibração radiométrica, cômputo da refletividade e albedo, índices de vegetação e emissividade, baseados nas bandas refletivas do TM/Landsat, além da temperatura da superfície. Para obtenção do saldo de radiação (R_n) foram utilizados dados da estação agrometeorológica localizada na bacia, de propriedade da USP/ESALQ, destinados às estimativas da radiação solar incidente e radiação de onda longa atmosférica. O cerne do METRIC, no entanto, é a determinação das densidades de fluxo de calor sensível (H). O R_n instantâneo apresentou valores entre 150 a 600 W.m⁻², para os DS 189 e 32, respectivamente. A densidade de fluxo de calor no solo (G), que foi obtido em função de R_n, temperatura da superfície, albedo, NDVI e parametrização proposta por Bastiaanssen (2000), apresentou registros entre 5 a 110 W.m⁻² nos DS 163 e 304, respectivamente. A densidade de fluxo de calor sensível (H) apresentou registros de 5 a 28 W.m⁻² nos DS 112 e 304, respectivamente. A densidade de fluxo de calor latente (LE), calculado como resíduo da equação do balanço de energia, apresentou valores de 80 a 520 W.m⁻², nos DS 163 e 35, respectivamente. A ET_o diária apresentou valores entre 0,8 a 8,0 mm.dia⁻¹, para os DS 163 e 32, respectivamente. Para validação dos resultados foram considerados dados de uma estação meteorológica de superfície, localizada nas dependências da USP/ESALQ, onde os valores de R_n obtidos com o modelo METRIC foram subestimados entre 2% e 11%, aproximadamente. O uso de imagens TM/LANDSAT-5, com o modelo METRIC e o MNT, permite identificar a variabilidade espacial e temporal, no mapeamento do saldo de radiação, fluxos de calor sensível, calor latente, calor no solo e evapotranspiração real diária na Bacia do Rio Corumbataí-SP.

Palavras-chave: Bacia hidrográfica; METRIC; Modelo Numérico do Terreno; LANDSAT

ABSTRACT

Mapping of the energy balance and daily evapotranspiration through remote sensing techniques

The main objective of the present research was to assess the energy balance (BE) and daily evapotranspiration (ET_o) using TM/Landsat-5 images and meteorological data observed in the study area. This research was carried on in the Corumbataí River watershed, located in the central-eastern region of the State of São Paulo. The watershed is covered mostly by sugar-cane and pasture, and also eucalipt and other covers of lesser occupation. Ten images obtained on February 01st, 2009 (DS 32), February 04th, 2010 (DS 35), April 22nd, 2009 (DS 112), May 24th, 2009 (DS 144), June 12nd, 2010 (DS 163), July 08th, 2008 (DS 189), July 30th, 2010 (211), August 31st, 2010 (DS 243), September 13rd, 2009 (DS 256) and October 31st, 2009 (DS 304) had been used. Also the Numerical Terrain Model (MNT) was used to consider the terrain inclination and slope. The instantaneous components of the BE and the ET_o had been estimated through the application of the *Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration* (METRIC) (ALLEN et al., 2005). The METRIC is comprised by several steps, including radiometric calibration, computation of the reflectivity and albedo, atmospheric correction of the albedo, vegetation indices and emissivity for each individual pixel, based on reflective bands of TM/Landsat, and land surface temperature. In order to obtain the net radiation (R_n), data from the agrometeorological station, in the same watershed, and in the area of USP/ESALQ, were used, to be employed in the estimation of the incident solar radiation and radiation of atmospheric long wave. The core part of METRIC, however, is the determination of the densities of the sensible heat (H) flow. The instantaneous R_n presented values between 150 the 600 W.m⁻², for DS 189 and 32, respectively. The density of heat flow on the ground (G), that was gotten in function of R_n, surface temperature, albedo, NDVI and parameterization proposed by Bastiaanssen (2000), presented registers between 5 the 110 W.m⁻² in DS 163 and 304, respectively. The density of sensible heat (H) flow presented values from 5 to 28 W.m⁻² in DS 112 and 304, respectively. The density of latent heat (LE) flow, calculated as the residue of the equation of the energy balance, presented values from 80 to 520 W.m⁻², in DS 163 and 35, respectively. The daily ET_o presented values between 0,8 and 8,0 mm.dia⁻¹, for DS 163 and 32, respectively. For validation of the results, data of a surface meteorological station, at USP/ESALQ, were used, where the values of R_n obtained through the METRIC model were underestimated, between 2% and 11%, approximately. The use of TM/LANDSAT-5 images, together with the METRIC model and the MNT, allows to identify the space and time variability, in the mapping of the radiation balance, flows of sensible heat, latent heat, heat in the land and daily real evapotranspiration in the Corumbataí River watershed.

Keywords: Watershed; METRIC; Numerical Terrain Model; LANDSAT

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Bacia do Rio Corumbataí, SP, em imagem TM/Landsat-5, composição colorida RGB-432, de 08 de julho de 2008, com a localização dos alvos estudados e da estação agrometeorológica.	37
Figura 2 - Divisão em sub-bacias (a) e municípios (b) da Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí.	39
Figura 3 - Classes de declividade, em porcentagem, na Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí.	40
Figura 4 - Uso e cobertura do solo da Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí (2003)...	42
Figura 5 - Fluxograma do modelo METRIC.	43
Figura 6 - Imagens de albedo nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí- SP.	65
Figura 7 - Histograma de frequência das imagens de albedo da superfície dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí.	66
Figura 8 - Valores de albedo dos pixels nas áreas recortadas de cana-de-açúcar (A), lago (B), eucalipto (C) e pasto (D) na Bacia do Rio Corumbataí.	70
Figura 9 - Imagens de NDVI nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí.	73
Figura 10 - Histograma de frequência das imagens de NDVI dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí.	74
Figura 11 - Valores de NDVI dos pixels nas áreas recortadas de cana-de-açúcar (A), eucalipto (B), e pasto (C) na Bacia do Rio Corumbataí.	75
Figura 12 - Imagens de temperatura da superfície (°C) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí.	77
Figura 13 - Histograma de frequência das imagens de temperatura da superfície dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí.	79
Figura 14 - Valores de temperatura de superfície dos pixels nas áreas recortadas de cana-de-açúcar (A), lago (B), eucalipto (C) e pasto (D) na Bacia do Rio Corumbataí.	82

Figura 15 - Imagens de saldo de radiação ($W m^{-2}$) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí.	84
Figura 16 - Histograma de frequência das imagens de saldo de radiação dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí.	86
Figura 17 - Valores de saldo de radiação dos pixels nas áreas recortadas de cana-de-açúcar (A), lago (B), eucalipto (C) e pasto (D) na Bacia do Rio Corumbataí.	88
Figura 18 - Imagens de fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí.	91
Figura 19 - Histograma de frequência das imagens de fluxo de calor do solo dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí.	93
Figura 20 - Imagens de fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí.	95
Figura 21 - Histograma de frequência das imagens de fluxo de calor latente dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí.	96
Figura 22 - Imagens de fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí.	98
Figura 23 - Histograma de frequência das imagens de fluxo de calor sensível dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí..	99
Figura 24 - Imagens de evapotranspiração diária ($mm dia^{-1}$) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí.	100
Figura 25 - Histograma de frequência das imagens de evapotranspiração dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí.	101
Figura 26 - Valores de evapotranspiração diária dos pixels nas áreas recortadas de cana-de-açúcar (A), lago (B), eucalipto (C) e pasto (D) na Bacia do Rio Corumbataí.	102
Figura 27 - Resumo gráfico do balanço hídrico realizado pelo método de Thornthwaite em períodos de cinco dias com dados da estação agrometeorológica da ESALQ/USP, em Piracicaba, SP, para o ano de 2008.	107

- Figura 28 - Resumo gráfico do balanço hídrico realizado pelo método de Thornthwaite em períodos de cinco dias com dados da estação agrometeorológica da ESALQ/USP, em Piracicaba, SP, para o ano de 2009. 108
- Figura 29 - Resumo gráfico do balanço hídrico realizado pelo método de Thornthwaite em períodos de cinco dias com dados da estação agrometeorológica da ESALQ/USP, em Piracicaba, SP, para o ano de 2010. 109

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Imagens TM/Landsat-5, com a data e o dia sequencial do ano (DS), com cobertura da órbita 220, pontos 75 e 76.	35
Tabela 2 - Localização geográfica da estação agrometeorológica e dos alvos estudados na Bacia do Rio Corumbataí.	38
Tabela 3 - Uso e cobertura do solo para a Bacia do Rio Corumbataí	42
Tabela 4 - Descrição das bandas do sensor Thematic Mapper (TM) do Landsat-5, com os intervalos correspondentes de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (Toa).	44
Tabela 5 - Faixas espectrais das bandas do TM e daquelas compreendidas entre os limites UP_i e LO_i e, respectivos fatores de ponderação	48
Tabela 6 - Coeficiente de calibração $C1$ a $C5$ e Cb , para as bandas 1 a 5 e 7 do TM/Landsat-5.	50
Tabela 7 - Precipitação ocorrida na estação agrometeorológica, nos dias anteriores a passagem do satélite TM/Landsat-5, na Bacia do Rio Corumbataí.	72
Tabela 8 - Valores de saldo de radiação obtidos na estação e no pixel da imagem com o modelo METRIC.	89
Tabela 9 - Valores de ET_p obtidos com dados da estação de superfície e ET_o METRIC obtido no pixel da imagem correspondente à localização da estação	105

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ISO	International Standard Organization
dr	Distância relativa Terra-Sol
dT	Diferença de temperatura
e _a	Pressão real de vapor de água
e _s	Pressão de saturação do vapor
ET	Evapotranspiração
ET _h	Evapotranspiração real horária
ET _{0,h}	Evapotranspiração de referencia horária
ET _r	Evapotranspiração de referencia
ET _{24h}	Evapotranspiração real diária
g	Gravidade terrestre
G	Fluxo de calor do solo
H	Fluxo de calor sensível
ha	Hectare
IAF	Índice de Área Foliar
IV	Infravermelho
LE	Fluxo de calor latente
K	Graus Kelvin
k	Constante de von Karman
km	Quilômetro
m	Metro
METRIC	Mapping Evapotranspiration at High Resolution and With Internalized Calibration
m.s ⁻¹	Metros por segundo
MNT	Modelo Numérico do Terreno
NC	Nível de cinza
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
P _{ar}	Pressão atmosférica
ra	Reflectância aparente

r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor
RGB	Red, Green, Blue (Vermelho, Verde, Azul)
R_n	Saldo de radiação
r_s	Reflectância atmosféricamente corrigida

LISTA DE SÍMBOLOS

$^{\circ}\text{C}$	graus Celsius
%	Percentual
δ	Declinação do Sol
ϖ	Ângulo horário
ϕ	Latitude
α	Albedo
σ	Constante de Stefan-Boltzman
ρ	Densidade do ar
c_p	Calor específico do ar
g	Gravidade da terra
k	Constante de Von Karman
$k_{\lambda i}$	Irradiância solar espectral
$L_{\lambda i}$	Radiância espectral
$L_{\lambda,6}$	Radiância espectral da banda termal
$r_{s,i}$	Reflectância
$\rho_{\lambda i}$	Reflectância monocromática
ρ_{IV}	Refletividades do infravermelho próximo
ρ_V	Refletividades do vermelho
ε_{NB}	Emissividade da banda termal
ε_0	Emissividade no domínio da banda larga
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície
$R_{s\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente
λ	Calor latente de vaporização da água
ψ_m	Transporte de momentum
ψ_h	Transporte de calor
μm^{-1}	Micrômetro
γ	Constante psicrométrica
Δ	Curva de pressão de vapor

1 INTRODUÇÃO

Na agricultura irrigada, a quantificação do volume de água evapotranspirada pelas culturas é de fundamental importância para um melhor manejo da água, evitando, dessa forma, desperdícios na administração da lâmina de irrigação. Um manejo de água sustentável implica tanto na diminuição considerável nos custos com irrigação, como num melhor aproveitamento dos recursos hídricos disponíveis, principalmente quando o enfoque é orientado para o manejo ou desenvolvimento de uma bacia hidrográfica.

As saídas de água dos sistemas de cultivo ocorrem através da evapotranspiração (ET), mas também através da drenagem em profundidades inacessíveis às raízes das plantas. Para isso existem diversos métodos que objetivam fazer essas estimativas, dentre os quais pode ser citado o método do balanço de água no solo; das correlações turbulentas; da razão de Bowen; ou através de medições diretas com lisímetros (pesagem, drenagem ou lençol freático constante). No entanto, estes métodos apresentam grandes limitações quando se pretende fazer estimativas da ET ou balanço hídrico em áreas com grande cobertura espacial e acentuada heterogeneidade.

Para suprir essa deficiência, têm sido aplicadas técnicas de sensoriamento remoto que utilizam imagens de satélites na obtenção do balanço de energia e, como consequência, na estimativa da evapotranspiração. A grande vantagem de se utilizarem dados de sensores orbitais na obtenção da ET, é que é possível espacializá-la em escala regional e em áreas com diferentes características quanto ao tipo da cobertura e fração de exposição do solo.

Os dados de sensoriamento remoto orbital são um meio consistente e frequente de se obterem informações de emitância e reflectância espectral da superfície da terra em micro e macro escalas (BASTIAANSEN et al., 1998).

Alguns algoritmos têm sido formulados para se estimar os diferentes componentes do balanço de energia à superfície com imagens de satélites, como o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), proposto por Bastiaanssen (1995). Após alguns anos de uso e aprimoramento surgiu o *Mapping Evapotranspiration*

at High Resolution and with Internalized Calibration (METRIC) (ALLEN et al., 2005), que emprega o método residual da equação do balanço de energia para estimar a evapotranspiração, com auxílio de dados de radiância de cada uma das sete bandas correspondentes às do sensor Thematic Mapper (TM) do satélite Landsat-5 e de elementos meteorológicos disponíveis em estações meteorológicas de superfície.

Diante do exposto, este trabalho teve o objetivo geral de obter o balanço de energia (BE) e, por conseguinte a evapotranspiração real diária (ET_o) na bacia do Rio Corumbataí, SP, utilizando o algoritmo METRIC, derivado do modelo SEBAL.

Os objetivos específicos deste trabalho foram:

- Avaliar a estimativa das densidades de fluxo de energia (saldo de radiação, fluxos de calor sensível, de calor latente e de calor no solo) e evapotranspiração real diária, na bacia do Rio Corumbataí, SP, por meio do algoritmo METRIC, com a inserção do MNT, e imagens do satélite TM/Landsat-5.
- Comparação dos resultados de saldo de radiação e evapotranspiração obtidos por sensoriamento remoto, em que um pixel da imagem corresponde à localização geográfica da estação, com dados obtidos em estação agrometeorológica de superfície.

2 REVISÃO BIBLIOGRAFICA

2.1 Evapotranspiração

A evapotranspiração é uma das principais componentes do ciclo hidrológico, sendo desta forma um fenômeno de fundamental importância para a vida no planeta. A mesma é responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera, além de desempenhar um papel de suma importância na liberação de calor latente (LE), cujo valor integrado no tempo é, de acordo com Bastiaanssen et al. (1998), importante para diferentes aplicações em estudos de hidrologia, agronomia e modelagem atmosférica.

Segundo Klocke et al. (1996), a evapotranspiração corresponde à água removida da superfície e lançada na atmosfera. Esse fenômeno ocorre devido à combinação de dois processos através dos quais a água é perdida pela superfície: por evaporação e por transpiração.

A evaporação, segundo definição de Allen et al. (1998), é o processo por meio do qual a água é convertida da fase líquida para a fase de vapor (vaporização), removendo-a de superfícies evaporativas como, oceanos, lagos, rios, pavimentos, solos e vegetação úmida (evaporação do orvalho e da chuva pelo dossel das plantas). Já a transpiração é a água transferida ou perdida da vegetação para a atmosfera, a partir de pequenos orifícios na superfície das folhas, ou através de pequenas perdas pelas lenticelas, no caso das plantas lenhosas (AL-KAISI, 2000; PEREIRA et al., 2002). O processo de transpiração é decorrente das ações físicas e fisiológicas dos vegetais (através dos estômatos) (VILLELA; MATTOS, 1975).

O termo evapotranspiração foi proposto para representar ambos os processos, evaporação e transpiração, que ocorrem de maneira natural e simultânea, em uma superfície vegetada (PEREIRA et al., 2002).

A evapotranspiração é fortemente influenciada por fatores da vegetação, fatores de manejo de solo e gestão das condições ambientais e, principalmente, por parâmetros que dizem respeito ao tempo (ALLEN et al., 1998; PEREIRA et al., 2002). Os fatores do tempo que têm impacto principal neste processo são: radiação solar; temperatura da superfície; temperatura e umidade relativa do ar; e o vento (PEREIRA et

al., 2002). Temperaturas elevadas da superfície e do ar, baixa umidade, condições de céu claro e alta velocidade dos ventos são fatores que, quando combinados, contribuem muito com a alta ET.

A principal fonte de energia utilizada no processo de evapotranspiração é a radiação solar. Essa energia é um fator determinante no processo, uma vez que a mesma é responsável pelo aquecimento da superfície e do ar e esse aquecimento é favorável ao processo evaporativo. Ao longo de um dia, o aumento da temperatura do ar provoca aumento no déficit de saturação, tornando maiores as demandas evaporativas do ar, influenciando favoravelmente na intensidade da evapotranspiração porque torna maior a quantidade de vapor que pode estar presente no mesmo volume de ar, ao atingir o grau de saturação do mesmo (GARCEZ; ALVAREZ, 1988; PEREIRA et al., 2002).

A temperatura também atua em conjunto com a umidade relativa do ar e ambos condicionam a pressão de vapor agindo, portanto, como fatores ligados ao gradiente de vapor entre a superfície e o ar vizinho a ela (VILLELA; MATTOS, 1975; PEREIRA et al., 2002).

A umidade relativa do ar é determinante no processo evaporativo, pois a umidade relativa baixa é um indicativo de uma forte demanda evaporativa da atmosfera. A demanda evaporativa da atmosfera é a intensidade da sua capacidade de remover água da superfície, necessária para a manutenção do ciclo hidrológico, bem como da quantidade de calor latente necessário para a alimentação dos seus diferentes processos. Quanto maior a umidade relativa do ar, menor é a demanda evaporativa; portanto, menor a evapotranspiração (PEREIRA et al., 2002).

O vento, por sua vez, intervém ativamente no fenômeno de evapotranspiração, aumentando a intensidade desta por afastar das proximidades das superfícies evaporantes as massas de ar de elevado grau de umidade, substituindo-as por massas de ar com menor teor de vapor d'água (VILLELA e MATTOS, 1975; GARCEZ e ALVAREZ, 1988).

Os fatores ligados à vegetação também têm uma grande parcela de influência no processo de evapotranspiração. Em estudos de quantificação da evapotranspiração, principalmente em atividades de agricultura irrigada, ou mesmo em áreas de vegetação

natural, a espécie vegetal deve ser levada em consideração, uma vez que variáveis como a arquitetura foliar (distribuição espacial da folhagem, resistência interna da planta ao transporte de água e outros fatores morfológicos, como número, tamanho e distribuição dos estômatos), diferem de planta para planta e de diferentes biomas, que podem ser encontrados em um curto espaço de distancia (PEREIRA et al., 2002). Isso é determinante na necessidade hídrica de cada espécie de cultura durante a sua fase de crescimento (KLOCKE et al., 1996).

Outro fator relacionado à planta que também deve ser levado em consideração é o albedo da vegetação. Este fator influencia diretamente na disponibilidade do saldo de radiação para o processo, pois quanto mais escura for a vegetação, menor será a reflexão dos raios solares incidentes, conseqüentemente maior a absorção e maior será o saldo de radiação (PEREIRA et al., 2002). Ainda de acordo com aqueles pesquisadores, a intensidade da evapotranspiração é função da profundidade do sistema radicular da planta, pois quanto maior for o sistema radicular maior é o volume de solo explorado pelas raízes, visando ao atendimento da demanda hídrica da atmosfera, da altura e da rugosidade da planta, pois plantas mais altas e mais rugosas interagem mais eficientemente com a atmosfera em movimento, extraíndo mais energia do ar, contribuindo para o aumento da evapotranspiração.

Existem diversos métodos destinados à estimativa da evapotranspiração, como o método do balanço de energia, o método do balanço hídrico no solo, o método da razão de Bowen, o método que utiliza lisímetros de pesagem e/ou de drenagem, o método das correlações turbulentas e, mais recentemente, as metodologias que usam os recursos radiométricos de imagens de satélites.

De acordo com Allen et al. (2002), os métodos mencionados anteriormente apresentam alta confiabilidade, pois são capazes de gerar medidas com boa precisão. Porém, ainda de acordo com Allen et al. (2002), os mesmos apresentam limitações quando se pretende fazer estimativas da evapotranspiração para grandes áreas, pois as estimativas feitas com esses métodos são baseadas em dados pontuais, para um local específico, e são integradas para a área que envolve o local da medição, levando-se em consideração que a evapotranspiração é uniforme na referida área. O fator complicador é que provavelmente devem existir variações em uma área quanto a:

cobertura de culturas, alturas, fase fenológica, necessidades hídricas, e todos esses fatores são determinantes na evapotranspiração, daí não ser aconselhável considerá-la uniforme em escala regional.

Essas limitações têm motivado a utilização da técnica de sensoriamento remoto, através de dados radiométricos obtidos a partir de imagens de satélites, já que os mesmos são capazes de cobrir grandes áreas e a obtenção da evapotranspiração em escala regional mostrando variações da mesma dentro de uma grande área já é uma realidade (MEDINA et al., 1998; BOEGH et al., 2002; HAFEEZ et al., 2002; FEITOSA, 2005).

2.2 Sensoriamento remoto

Sensoriamento remoto é o termo usado para definir a tecnologia que permite o estudo de algumas características de um objeto, sem que, necessariamente, se estabeleça contato com o mesmo. A tecnologia usada nos satélites é um exemplo do sensoriamento remoto – os sensores colocados a bordo dessas plataformas orbitais são capazes de registrar o nível de radiação eletromagnética refletida e/ou emitida de um determinado local na superfície terrestre. Segundo Moreira (2003), com os dados coletados por satélites em órbita da Terra, pode-se determinar várias propriedades físicas do planeta sem estar em contato com as diversas áreas de interesse e identificar as alterações espacial e temporal de diferentes ecossistemas.

Liou (1992) cita que os processos de difusão, reflexão e absorção da radiação eletromagnética solar na atmosfera e na superfície terrestre influenciam, diretamente, tanto a dinâmica como a termodinâmica da atmosfera, por intermédio da formação de gradientes de temperatura na própria atmosfera, assim como pela geração de fluxos radiativos na superfície terrestre.

O sensoriamento remoto, segundo definição de Florenzano (2002), é a tecnologia que permite obter imagens e outros tipos de dados, da superfície terrestre, através da captação e/ou do registro da energia refletida ou emitida pelos alvos. A origem dessa tecnologia vincula-se ao surgimento das primeiras fotografias aéreas. Já

o primeiro satélite lançado com instrumentos meteorológicos foi o Vanguard 2, em fevereiro de 1959 (KIDDER; HAAR, 1995).

Segundo Moreira (2003), os estudos da viabilidade do uso de sensores a bordo de satélites artificiais para coleta de dados sobre recursos naturais renováveis e não-renováveis da superfície terrestre, foram inicialmente realizados com equipamentos colocados em plataformas tripuladas.

Moreira (2003) diz ainda que a era espacial de satélites artificiais de observação da Terra, para coleta de dados sobre recursos naturais, teve início em 1972, quando os americanos colocaram em órbita o satélite ERTS-A rebatizado como Landsat-1. Hoje, existe uma variedade considerável de satélites que se destinam à prestação destes serviços, como o SPOT, o IKONOS, o Landsat, o Terra e o Acqua e o sino-brasileiro CBERS, dentre outros.

Segundo Hafeez et al. (2002), a utilização de técnicas de sensoriamento remoto para estimativas da evapotranspiração, com larga cobertura espacial, é utilizada desde 1990. Desde então, diferentes métodos para o cálculo dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração têm sido desenvolvidos, com base em relações físicas e/ou empíricas.

É possível realizar esses tipos de trabalhos a partir de satélites que tenham em seus sensores, bandas com aquisição de informações do espectro eletromagnético nos comprimentos do visível (azul, verde e vermelho), infravermelho próximo e médio, e ainda de informações no espectro do termal.

O método do balanço de energia possibilita a obtenção do fluxo vertical de calor latente (LE) com imagens orbitais e, conseqüentemente, da evapotranspiração, através da diferença dos fluxos, também verticais, de calor no solo (G), calor sensível (H) e o saldo de radiação (R_n). Esse método é utilizado pelos principais algoritmos que utilizam dados gerados a partir de imagens de satélites: SEBAL (BASTIAANSEN, 1995), S-SEBI (ROERINK, 2000), SEBS (JIA et al., 2003), TSEB (NORMAN et al., 1995), METRIC (ALLEN et al., 2005), dentre outros.

2.3 O algoritmo METRIC

O algoritmo METRIC (*Mapping Evapotranspiration at High Resolution and With Internalized Calibration*), Allen et al. (2005), foi desenvolvido e destinado à estimativa do balanço de energia e evapotranspiração com procedimentos muito similares ao SEBAL, com algumas particularidades relacionadas à escolha do pixel úmido e ao cálculo da diferença de temperatura nesse pixel. Além disso, outra diferença entre esses dois métodos diz respeito à estimativa da evapotranspiração diária.

O METRIC tem sido utilizado no monitoramento de aquíferos, como instrumento no planejamento de recursos hídricos e em modelos hidrológicos (MORSE et al., 2000), como também, no mapeamento da ET, avaliação de áreas irrigadas e manejo de salinidade (ALLEN et al., 2007). O METRIC, apresentado por Allen et al. (2005) e Allen; Tasumi; Trezza, (2007), representa um aprimoramento do SEBAL e vem sendo aplicado com sucesso a superfícies heterogêneas e áreas montanhosas, adotando procedimentos que envolvem o processamento de imagens espectrais requeridas no SEBAL, mais a inclusão de Modelo Numérico do Terreno - MNT e dados da evapotranspiração de referência, horária e diária. A principal diferença entre os dois modelos está associada ao cálculo da densidade de fluxo de calor sensível.

Em ambos os modelos, a transferência de energia para as camadas atmosféricas é modelada a partir do conhecimento dos dados de velocidade do vento e temperatura radiométrica da superfície. Ao mesmo tempo, efetiva a correção atmosférica de cada uma das bandas espectrais do TM/Landsat-5 e combina a refletividade das diferentes bandas refletivas corrigidas, para obtenção do albedo da superfície.

No METRIC, o balanço de energia é internamente calibrado para as duas condições extremas (seco e úmido) usando dados disponíveis localmente. Essa calibração é feita para cada imagem usando a ET da grama (ET_r) computada para dados horários (ALLEN et al., 2007). Em trabalho realizado nos Estados Unidos (ASCE-EWRI, 2005), foi constatado que a precisão da estimativa da ET em alfafa apresentou alta confiabilidade, quando comparada com as obtidas por lisímetros.

A calibração interna no cálculo do H dentro do SEBAL e do METRIC e o uso do gradiente de temperatura eliminam a necessidade de correções atmosféricas refinadas

da temperatura da superfície (T_s) e da refletância (albedo), medidas usando modelos de transferência radiativa (TASUMI et al., 2005). A calibração interna também reduz impactos de erros na estimativa da correção da estabilidade aerodinâmica e rugosidade da superfície (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2007).

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

O METRIC admite que, no pixel frio (que deve estar associado a uma cultura em pleno desenvolvimento, bem suprida de umidade e vigorosa), o valor de dT não é exatamente igual a zero, mas é calculado em função de ET (ALLEN et al., 2007).

No algoritmo METRIC, o albedo superficial é obtido a partir da refletância, corrigido os efeitos atmosféricos banda a banda, e estimando o cômputo da refletância da superfície para cada banda do sensor, onde a transmissividade é obtida como função da pressão atmosférica e do vapor d'água presente na atmosfera. Essa metodologia foi testada por Silva et al. (2008) e constatou que o método METRIC apresentou grande precisão, confirmada por comparação com medidas piranométricas, com erro padrão da estimativa de apenas 0,01.

Portanto, é diferente do modo encontrado pelo SEBAL, que é obtido através de simples correção atmosférica do albedo do topo da atmosfera e a transmissividade atmosférica é computada simplesmente em relação à altitude de cada pixel. No METRIC, portanto, o albedo superficial é obtido a partir da correção dos efeitos atmosféricos na refletância de cada uma das bandas espectrais, ao passo em que em outras versões do SEBAL, a correção atmosférica é aplicada a toda a faixa compreendida pela radiação de onda curta, qual seja, de 0,3 a 3,0 μm . Assim, a transmissividade dos fluxos radiativos que ingressam na atmosfera e atingem a superfície, bem como os fluxos refletidos pela superfície em direção ao sensor a bordo

do satélite, são corrigidos através da transmissividade obtida em função da pressão atmosférica e do conteúdo de vapor d'água presente na atmosfera.

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

Além de Folhes (2007), outros autores também desenvolveram estudos com o METRIC e/ou o SEBAL, como: Bastiaanssen (2000) na Turquia; Kramber et al. (2002), em Idaho, nos Estados Unidos; Mohamed et al. (2004), no Egito; Ayenew (2003), na Etiópia; Bastiaanssen e Ali (2003), no Paquistão; Timmermans e Meijerink (1999), em Botsuana; Hafeez et al. (2002), nas Filipinas; Bastiaanssen e Chandrapala (2003), no Sri Lanka; Allen et al. (2002); Allen; Tasumi; Trezza, (2007) e Allen et al. (2007), nos Estados Unidos, Chemin et al. (2004), no Uzbequistão; Bezerra (2004), no Nordeste do Brasil; Bezerra (2006), ainda no Cariri Cearense; e Mendonça (2007) na região Norte Fluminense; dentre outros trabalhos.

A maioria dos trabalhos citados anteriormente foi realizada em regiões áridas e semi-áridas. Nenhum dos trabalhos evidencia a aplicação do modelo METRIC a regiões tropicais ou subtropicais, visto que uma das proposições desse modelo é corrigir melhor os efeitos atmosféricos em regiões com maior volume de água na atmosfera.

Para este trabalho também foi inserido o MNT, para corrigir o efeito da inclinação e direção da superfície, uma vez que a Bacia do Rio Corumbataí, SP, possui áreas com pequenas a grandes elevações em sua maior parte.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Base de dados

3.1.1 Imagens de satélite

Para realização dos trabalhos foram empregadas imagens TM/Landsat-5, obtidas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, pela busca de imagens no site do INPE (2010) e estão relacionadas na Tabela 1.

A seleção das imagens da órbita 220, pontos 75 e 76, foi realizada considerando a cobertura espacial da bacia do Rio Corumbataí, SP e a distribuição temporal que permitisse estudar os diferentes períodos do ano, e ainda que houvesse nenhuma ou o mínimo de cobertura de nuvens, sobre a área de estudo.

Tabela 1 - Imagens TM/Landsat-5, com a data e o dia sequencial do ano (DS), com cobertura da órbita 220, pontos 75 e 76

DS	32	35	112	144	163	189	211	243	256	304
Data da imagem	01/02/ 2009	04/02/ 2010	22/04/ 2009	24/05/ 2009	12/06/ 2010	08/07/ 2008	30/07/ 2010	31/08/ 2010	13/09/ 2009	31/10/ 2009

3.1.2 Modelo numérico do terreno

O Modelo Numérico do Terreno (MNT) da área de estudo foi obtido gratuitamente no site do SRTM (2010). Trata-se de uma imagem matricial (raster), com dados de altitude, resolução espacial de 90m x 90m, referente ao mosaico x=27 e y=17. Após baixar o arquivo foi feita uma reamostragem dos píxels para uma resolução de 30m x 30m, deixando assim compatível com a resolução das imagens TM/Landsat-5.

3.1.3 Dados vetoriais da bacia

Os mapas digitais utilizados fazem parte do banco de dados cartográfico do Laboratório de Geoprocessamento do Departamento de Engenharia de Biossistemas, da ESALQ/USP.

3.1.4 Dados da estação agrometeorológica

Os dados agrometeorológicos foram obtidos junto à Universidade de São Paulo, unidade ESALQ, de uma estação automática ($22^{\circ}42'09,14''$ S e $47^{\circ}37'18,65''$ W), com coleta de dados de 15 em 15 minutos.

A estação está localizada próxima à bacia do Rio Corumbataí, possibilitando, assim, a utilização de seus dados nesta aplicação.

Os dados de superfície foram necessários para realizar as correções e calibrações das imagens TM/Landsat-5. Também foram utilizados para realizar as estimativas de evapotranspiração horária e diária, descritas mais adiante.

3.2 Área de estudo

A Bacia do Rio Corumbataí, localizada na porção centro-leste do Estado de São Paulo, entre os paralelos $22^{\circ}04'46''$ S e $22^{\circ}41'28''$ S e os meridianos $47^{\circ}27'40''$ W e $47^{\circ}55'03''$ W, tem aproximadamente 170.000,0 ha, sendo que a maior parte de suas terras encontra-se na Depressão Periférica Paulista. O valor aproximado de perímetro é 301,52 km, tendo 63,72 km de extensão na direção Norte-Sul e 50,65 km na direção Leste-Oeste. É uma sub-bacia do Rio Piracicaba, estando situada à sua margem direita.

Na Figura 1 está apresentada a localização da Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí no Estado de São Paulo. Ainda na Figura são destacados alguns alvos de áreas homogêneas em sua superfície e com sua localização geográfica.

Figura 1 - Bacia do Rio Corumbataí, em imagem TM/Landsat-5, composição colorida RGB-432, de 08 de julho de 2008, com a localização dos alvos estudados e da estação agrometeorológica

Alguns alvos que foram estudados, para obter informações dos pixels das imagens em áreas homogêneas, são apresentados na Tabela 2, bem como sua localização geográfica (latitude e longitude).

Tabela 2 - Localização geográfica da estação agrometeorológica e dos alvos estudados dentro da bacia do rio Corumbataí

Local	Latitude	Longitude
Estação agrometeorológica	22°42'09,14" S	47°37'18,65" W
Área de cana-de-açúcar	22°26'20,35" S	47°37'39,08" W
Área de pasto	22°13'43,18" S	47°39'45,82" W
Área do lago	22°19'40,00" S	47°29'36,90" W
Área de eucalipto	22°13'27,70" S	47°44'10,00" W

Para melhor caracterizar a Bacia do Rio Corumbataí, na Figura 2b é apresentada a divisão dos municípios que a compõem, que são: Corumbataí; Ipeúna; Rio Claro; e Santa Gertrudes; e parte dos municípios de Analândia; Charqueada; Itirapina; e Piracicaba. Tradicionalmente, como é apresentado na Figura 2a, a bacia é dividida nas seguintes sub-bacias: Alto Corumbataí (31.801,68 ha); Passa-Cinco (52.757,60 ha); Médio Corumbataí (29.316,60 ha); Ribeirão Claro (28.174,90 ha) e Baixo Corumbataí (28.724,84 ha).

I – Alto Corumbataí; II – Passa-Cinco; III – Fonte: Marino Júnior (2006).

- Médio Corumbataí; IV - Ribeirão Claro; e V - Baixo Corumbataí. Fonte: Valente (2005).

Figura 2 - Divisão em sub-bacias (A) e municípios (B) da Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí

3.3 Relevo

O relevo da bacia é representado, segundo Koffler (1993), principalmente por duas modalidades:

1- Morrotes alongados e espigões: predominam interflúvios sem orientação preferencial, topos angulosos e achatados e vertentes ravinadas com perfis retilíneos, possuindo a drenagem de média a alta densidade, padrão dendrítico, vales fechados; e;

2- Colinas médias e amplas: predominando interflúvios com áreas de 1 km² a mais de 4 km², topos aplainados, vertentes com perfis convexos a retilíneos que se conectam à drenagem de média a baixa densidade e apresentam padrão subangular, vales abertos e fechados, planícies interiores restritas a presença de lagoas perenes ou

intermitentes. Como pode ser observado na Figura 3, as declividades na bacia variam de planas a muito íngremes.

De forma bem generalizada a porção leste da bacia apresenta menor declividade do que a porção oeste.

Figura 3 - Classes de declividade, em porcentagem, na Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí

Fonte: Marino Júnior (2006)

3.4 Clima da região

O clima da região, na classificação de Köppen, é do tipo Cwa, ou seja, subtropical, seco no inverno e chuvoso no verão, com temperatura média do mês mais quente superior a 22 °C. As temperaturas mais altas ocorrem no período de dezembro a março

e as mais baixas no bimestre junho e julho, com médias próximas a 17 °C de temperatura (SALATI, 1996).

O regime de chuvas é tropical, com duas estações definidas: um período seco, de março a setembro, com menos de 20% da precipitação anual, e um período chuvoso, de outubro a fevereiro, com mais de 80% da precipitação anual, sendo o total precipitado no ano em torno de 1390 mm (SALATI, 1996).

3.5 Uso e cobertura do solo

As culturas agrícolas predominam nessa paisagem, sendo que em 2005 a pastagem representava por volta de 44% do uso do solo. A cana-de-açúcar, segunda cultura de maior representatividade, correspondia a aproximadamente 26% da área total da bacia. Ocorrem também outros usos, como a fruticultura e os plantios comerciais de eucalipto, que representavam, respectivamente, 3% e 7% dessa paisagem (VALENTE; VETTORAZZI, 2003). A floresta nativa e a savana (cerrado *lato senso*) que, segundo Koffler (1993), compunham a cobertura original dessa paisagem, encontram-se altamente fragmentadas.

Valente e Vettorazzi (2003), com base no mapa de uso e cobertura do solo produzido para o ano de 2000, citam que, na área da bacia existem apenas 11% de floresta nativa e 1,25% de cerrado *lato senso* e que essa vegetação remanescente encontra-se altamente fragmentada.

Koffler (1993) e Vettorazzi et al. (2000), em seus mapeamentos de uso e cobertura do solo dessa bacia, para os anos de 1991 e 1998, respectivamente, também observaram a predominância da pastagem e da cana-de-açúcar. Os autores constataram que a floresta nativa ocupava 6,1% no ano de 1991 e 9,6% da área total da bacia no ano de 1998 destacando, assim, um aumento dessa cobertura naquela região.

Valente (2005) elaborou um mapa de uso e ocupação da Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí e confirmou a tendência de aumento das áreas de floresta nativa e de

cana-de-açúcar, representando 11,26% e 27,77%, respectivamente. A Figura 4 e a Tabela 1 trazem maiores informações sobre o resultado desse trabalho.

Figura 4 - Uso e cobertura do solo da Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí (2003)

Fonte: Valente (2005)

Tabela 3 - Uso e cobertura do solo para a Bacia do Rio Corumbataí

Uso e cobertura do solo	Área	(ha) (%)
Pastagem	72.228,48	42,29
Cana-de-açúcar	47.431,92	27,77
Floresta nativa	19.234,84	11,26
Cerrado	1.217,20	0,71
Floresta plantada	9.713,84	5,69
Fruticultura	6.848,80	4,01
Cultura anual	1.575,48	0,92
Mineração	323,92	0,19
Área urbana	4.937,72	2,89
Outros*	7.263,40	4,25
Total	170.775,60	100,00

Fonte: Valente (2005)

3.6 Procedimentos do algoritmo

O sensor TM mede a radiância espectral dos alvos e a armazena na forma de níveis de cinza (NC), cujos valores variam de 0 a 255 (8 bits), tendo uma resolução espacial de 30 m nas bandas 1,2,3,4,5 e 7 (azul, verde, vermelho, IV próximo, IV médio e IV médio, respectivamente) e uma resolução espacial de 120 m na banda 6 (IV termal).

Para o processamento das imagens foram desenvolvidos modelos. A seguir (Figura 5), são apresentadas as etapas de cômputo dos diferentes componentes do balanço de energia, à obtenção de fluxo do calor latente (LE) e da Evapotranspiração (ET).

Figura 5 - Fluxograma do modelo METRIC

3.6.1 Calibração radiométrica

A etapa 1 constitui o cômputo da radiância espectral de cada banda (L_{λ_i}), ou seja, a efetivação da calibração radiométrica, em que o nível de cinza de cada pixel da imagem é convertido em radiância espectral monocromática. Essas radiâncias representam a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite Landsat (705 Km),

para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7. Para a banda 6, esse valor representa a energia emitida por cada pixel segundo a equação de Markham e Baker (1987).

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} NC \quad (1)$$

sendo que a e b são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$, Tabela 4); NC é o nível de cinza; e i corresponde as bandas (1, 2, ... e 7) do satélite Landsat-5 sensor TM.

Tabela 4 - Descrição das bandas do sensor Thematic Mapper (TM) do Landsat-5, com os intervalos correspondentes de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (Toa)

Bandas	Comprimento de Onda (μm)	Coeficientes de Calibração		Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera ($\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$)
		a	b	
1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,52	193,0	1857
2 (verde)	0,52 – 0,60	-2,84	365,0	1826
3 (vermelho)	0,63 – 0,69	-1,17	264,0	1554
4 (IV-próximo)	0,76 – 0,90	-1,51	221,0	1036
5 (IV-médio)	1,55 – 1,75	-0,37	30,2	215
6 (IV-termal)	10,4 – 12,5	1,2378	15,303	-
7 (IV-médio)	2,08 – 2,35	-0,15	16,5	80,67

Fonte: Chander e Markham (2003)

3.6.2 Reflectância monocromática

A reflectância monocromática de cada banda ($\rho_{\lambda i}$) é definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação refletida e o fluxo de radiação incidente, que é obtida segundo a equação proposta por Allen et al. (2002):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} \cdot \cos \theta \cdot dr} \quad (2)$$

sendo que $L_{\lambda i}$ 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 2); dr é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (em unidade astronômica – UA), dada por Iqbal (1983).

$$dr = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{DS2\pi}{365}\right) \quad (3)$$

θ é o ângulo de incidência da radiação solar, que é obtido em cada pixel mediante uso de MNT e equação proposta por Duffie e Beckman (1991).

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \sin(\delta) \sin(\phi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\phi) \sin(s) \cos(\gamma) + \\ & \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(s) \cos(\omega) + \cos(\delta) \sin(\phi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) + \\ & \cos(\delta) \sin(s) \sin(\gamma) \sin(\omega) \end{aligned} \quad (4)$$

onde δ = declinação do Sol; ϕ = latitude do pixel (positiva no Hemisfério Norte e negativa no Hemisfério Sul); s = inclinação da superfície, onde $s = 0$ para superfície horizontal e $s = \pi/2$ rad para inclinação vertical (s é sempre positivo e representa a inclinação em qualquer direção); γ = ângulo do aspecto da superfície, em que $\gamma = 0$ para inclinação orientada para o Sul, $\gamma = -\pi/2$ rad para inclinação orientada para o Leste, $\gamma = +\pi/2$ rad para inclinação voltada para o Oeste e $\gamma = \pm \pi$ rad para inclinações orientadas para o Norte. O parâmetro ω é o ângulo horário, com $\omega = 0$ ao meio-dia solar, negativo pela manhã e positivo à tarde.

3.6.3 Albedo da Superfície

No cálculo do albedo da superfície deve-se atentar para o fato de que a transmissão da radiação solar na atmosfera é um processo complexo e de difícil descrição, devido ao grande número de propriedades físicas atmosféricas que a influenciam. Existem, porém, três implicações simplificadoras:

- a) A irradiância é comparativamente maior no topo da atmosfera e menor na superfície terrestre devido aos processos de espalhamento e absorção da radiação solar em seu trajeto pela atmosfera terrestre;
- b) O fluxo de energia radiante de onda curta refletido pela superfície terrestre sofre atenuação até chegar ao topo da atmosfera, em função do processo de absorção de parte da radiação pelos gases presentes na atmosfera;
- c) O fluxo de energia radiante que chega a um sensor é constituído de três componentes: radiação diretamente proveniente do alvo; radiação difusa resultante da vizinhança do alvo; e a radiação difusa espalhada pela atmosfera. O somatório das duas últimas componentes consiste no chamado albedo de trajetória. Neste modelo, entretanto, a estimativa do albedo de trajetória fará referência apenas ao último componente, ou seja, à radiação difusa espalhada pela atmosfera.

Nas versões mais atualizadas do modelo METRIC, a metodologia utilizada para corrigir os efeitos do espalhamento e da absorção de parte da radiação pelos gases presentes na atmosfera baseia-se no trabalho de Tasumi et al. (2008). O fundamento do cálculo do albedo da superfície (a) reside em primeiramente determinar pesos para as bandas espectrais, isto é, cada pixel da imagem albedo representa o somatório das reflectâncias ponderadas das bandas 1 a 5 e 7 do sensor TM:

$$\alpha = \sum_{i=1}^6 (r_{s,i} * w_i) \quad (5)$$

em que: $r_{s,i}$ é a reflectância corrigida atmosféricamente, correspondente à banda i ; w_i corresponde ao peso da banda i .

O peso atribuído à banda i representa a fração de toda a radiação solar de onda curta que chega à superfície da Terra que está compreendida no intervalo da banda i do sensor TM:

$$w_i = \frac{\int_{LO_i}^{UP_i} R_{s\downarrow} * d\lambda}{\int_{0,3}^{4,0} R_{s\downarrow} * d\lambda} \quad (6)$$

em que: UP_i e LO_i correspondem aos limites superior e inferior atribuídos a cada faixa espectral da banda i (μm), respectivamente; 0,3 a 4,0 compreende o intervalo de comprimento de onda curta do espectro eletromagnético (μm), correspondente às faixas do ultravioleta, visível e infravermelho próximo e médio; e $R_{s\downarrow}$ o fluxo de energia radiante de onda curta incidente (W.m^{-2}).

É importante ressaltar que as faixas espectrais delimitadas por UP_i e LO_i incluem também as regiões espectrais não sensoriadas pelo TM, dentro do intervalo de comprimento de onda curtas de 0,3 a 4,0 μm . Segundo Tasumi et al. (2008), a inclusão destas regiões espectrais no cálculo dos fatores de ponderação permite melhor definir a contribuição relativa de cada banda espectral para a estimativa do albedo da superfície. A Tabela 5 apresenta os coeficientes de ponderação de cada banda do TM e as faixas espectrais compreendidas entre os limites UP_i e LO_i , arbitrariamente definidas em função da lacuna espectral observada entre as faixas espectrais das bandas do sensor.

Tabela 5 - Faixas espectrais das bandas do TM e daquelas compreendidas entre os limites UP_i e LO_i e, respectivos fatores de ponderação

Banda	Faixa espectral compreendida entre os limites UP_i e LO_i (μm)	Peso w_i
1	0,300 – 0,520	0,254
2	0,520 – 0,615	0,149
3	0,615 – 0,725	0,147
4	0,725 – 1,225	0,311
5	1,225 – 1,915	0,103
6	-	-
7	1,915 – 4,000	0,036

Fonte: Tasumi et al. (2008)

Ao transformar os valores de reflectância aparente (r_a) para reflectância atmosféricamente corrigida (r_s), necessário ao cálculo do albedo da superfície, é preciso estimar os efeitos de espalhamento e absorção da radiação pela atmosfera através da seguinte função:

$$r_{s,i} = \frac{r_{a,i} - r_{t,i}}{\tau_{in,i} * \tau_{out,i}} \quad (7)$$

em que: $r_{s,i}$ é a reflectância espectral corrigida dos efeitos atmosféricos na banda i ; $r_{a,i}$ a reflectância espectral aparente na banda i ; r_t a reflectância de trajetória (radiação difusa espalhada pela atmosfera em direção ao sensor) na banda i ; $t_{in,i}$ e $t_{out,i}$ os valores da transmitância da atmosfera na direção da superfície e na direção do sensor, respectivamente, para cada banda i .

A estimativa da transmitância atmosférica nas duas direções é realizada a partir do conhecimento da umidade relativa do ar no momento da passagem do satélite sobre a área de estudo; este último dado é obtido de uma estação meteorológica de

superfície. A transmitância da atmosfera na direção da superfície (t_{in}) é então calculada por:

$$\tau_{in,i} = c_{1,i} * \exp \left[\frac{c_{2,i} P_{ar} - c_{3,i} W - c_{4,i}}{\cos \theta} \right] + c_{5,i} \quad (8)$$

em que: P_{ar} é a pressão atmosférica (kPa), calculada pela equação 9; θ o ângulo zenital solar, calculado pela Equação 4; W a água precipitável na atmosfera (mm), calculada pela equação 10; $c_{1,i}$ a $c_{5,i}$ são parâmetros constantes determinados para cada banda i do sensor TM.

$$P_{ar} = 101.3 \left(\frac{T_{ar} - 0.0065 * h}{T_{ar}} \right)^{5.26} \quad (9)$$

sendo T_{ar} a temperatura do ar (K) e h é a altitude média da superfície em relação ao nível médio do mar (m).

W é função da quantidade de água precipitável em um ponto da imagem (local da estação agrometeorológica) e foi calculada pela Equação 9, proposta por Garrison e Adler (1990).

$$W = 0.14 * e_a P_{air} + 2.1 \quad (10)$$

sendo que e_a é a pressão de vapor de água (KPa) e W é dado em mm.

A transmitância da atmosfera na direção do sensor (t_{out}) é dada por:

$$\tau_{out,i} = c_{1,i} * \exp \left[\frac{c_{2,i} P_{ar} - c_{3,i} W - c_{4,i}}{\cos \eta} \right] + c_{5,i} \quad (11)$$

em que: η representa o ângulo de visada do sensor. Como o ângulo de visada do sensor TM é muito próximo de 0, o cosseno de η é aproximadamente igual a 1.

Os parâmetros $c_{1,i}$ a $c_{5,i}$ foram determinados por Tasumi et al. (2008) mediante a utilização do modelo de transferência radiativa SMARTS2 (*Simple Model of Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine*) e de modelo de regressão simples, os quais são apresentados na Tabela 6.

Após determinar a transmitância atmosférica nas duas direções, Tasumi et al. (2008) procederam ao cálculo da reflectância de trajetória (r_t, i) para cada banda do TM através da inversão da Equação 7 e do uso do dado MOD02 (produto MODIS de radiância), de forma que:

$$r_{t,i} = C_b * (1 - \tau_{in,i}) \quad (12)$$

em que: C_b é um parâmetro determinado para cada banda i do sensor TM (Tabela 4).

Tabela 6 - Coeficiente de calibração C_1 a C_5 e C_b , para as bandas 1 a 5 e 7 do TM/Landsat-5

Coeficiente	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 7
C_1	0,987	2,319	0,951	0,375	0,234	0,365
C_2	-0,00071	-0,00016	-0,00033	-0,00048	-0,00101	-0,00097
C_3	0,000036	0,000105	0,00028	0,005018	0,004336	0,004296
C_4	0,0880	0,0437	0,0875	0,1355	0,0560	0,0155
C_5	0,0789	-1,2697	0,1014	0,6621	0,7757	0,639
C_b	0,640	0,310	0,286	0,189	0,274	-0,186

Fonte: Tasumi et al. (2008)

3.6.4 Índices de Vegetação

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* - NDVI) é obtido através da razão entre a diferença das refletividades

do infravermelho-próximo (ρ_{IV}) e do vermelho (ρ_V) pela soma das mesmas (ROUSE et al., 1973)

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (13)$$

sendo que ρ_{IV} e ρ_V correspondem, respectivamente, às bandas 4 e 3 do TM/Landsat-5.

O NDVI é um indicador sensível da quantidade e da condição da vegetação verde. Seus valores variam de -1 a $+1$ e para superfícies com alguma vegetação o NDVI varia de 0 e 1, já para a água e nuvens o NDVI é, geralmente, menor que zero.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index* - SAVI), que é um índice que busca amenizar os efeitos do “background” do solo, será utilizada a expressão (HUETE e WARRICK, 1990):

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (14)$$

sendo que L é constante. O valor mais frequente na literatura é de 0,5, segundo os trabalhos de Huete e Warrick (1990) e Boegh et al. (2002).

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

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (15)$$

3.6.5 Emissividades

Para a obtenção da temperatura da superfície é utilizada a equação de Planck invertida, válida para um corpo negro. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal ε_{NB} . Por sua vez, quando do cômputo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, há que ser considerada a emissividade no domínio da banda larga ε_0 (6 – 14 μm). Segundo Allen et al. (2002), as emissividades ε_{NB} e ε_0 podem ser obtidas, para $\text{NDVI} > 0$ e $\text{IAF} < 3$, segundo:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331\text{IAF} \quad (16)$$

e

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01\text{IAF} \quad (17)$$

Para pixels com $\text{IAF} \geq 3$, $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$. Para corpos de água ($\text{NDVI} < 0$), no caso do lago de Sobradinho e do leito do Rio São Francisco, Silva, Lopes, Azevedo, (2005b) utilizaram os valores de $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$, conforme Allen et al. (2002) também utilizou em seu trabalho.

3.6.6 Temperatura da superfície

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

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (18)$$

sendo $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1260,56 \text{ K}$, constantes de calibração da banda termal do TM/Landsat-5 (ALLEN et al., 2002).

3.6.7 Radiação de onda longa emitida

A radiação de onda longa emitida pela superfície $R_{L\uparrow}$ (Wm^{-2}) é obtida através da equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (19)$$

sendo que ε_0 é a emissividade de cada pixel, σ 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).

3.6.8 Radiação de onda curta incidente

A radiação de onda curta incidente $R_{s\downarrow}$ (Wm^{-2}) é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, que para condição de céu claro é dada pela seguinte expressão (ALLEN et al., 2002):

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos \theta \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (20)$$

sendo S a constante solar (1367 Wm^{-2}), θ o ângulo zenital solar, d_r o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} a transmissividade atmosférica. $R_{s\downarrow}$ pode ser considerado constante em toda a área de estudo, para áreas relativamente pequenas.

3.6.9 Radiação de onda longa incidente

A radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície $R_{L\downarrow}$ (Wm^{-2}), pode ser computada pela equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (21)$$

sendo que ε_a é a emissividade atmosférica obtida por: $\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln \tau_{sw})^{0,09}$ (ALLEN et al., 2002), σ é a constante de Stefan-Boltzman e T_a é a temperatura do ar (K).

3.6.10 Saldo de radiação

O saldo de radiação à superfície R_n (Wm^{-2}) é computado utilizando-se a seguinte equação do balanço de radiação à superfície:

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

sendo $R_{s\downarrow}$ a radiação de ondas curtas incidente, α o albedo corrigido de cada pixel, $R_{L\downarrow}$ a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{L\uparrow}$ a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ε_o a emissividade de cada pixel.

3.6.11 Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo, G (Wm^{-2}), pode ser obtido segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa os valores próximos ao meio-dia:

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98\text{NDVI}^4) \right] R_n \quad (23)$$

sendo T_s a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$), α o albedo da superfície e NDVI o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada, todos computados pixel a pixel. Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água ($\text{NDVI} < 0$), pode ser utilizada a seguinte expressão: $G = 0,3R_n$, usada por Silva, Lopes, Azevedo, (2005a) e $G = 0,5R_n$, segundo Allen et al. (2002), que nesse trabalho utilizou a segunda expressão, considerando que 50% do R_n seja destinado a G em corpos de água.

3.6.12 Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível H (Wm^{-2}), o cerne do METRIC, é estimado 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):

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (24)$$

sendo que ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kgm}^{-3}$), c_p é o calor específico do ar ($1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), a e b são constantes de calibração da diferença de temperatura, T_s é a temperatura da superfície (K) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (sm^{-1}). O cômputo de H é iniciado com dados de uma estação meteorológica no interior da cena estudada, quais sejam: a velocidade do vento (m.s^{-1}) ao nível de 2 m, e a altura média da vegetação (m) circundante no local da medição da velocidade do vento. Para a obtenção de H , faz-se necessário o conhecimento de dois pixels, denominados pixels âncoras, para se determinar a variação de temperatura (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) em todos os pixels da área de estudo.

Inicialmente, a resistência aerodinâmica r_{ah} (sm^{-1}) é computada admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra pela seguinte expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (25)$$

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

Nesta etapa são reunidas as informações sobre a velocidade do vento u (ms^{-1}) e a altura média da vegetação h (m) que envolve a estação meteorológica. Considera-se um raio igual a 15m para o Landsat-5 (metade da resolução espacial do pixel do TM) e, a altura de obtenção de u .

Dessa forma, obtém-se o coeficiente de rugosidade local z_{0m} em função da altura média da vegetação segundo (BRUTSAERT, 1982).

$$z_{0m} = 0,12 h \quad (26)$$

Allen et al. (2002) consideram $z = 0,30$ m, obtendo assim $z_{0m} = 0,036$ m.

A velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) é computada usando o perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (27)$$

sendo que k é constante de von Karman, u_x é a velocidade do vento (ms^{-1}) na altura z_x (2,0 m, por exemplo) e z_{0m} é a coeficiente de rugosidade (m).

Em seguida, considerando-se ainda a atmosfera em equilíbrio neutro, é estimada a velocidade do vento u_{200} (ms^{-1}) ao nível de $z = 200$ m, onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, pela equação, em função da grande diferença de altitude na bacia. Considerou-se que a atmosfera em equilíbrio estaria a $z = 200$ m.

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (28)$$

Dessa forma, Silva, Lopes, Azevedo, (2005a) obtiveram para uma imagem de 2000 $u_{100} = 2,36853 \text{ ms}^{-1}$ e para uma outra de 2001 $u_{100} = 3,15803 \text{ ms}^{-1}$, para as condições de estudo naquela região.

Com a hipótese de que u_{200} é constante em toda a cena estudada, pode ser obtida a velocidade de fricção u_* (ms^{-1}) para cada pixel, através da equação:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)} \quad (29)$$

sendo z_{0m} (m) obtido em função do SAVI, segundo equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62 \text{ SAVI}) \quad (30)$$

A diferença de temperatura próxima à superfície dT ($^{\circ}\text{C}$) para cada pixel é computada pelo SEBAL através de uma relação linear entre dT e T_s (temperatura da superfície):

$$dT = a + bT_s \quad (31)$$

sendo que a e b são coeficientes de correlação e são definidos pelo SEBAL através dos pixels âncoras (quente e frio).

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

$$H_{quente} = (Rn - G)_{quente} - LE_{quente} \quad (32)$$

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

$$H_{frio} = (Rn - G)_{frio} - LE_{frio} \quad (33)$$

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

$$LE_{frio} = 1.05.ET_{0,alfafa}.\lambda \quad (34)$$

em que λ é dado por:

$$\lambda = [2,501 - 0,00236(T_s - 273,15)]10^6 \quad (35)$$

sendo T_s a temperatura da superfície dada em Kelvin.

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

$$dT_{frio} = \frac{H_{frio} r_{ah}}{\rho_{ar} \cdot c_p} \quad (36)$$

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

$$a = \frac{dT_{quente} - dT_{frio}}{T_{s,quente} - T_{s,frio}} \quad (37)$$

$$b = \frac{(dT_{quente} - a)}{T_{s,quente}} \quad (38)$$

No entanto, os valores obtidos não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo, que nas etapas seguintes é considerada, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Dessa forma, devido aos efeitos turbulentos aquecerem a superfície e afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, sendo assim considerado no cômputo do fluxo de calor sensível, principalmente para as condições do pixel “quente”.

O comprimento de Monin-Obukhov L (m) é utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera e é computado em função dos fluxos de calor e de momentum pela seguinte expressão (BASTIAANSEN, 1995; ALLEN et al., 2002; TIMMERMANS et al., 2007).

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

sendo que ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kgm}^{-3}$); c_p é o calor específico do ar; u_* é a velocidade de fricção de cada pixel das imagens (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 (Wm^{-2}), obtido inicialmente considerando-se 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.

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

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

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

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

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

sendo;

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

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

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

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

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

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

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

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

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

$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln \left(\frac{200}{z_{0m}} \right) - \psi_{m(200m)}} \quad (40)$$

sendo que u_{200} é a velocidade do vento a 200m (ms^{-1}); k é a constante de Von Karman (0,41); z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m); e $\psi_{m(200m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100m.

Tendo-se obtido u_* corrigido, será obtido o valor corrigido para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (sm^{-1}) através da seguinte equação.

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (41)$$

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

Após obtidos os valores desses parâmetros, retorna-se ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obtenha a estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}) para o pixel quente. Para isto, será necessário um número de iterações para a obtenção da estabilidade desses parâmetros.

3.6.13 Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente LE (Wm^{-2}), definido como sendo a taxa de calor latente cedida da superfície devido ao processo de evaporação ou de evapotranspiração, foi obtido pela simples diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível.

$$LE = R_n - G - H \quad (42)$$

sendo LE o valor do fluxo de calor latente instantâneo, ou seja, seu valor no momento da passagem do satélite e os demais termos já foram definidos.

3.6.14 Evapotranspiração real horária

O fluxo de calor latente pode ser facilmente convertido em evapotranspiração real horária – ET_h (mm) integrando-o ao longo de uma hora (TASUMI, 2003; ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2007), qual seja.

$$ET_h = 3600 \cdot \frac{LE}{\lambda} \quad (43)$$

em que λ é o calor latente de vaporização da água ($J\ kg^{-1}$), descrita na Equação 35.

3.6.15 Evapotranspiração real diária

A conversão da evapotranspiração real horária (ET_h) em escala diária (ET_{24h}) é feita por meio da metodologia utilizada por Trezza (2002), Tasumi (2003) e Allen; Tasumi; Trezza, (2007), que consideram ser a razão entre a ET_h e a $ET_{0,h}$ válida para o período de 24 horas, daí que.

$$ET_{24h} = F \cdot ET_{0,24h} \quad (44)$$

em que $ET_{0,24h}$ é a evapotranspiração de referência diária da FAO (mm dia^{-1}) e F é a fração de referência relativa horária, ou seja, igual à razão entre a ET_h e $ET_{0,h}$. O valor da $ET_{0,24h}$ será obtido a partir da integração dos valores diários de evapotranspiração horária calculada segundo a equação (ALLEN et al., 1998):

$$ET_h = \frac{0,408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{37}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (45)$$

sendo, $ET_{0,h}$ a evapotranspiração de referência horária (mm.h^{-1}); Rn o saldo de radiação ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$); G o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$); T a temperatura média horária a 2 m de altura ($^{\circ}\text{C}$); u_2 a velocidade média horária do vento a 2 m (m.s^{-1}); e_s a pressão de saturação do vapor (kPa); e_a a pressão real de vapor (kPa); γ a constante psicrométrica ($\text{KPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); e Δ a curva de pressão de vapor ($\text{kPa.}^{\circ}\text{C}^{-1}$).

Após a obtenção da ET_h os resultados serão integrados para obtenção dos valores diários de ET_0 .

Para avaliar a disponibilidade hídrica no solo da estação agrometeorológica da ESALQ/USP foi então realizado o balanço hídrico proposto por Thornthwaite, em intervalos de cinco dias, ou seja, acumulada a precipitação e realizadas as médias das demais variáveis para a realização deste.

O balanço hídrico foi realizado para os anos de 2008 e 2009 (total) e 2010 (parcial), uma vez que não havia mais imagens no final deste último ano.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Albedo

O primeiro produto obtido a partir das imagens foi o albedo. Foi possível verificar que houve grande variação dos valores de albedo durante o período estudado, tanto dentro de cada imagem como quando considerado o período todo (Figura 6).

As variações mais comuns ocorridas são consequências de diferentes coberturas encontradas na bacia do Rio Corumbataí, além da declinação do sol, por culminar o sol no hemisfério Norte em período do inverno e no hemisfério Sul no verão.

Verificou-se que os valores de albedo na parte leste da bacia foram pouco inferiores aos da parte oeste, e estas diferenças podem ocorrer pela predominância de alguns tipos de cobertura da superfície. De modo geral, a parte leste apresenta relevo menos ondulado e/ou menos montanhoso, propiciando assim maior quantidade de áreas agricultáveis e, conseqüentemente, com culturas como a cana-de-açúcar.

A heterogeneidade na cobertura da superfície é a principal razão da variação de albedo dentro da bacia. Outro fator considerável é a própria umidade disponível, ou disponibilidade hídrica durante o período estudado. Querino et al. (2006) citam que existe grande variação nos valores entre o período seco e o chuvoso. Tais fatores são importantes para essa variação. Os autores mencionam que as mudanças de coloração dos vegetais, que se tornam mais verdes no período chuvoso, e ainda solo mais escuro devido à presença da umidade, são fatores condicionantes das mudanças no albedo.

Figura 6 - Imagens de albedo nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí

Ainda que em pequena porção da bacia, os menores valores de albedo foram obtidos em superfícies de água, como lagos e o próprio rio Corumbataí, ficando entre 6% e 11%. Também Silva, Lopes, Azevedo, (2005a) obtiveram mínimos de 6,8% e 7,4% para os anos de 2000 e 2001, respectivamente, destacando que os mínimos foram obtidos no rio São Francisco, concordando assim com os valores mínimos de albedo obtido neste trabalho.

Os valores máximos de albedo na bacia foram superiores a 31%, com destaque para a imagem DS 304, em que houve maior percentual da bacia com valores entre 28% a 31%. O final do período seco pode ser a principal causa para elevar esses valores de albedo.

Mendonça (2007) também encontrou valores máximos de 31% para albedo em cenas estudadas com imagens MODIS. Ele cita que a variação da composição na cobertura da superfície pode alterar significativamente os valores mínimos e/ou máximos em uma área estudada.

Os maiores valores de albedo foram obtidos em áreas específicas, como aquelas com pouca (como áreas de cerrado) ou nenhuma vegetação. Altos valores foram ainda obtidos em áreas agricultáveis, pois o solo exposto, por provável período de preparo do solo, propiciou esses valores. Silva, Lopes, Azevedo, (2005b) encontraram valores de albedo para solo exposto de 31% e 33% para os anos de 2000 e 2001.

As médias de albedo para as imagens ficaram entre 20% e 30%, conforme a Figura 7.

Tais médias apontam para mudanças das características da cobertura dentro da bacia, como já citado, a própria disponibilidade hídrica, além dos fatores de movimentação natural do sol, que origina as estações do ano.

Figura 7 - Histograma de frequência das imagens de albedo da superfície dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

As médias de albedo para as imagens foram semelhantes às obtidas por Silva, Lopes, Azevedo, (2005a), que foram de 20,5% e 21% nos anos de 2000 e 2001, respectivamente, na região do perímetro irrigado entre os Estados da Bahia e Pernambuco.

Os histogramas das imagens do DS 32 e DS 35 são muito semelhantes, com uma menor amplitude de valores. Verifica-se, ainda, que os histogramas das imagens do período de verão apresentam valores um pouco superiores às demais imagens da bacia.

Buscando avaliar melhor o desempenho da metodologia proposta para a determinação do albedo de superfície, realizaram-se recortes de áreas homogêneas dentro da cena estudada. Foram extraídos quatro pequenos recortes de diferentes locais, com tamanho de 10 pixels, cujas áreas representam cana-de-açúcar; corpo d'água (superfície um lago); eucalipto plantado; e pasto, cujas localizações são apresentadas na Figura 1 e na Tabela 2.

Os albedos dos pixels das superfícies homogêneas estão na Figura 8. Verificou-se que os valores de albedo na área de cana-de-açúcar apresentaram amplitude de 26% a 29%, e que os maiores valores de albedo foram registrados nas imagens do período de início e final de ano, como dos DS 304, 35, 256 e demais (Figura 8A).

Os valores de albedo obtidos neste trabalho são superiores aos obtidos por Giongo et al. (2010), que encontraram albedo em área de cana-de-açúcar com valores entre 13,5% a 23,1%.

Outros autores obtiveram resultados bastante semelhantes, como Juárez (2004), que obteve um valor médio de 21% para cana-de-açúcar, com variação entre 15% e 25%, sendo que o padrão sazonal demonstrou valores mínimos na estação chuvosa e máximos na estação seca. Cabral et al. (2003) encontraram valores variando entre 12% e 32% para a cana-de-açúcar não irrigada, dependendo da fase de crescimento da cultura.

Os menores registros de albedo foram obtidos nas imagens de DS 211 e 243, e que provavelmente são dias posteriores à colheita realizada na área, sendo estes registros de início de rebrota da cultura, portando parte de albedo de solo, pois a plantação não teria cobertura total do solo.

O albedo na área do lago apresentou valores entre 5% e 18%, conforme a Figura 8B. Verifica-se ainda, nessa figura, que os registros no período próximo ao verão, ou de maiores eventos chuvosos, podem ter elevado os valores de albedo. No período de inverno ou próximo a esta estação, quando a precipitação na região é muito baixa,

ocorreram valores de albedo entre 5% e 11%, que estão de acordo com os obtidos por Giongo et al. (2010), que encontraram valores entre 1,7% e 10,4% em superfície de água, na região de São Paulo. Comportamento semelhante foi obtido por Silva, Lopes, Azevedo, (2005a), com valores entre 7% e 9%; e ainda por outros autores, como Bastiaanssen et al. (1998) e Bastiaanssen (2000), que também encontraram valores entre 3% a 10% para albedo de superfície com água na Bacia de Gediz, na Turquia.

Dessa forma, acredita-se que os altos valores de albedo registrados no período chuvoso tenham sido provocados pelas enxurradas ou erosão de partículas sólidas, como solo, para dentro da represa, elevando assim, os valores de albedo para mais que 17%, ou seja, a água estava turva.

Na Figura 8C estão os valores de albedo da área de eucalipto plantado, onde se verificaram registros entre 19% e 25%. Esta baixa amplitude reflete a pequena modificação em características da planta, visto que o eucalipto é uma cultura perene. Por ser uma cultura perene ela também tem valores de albedo que podem ser comparados a áreas de mata ou vegetação densa.

Verificou-se que os maiores registros foram nas imagens do DS 35, 112 e 144, próximo à estação de primavera, e por alguma característica da planta neste período do ano foram registrados os maiores valores de albedo. Também Boegh et al. (2002) obtiveram, em estudo na Dinamarca, com imagens TM/Landsat-5, em áreas de vegetação densa, valor de 18%. Ainda Silva, Lopes, Azevedo, (2005a), em estudo com o mesmo sensor e satélite, registraram albedo semelhante aos que foram citados anteriormente, corroborando com os valores obtidos nesta pesquisa.

Querino et al. (2006) citam ainda que existe grande variação nos valores de albedo de florestas entre o período seco e o chuvoso, os autores mencionam que as mudanças de coloração por parte dos vegetais, que se tornam mais verdes no período chuvoso, e ainda o solo mais escuro devido à presença da umidade, são fatores condicionantes nas mudanças no albedo.

Na área de pasto (Figura 8D) os valores de albedo ficaram entre 25% e 34%, no período estudado, valores estes que corroboram com os obtidos com Iziomons e Mayer (2002), que avaliando o comportamento do albedo em áreas de pastagens no sudoeste

da Alemanha, entre 1991 e 1996, constatarem acentuada variabilidade no período estudado, com valores situados entre 22,2% a 36%.

A variabilidade de albedo em pasto é comum nessa região, considerando que o volume e a distribuição das chuvas são bem irregulares, deixando o desenvolvimento e cobertura do solo comprometido.

Figura 8 - Valores de albedo dos pixels nas áreas recortadas de cana-de-açúcar (A), lago (B), eucalipto (C) e pasto (D) na Bacia do Rio Corumbataí

4.2 Índice de vegetação (NDVI)

O NDVI é um importante índice de monitoramento e identificação de mudanças na cobertura de uma determinada região, uma vez que muitas variáveis interferem na mudança dos valores desse índice. Verificou-se que nas imagens de NDVI houve grande variação intra e entre imagens (Figura 9).

O modo como uma planta, ou comunidade de plantas, é vista, seja pelo olho humano ou por um sensor multiespectral, depende fundamentalmente da interação dessa planta ou comunidade de plantas com a radiação (MOREIRA; ASSUNÇÃO, 1984).

As características que ocorrem nos espectros de reflectância, transmitância e absortância de uma folha são ocasionadas notadamente pelos pigmentos, pela estrutura e pela água em solução (MOREIRA; ASSUNÇÃO, 1984). Os autores citam, ainda, que a folha merece destaque especial dentre os componentes da planta, pois é nela que se realiza a fotossíntese. Toda a organização da folha (sua forma, posição, estrutura etc.) está adaptada para melhor aproveitamento dos raios solares, do ar e da água, necessários à realização do processo de fotossíntese.

De acordo com os autores citados anteriormente, a água e a radiação são os fatores de maior importância na alteração do NDVI em escala temporal, dentro de uma região, como a bacia do Rio Corumbataí.

Na Tabela 7 é apresentada a lâmina precipitada (mm.dia^{-1}) em dias anteriores à passagem do satélite TM/Landsat-5. Ocorreram precipitações frequentes nos dias anteriores às imagens dos DS 32 e 35. Nos DS 256 e 304 também ocorreram precipitações, porém, com menor frequência. Nessa região são comuns precipitações mais frequentes nos meses de outubro a março, caracterizados como os meses de chuva, e nos demais meses essas chuvas diminuem consideravelmente.

Tabela 7 - Precipitação ocorrida na estação agrometeorológica, nos dias anteriores à passagem do satélite TM/Landsat-5, na Bacia do Rio Corumbataí

DS	Precipitação (mm.dia ⁻¹) antes da passagem do satélite																			
	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10	-11	-12	-13	-14	-15	-16	-17	-18	-19	-20
32	0,1	3,4	13,7	21,7	7,2	17,3	7,3	0	0	0	0	5,2	0	8,9	4,3	6,9	0	14,6	0,8	8,3
35	0	0	0	7,5	19,3	24,7	15	1,6	0,3	7,1	0,1	30,6	1,3	9,8	17,2	46,7	3,6	2,9	5,5	11,5
112	0	0	0	0	0	0	0	0,5	17,6	0	0	0	0	0	0,1	1,3	0,2	0	0	0
144	0	0	0	0	0,2	0,2	0	0	3,9	4,8	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0,2	1,7
163	0	1	0	0	0	0	9,8	5,9	0	0	0	0,1	0,1	0	0	0	0	0,2	0	0
189	0	0,1	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0,1	1,8	0,7	0,3	0	0	0,1	0,1
211	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,8	0	31,7	26,4	0	0	0
243	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
256	0	0	0,3	42,2	35,1	0,1	3,1	0	15,2	2,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,5
304	0	0	0	0	1,4	0	0	0	11,4	0	0	5	3,5	0	0	20,1	0	0,1	7,7	0

Pela Figura 9 verifica-se que houve grande variação de NDVI ao longo do tempo avaliado, bem como variações dentro da área da bacia do Rio Corumbataí.

Houve maior concentração dos valores entre 0,4 a 0,8, na maior parte das imagens. Analisando-se a Figura 9, constata-se que a frequência das classes de maiores valores ocorreu em período de maior disponibilidade hídrica, como nas imagens dos DS 304, 32, 35, 112 e 144, sendo que, para as duas ultimas datas, provavelmente havia água no sistema para suprir as necessidades das culturas que cobriam a bacia neste período.

Por outro lado, os menores valores ocorreram no período de inverno ou épocas com baixa precipitação, diminuindo assim a disponibilidade hídrica às culturas. Nestes eventos ocorre uma diminuição do NDVI em condições naturais, por dois motivos: o primeiro está relacionado à diminuição da radiação incidente, e o segundo a diminuição na disponibilidade hídrica. Um ou os dois fatores anteriormente citados podem diminuir a ação fotossintética ou alterar as estruturas internas da folha e, consequentemente, diminuir os valores de NDVI.

Figura 9 - Imagens de NDVI nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí

Na Figura 10 estão os histogramas de frequência dos valores de NDVI, para as imagens estudadas na bacia do Rio Corumbataí. É possível verificar na distribuição dos valores de NDVI que existe boa heterogeneidade de alvos, ou respostas de NDVI entre e intra imagens. As imagens dos DS 32, 35 e 112, apresentaram histogramas muito semelhantes, tanto em distribuição quanto em frequência. A imagem do DS 304, ainda que não tenha apresentado um pico tão semelhante às imagens anteriores citadas, também registraram altos valores de NDVI.

Nas imagens dos DS 211 e 243 houve um deslocamento do pico de frequência de NDVI para menores que 0,5 e 0,4, respectivamente, confirmando que a deficiência hídrica, nas culturas, influencia negativamente os valores de NDVI.

A vegetação sofre modificações ao longo do tempo/ano, em decorrência de alterações sazonais, estágio fenológico, mudanças climáticas bruscas, dentre outros. Além destas, que são alterações naturais da vegetação ou sofridas pela mesma, há modificações impostas pelo homem através das práticas culturais, ou até mesmo, a mudança da espécie cultivada. Por conseguinte, o comportamento espectral da

vegetação ou determinada cultura pode ser alterado também pela presença de pragas na lavoura, irrigação, adubação etc. (ROSENDO, 2005).

Figura 10 - Histograma de frequência das imagens de NDVI dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

Na Figura 11 estão os valores de NDVI em recortes de superfícies homogêneas, como cana-de-açúcar, eucalipto e pastagem. Observa-se que houve grande alteração dos valores de NDVI em área de cana-de-açúcar no período (Figura 11A). A principal causa da alteração dos valores ocorreu em função da colheita da cultura. As imagens dos DS 243 e 256 foram obtidas em dias logo após a colheita da cultura e, portanto, os valores de NDVI ainda referem-se à superfície de cana em crescimento, ou seja, o solo provavelmente ainda estava parcialmente exposto.

A imagem do DS 304, com valores intermediários de NDVI, por volta de 0,45, é de uma cultura ainda em desenvolvimento. Por fim, em um grupo com pouca alteração entre as demais imagens, estão os valores de NDVI entre 0,67 e 0,78. Depois de atingindo o crescimento completo, até a sua maturação, os valores de NDVI da cultura de cana não alteraram muito.

Figura 11 - Valores de NDVI dos pixels nas áreas recortadas de cana-de-açúcar (A), eucalipto (B), e pasto (C) na Bacia do Rio Corumbataí

Pode-se verificar, então, que os valores de NDVI em cana-de-açúcar distribuíram-se por três classes: a primeira, com a cultura em início de rebrota (logo após a colheita); a segunda, durante o desenvolvimento e/ou crescimento; e a terceira com a cultura já na fase de maturação.

O incremento e a diminuição do NDVI estão associados ao aumento de densidade da biomassa, devido ao estabelecimento e desenvolvimento de culturas agrícolas, por exemplo, soja (MOTTA et al., 2003) e cana-de-açúcar (LUCAS; SHULER, 2007). Os resultados deste trabalho corroboram com a idéia dos autores anteriormente citados.

É possível verificar que há uma tendência de maiores valores de NDVI em eucalipto no período de final das chuvas (DS 112 e 144), diminuindo nas imagens do início das chuvas, ou então à medida que se entra no período de restrição hídrica (Figura 11B).

O menor registro de NDVI em eucalipto foi na imagem do DS 243, seguido dos DS 211 e 256, confirmando que, nesta cultura, a restrição hídrica deve ter sido o condicionante para esta sequência de valores de NDVI.

Ainda que os valores de NDVI sejam menores que na área de eucalipto, a área de pastagem teve comportamento muito semelhante, ou seja, maiores valores no período de final das chuvas, diminuindo no período inicial e à medida que diminui a disponibilidade hídrica.

Este comportamento também foi relatado por Rosendo (2005), que observou uma perda do vigor vegetativo do pasto em função da ausência de umidade, diminuindo assim os valores de NDVI.

A taxa de lotação do gado e a degradação da pastagem também são fatores que interferem na variação do NDVI neste tipo de cobertura, ou seja, além da disponibilidade hídrica e radiação, o crescimento do pasto melhora a cobertura do solo e aumenta os valores de NDVI.

Os maiores registros de NDVI foram de 0,63 e 0,59 nos DS 112 e 35, respectivamente, enquanto que os menores registros foram de 0,31 e 0,4 nos DS 243 e 211, respectivamente.

As restrições hídricas diminuem o vigor vegetativo das culturas. Esse fenômeno também foi registrado por Lucas, Shuler (2007), que avaliaram o NDVI em condições naturais, em um período de um ano de culturas.

4.3 Temperatura da superfície (Ts)

A temperatura é um importante parâmetro de verificação da heterogeneidade de cobertura na área da bacia do rio Corumbataí (Figura 12). Foi possível verificar grande variação da temperatura de superfície, no tempo e no espaço.

Figura 12 - Imagens de temperatura da superfície (°C) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

A variação sazonal da temperatura de superfície geralmente ocorreu por dois motivos principais: O primeiro relacionado à incidência de radiação, que é baixa no período de inverno, e bem superior no período de verão; e o segundo é a condição hídrica, ou seja, em locais onde existe maior volume hídrico, ou superfície de água, a temperatura de superfície tende a diminuir. Estes fatores também foram observados por Souza; Silva (2005) em estudo de obtenção da temperatura da superfície por meio de imagens de satélite.

Em geral observou-se que as temperaturas foram superiores nas imagens obtidas no período de verão ou próximo dele, principalmente a do DS 304, seguida do DS 256, em que é muito nítida a alta temperatura registrada. Destaca-se que existem grandes áreas com temperatura acima de 30°C. O verão é a estação sujeita a ocorrer altas temperaturas de superfície, devido à alta incidência de energia, segundo Qin et al. (2001), que estudou a aplicação de imagens de satélite na obtenção de temperatura de superfície na região de Israel-Egito.

Nas imagens dos DS 32 e 35, ainda que sejam imagens registradas no verão, e eram esperadas temperaturas bem maiores, ocorreu uma redução da temperatura registrada em praticamente toda a área da bacia. Sabendo que a água tem influência neste parâmetro, acredita-se que as precipitações ocorridas em dias anteriores à passagem do satélite (Tabela 7) influenciaram negativamente nos resultados, ou seja, a água agiu como resfriador da superfície.

As imagens dos DS 163 e 189 foram aquelas com os menores registros na maioria da cobertura da bacia. Para estas datas, a água pouco influenciou, mas o fato de ser período de inverno, com o sol mais distante da terra, ou seja, o sol estar no hemisfério norte, influenciou os menores registros de temperatura na maior extensão da bacia.

É possível identificar nas imagens as chamadas zonas de calor, ou áreas urbanas dentro da bacia, como é o caso da cidade de Rio Claro, que em todas as imagens aparece sempre com as temperaturas mais elevadas da imagem. Este fenômeno é comum para estes tipos de cobertura da superfície, pois áreas com superfícies como asfalto, construções de concreto, lajes, coberturas de zinco e eternit, e outros materiais semelhantes, são superfícies com alto potencial de emissão de calor, a partir da radiação solar recebida. Estes resultados concordam com os obtidos por Pereira (2006), que mapeou a região metropolitana de São Paulo com imagens de satélite.

Por outro lado, aquelas superfícies com vegetação mais abundante e em pleno estágio vegetativo, conseguem registros de menores temperaturas. Estas superfícies possuem comportamento contrário às áreas urbanas, por isso é que cidades com um

alto percentual de áreas verdes conseguem controlar as altas temperaturas em períodos mais quentes (geralmente verão), amenizando o problema das ilhas de calor.

A distribuição dos valores de temperatura é muito irregular em praticamente todas as imagens estudadas (Figura 13). Isso revela a grande heterogeneidade de cobertura encontrada na bacia do Rio Corumbataí.

Através dos histogramas também se verifica o comportamento da temperatura ao longo do período. A maioria dos histogramas segue uma distribuição normal, porém alguns com uma base maior ou menor.

Figura 13 - Histograma de frequência das imagens de temperatura da superfície dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

Pelo histograma conseguimos visualizar que na imagem do DS 304 as temperaturas atingiram valor próximo a 45°C, enquanto que a mínima nesta mesma data foi de aproximadamente 25°C. Esta, porém, foi a imagem com os registros mais altos de temperatura, seguida das imagens DS 256 e 243. As duas últimas são imagens do período com baixas precipitações e o sol ainda encontra-se no hemisfério norte, porém, muito próximo à linha do equador.

Verifica-se, ainda, nos histogramas, um deslocamento da direita para esquerda, ou seja, das maiores para menores temperaturas, do período de verão para o inverno.

Pouco diferente das demais imagens, foi a do DS 35, onde houve uma alta frequência em pequena amplitude de valores, ou seja, houve uma concentração dos valores de temperatura ao redor de 10°C, com moda próxima a 26°C.

Alguns dias os valores tem pequena amplitude, porém em outros a mesma pode ser grande, em uma mesma área de estudo. O que muda são as condições de radiação e/ou a superfície avaliada. Este comportamento também foi observado por Ball, Purcell e Carey (2004).

Em áreas homogêneas também houve grande variação anual da temperatura de superfície (Figura 14). As variações de temperatura são comuns para praticamente todas as coberturas de superfície.

Para áreas com cobertura de vegetais, essas variações pode ocorrer de várias formas, ou seja, muitos fatores podem interferir para tais oscilações de registro da temperatura da superfície, como a radiação incidente, umidade da folha, fatores intrínsecos à planta e outros.

Na área de cana-de-açúcar, a variação de temperatura ficou entre 13°C e 30°C, aproximadamente (Figura 14A). Os menores registros ocorreram nos DS 163 e 189, datas estas que estão no período mais frio da região (inverno). Nestes valores de temperaturas baixas, o fator condicionante de maior peso, com certeza, é a baixa incidência de radiação solar, diminuindo assim as temperaturas do ar e da superfície.

As maiores temperaturas foram registras no DS 304, seguido do DS 243 e 256. A alta temperatura do DS 304 é justificada pela incidência da radiação solar; já para as outras duas datas, além da limitação de disponibilidade hídrica, houve a colheita da cultura em dias anteriores à passagem do satélite, deixando, assim, a superfície exposta e elevando a sua temperatura. Segundo Quaidrari et al. (2002), as superfícies expostas sempre apresentam temperaturas mais elevadas que áreas vegetadas, ou com boa cobertura vegetal.

Á área do lago foi a que obteve as menores temperaturas em todas as imagens (Figura 14B). Este fato é comum para estes tipos de estudos.

Podestá et al. (2004), estudaram a temperatura de superfície em regiões úmidas da Argentina, constatando que estas são as mais frias dentro de uma cena estudada, concordando assim com os registros deste trabalho, onde se verificou que superfícies com água são as mais frias (Figura 14D).

A variação da temperatura foi de 11°C a 26°C, aproximadamente, considerando que as baixas temperaturas foram registradas nos DS 163 e 189, que coincidem com os dias mais frios nessa região.

As maiores temperaturas registradas foram no DS 304, seguido dos DS 256 e 35. A imagem do DS 32, que teoricamente deveria estar entre os dias mais quentes, em função dos dias chuvosos que antecederam a passagem do satélite, podem ter influenciado negativamente a temperatura do lago. As chuvas levam muitas impurezas (sedimentos) para dentro do lago, além é claro, da água fria das enxurradas.

Na área de eucalipto foram registradas temperaturas entre 11°C e 27°C, constatando-se também uma grande variação de temperatura de superfície nesse tipo de cobertura. A menor temperatura foi registrada no DS 163, seguido do DS 189, comportamento semelhante às demais áreas, por se tratar de dias próximos ao pleno inverno da região.

A área de pastagem apresentou um comportamento muito semelhante ao da área de eucalipto, porém, com valores bem diferentes (Figura 14C). Os registros de temperatura no pasto foram de 16°C a 33°C.

Além dos fatores de radiação e umidade, a temperatura de superfície de pasto também foi influenciada pela condição da pastagem, ou seja, em período de inverno o pasto geralmente paralisa e/ou diminui seu crescimento, comprometendo assim a massa verde de cobertura do solo, e conseqüentemente alterando a temperatura do ambiente.

Figura 14 - Valores de temperatura de superfície dos pixels nas áreas recortadas de cana-de-açúcar (A), lago (B), eucalipto (C) e pasto (D) na Bacia do Rio Corumbataí

Segundo Souza et al. (2011), a temperatura e outros parâmetros físicos são influenciados pela superfície, ou seja, naquelas com menor umidade e/ou cobertura vegetada, a temperatura de superfície tende a ser maior, e nas condições contrárias a temperatura tende a ser menor.

Esse comportamento observado pelos autores citados acima foi verificado nas áreas homogêneas estudadas, sendo que a temperatura foi muito influenciada pela radiação incidente, mas também a condição da superfície no momento de passagem do satélite.

4.4 Saldo de radiação (Rn)

Os resultados de saldo de radiação (Rn) da área da bacia do rio Corumbataí são apresentados na Figura 15. Verifica-se, assim, que a incidência da radiação solar é o principal condicionante ao Rn.

Os maiores valores de Rn foram obtidos no período de verão; já os menores foram registrados nas imagens dos dias da estação de inverno. Esse comportamento também foi verificado por Silva, Lopes, Azevedo, (2005b).

Pelas imagens de Rn verifica-se que existe grande variação nos valores dentro da bacia.

Ainda na Figura 15 é possível identificar que os valores de Rn são ligeiramente superiores porção leste da bacia, ou seja, a superfície e ou culturas que cobrem a parte leste da bacia apresentam saldo de radiação superior ao restante dela.

Além do tipo de cobertura proporcionar menores valores de Rn na porção oeste da bacia, outro fator a ser considerado é a inclinação da superfície. Como essa região da bacia possui um relevo mais acidentado, a incidência de radiação é menor nestas áreas, em alguma parte do dia, diminuindo assim o Rn. Di Pace et al. (2008) citam que na estimativa do saldo de radiação, com base em imagens de satélites, deve-se levar em consideração os efeitos topográficos da região de estudo, concordando com as variações encontradas neste trabalho e a aplicação do MNT.

Segundo Souza et al. (2011) e Silva et al. (2011), a inclinação da superfície pode reduzir ou aumentar a incidência de radiação solar diária e, consequentemente, o Rn, fato observado neste trabalho (diminuição do Rn em varias áreas da bacia). Há dois fatores a considerar sobre a inclinação da superfície: O primeiro é a posição do sol em relação à latitude local. Neste caso observa-se que o sol fica a maior parte do ano em latitudes superiores à da bacia, diminuindo assim o ângulo de incidência ($\cos Z$) da radiação solar na superfície. O segundo fator é o sentido da inclinação e a declividade da superfície da bacia. A maior parte da superfície da Bacia do Corumbataí é voltada para o Sul, diminuindo ainda mais a área de exposição da superfície à incidência dos raios solares.

Trabalhos como o de Dubayah (1992), que em área de deserto obteve Rn com correção de modelo de elevação digital igual a 654 W.m^{-2} , e Rn não corrigido de 643 W.m^{-2} , mostram que o MNT, nestas estimativas com auxílio de sensoriamento remoto, diminui a margem de erro.

Os valores de Rn tendem a decrescer com o aumento do ângulo de inclinação da superfície, para estimativas dos componentes da radiação (SOUZA et al., 2011).

O Rn de uma superfície é fortemente gerenciado pela radiação incidente, ou seja, o fluxo de radiação solar tem grande peso no Rn. Assim, analisando em conjunto as Figuras 6 e 15, verifica-se que o balanço de ondas curtas é o principal gerenciador do Rn na área estudada. Verifica-se ainda na Figura 6 que a porção leste da bacia possui valores de albedo pouco inferiores que a parte oeste da mesma. Portanto, a mesma região que apresentou menores albedos, apresentou os maiores valores de Rn. Este comportamento também foi observado por Silva, Lopes, Azevedo, (2005b) e Granger (2000).

Figura 15 - Imagens de saldo de radiação (W.m^{-2}) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí

A distribuição dos valores de R_n , através da visualização do histograma, é sempre muito semelhante, independentemente do período do ano em que a imagem foi adquirida (Figura 16).

Em todas as imagens verificou-se que a amplitude foi de aproximadamente 300 W m^{-2} , ou seja, a distância numérica entre os menores e maiores valores de R_n dentro da área é quase inalterável. Por sua vez, Boegh et al. (2002) encontraram valores de R_n na faixa de 360 W.m^{-2} a 440 W.m^{-2} sobre áreas agrícolas na Dinamarca, amplitude menor que a registrada neste estudo, porém com menor heterogeneidade na cobertura.

Já em estudo sobre a bacia de Gediz na Turquia, Bastiaanssen (2000) obteve valores de R_n entre 300 W.m^{-2} e 600 W.m^{-2} , valores que corroboram com este estudo. Contudo, os autores tinham também em uma bacia várias coberturas e o período de um ano.

Percebe-se ainda um deslocamento do histograma para a direita (aumentando os valores) nas imagens obtidas no período de verão, e para o lado oposto, nas imagens adquiridas no período de inverno.

Os maiores valores foram registrados no período de verão, imagens dos DS 32 e 35, seguido dos DS 304 e 256, com a moda de R_n próxima a 480, 470 e 440 W.m^{-2} , respectivamente. Os menores registros foram nas imagens dos DS 163, 189 e 144, com moda praticamente igual a 250 W.m^{-2} . Di Pace et al. (2008) citam ainda que as estações do ano proporcionam grande variação de R_n em uma região, tendo aqueles autores encontrado resultados semelhantes aos desta pesquisa.

Figura 16 - Histograma de frequência das imagens de saldo de radiação dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

Na área de cana-de-açúcar os valores tiveram registros de 220 a 460 W.m^{-2} no período avaliado (Figura 17A). Houve dois grupos de valores, bem distintos. No primeiro, os valores menores referem-se às imagens dos DS 144, 189, 163, 112 e 211, com média entre 220 a 275 W.m^{-2} , aproximadamente. No segundo grupo, os maiores registros de R_n foram para os DS 32, 35, 304, 256 e 243, com médias entre 355 a 460 W.m^{-2} .

O primeiro grupo de imagens, com valores menores, ocorre num período de inverno, ou próximo a ele, diminuindo assim o R_n pela baixa radiação incidente na cultura. Já o segundo grupo de valores, onde ocorrem os maiores registros, refere-se ao verão e primavera, onde a radiação incidente na superfície estudada é bem superior àquela do primeiro grupo.

Giongo (2008) obteve, em área de cana-de-açúcar, valores mínimos de R_n nos DS 213 (351,4 W.m^{-2}) e 149 (385,8 W.m^{-2}), e os máximos foram registrados nos DS 325 (731,1 W.m^{-2}) e 53 (557,8 W.m^{-2}). A variação média no período foi de 361,9 W.m^{-2} a 725,8 W.m^{-2} , obtida nos DS 213 e 325, respectivamente, valores muito consistentes com os obtidos neste trabalho.

Mendonça (2007) registrou R_n , em áreas de cana-de-açúcar, de 657,61 W.m^{-2} a 335,38 W.m^{-2} , para os DS 36 e 186, respectivamente, com imagens MODIS, também concordando com os obtidos neste trabalho, para o mesmo período ou DS do ano para a imagem obtida.

Na superfície de água os valores de R_n ficaram entre 320 W.m^{-2} , no período de inverno, e 550 W.m^{-2} , no período de verão (Figura 17B). Foi observada uma grande variação do R_n entre os menores e maiores registros.

Os registros de R_n no lago geraram três grupos de valores: um das imagens dos DS 189, 144, 163, 211 e 112, com média entre 320 e 400 W.m^{-2} , o segundo, com imagens dos DS 243 e 256, com média próxima a 450 W.m^{-2} ; e, por ultimo, o grupo com os maiores registros, para os DS 32, 35 e 304, com médias próximas a 540 W.m^{-2} .

A água apresenta baixo albedo e, conseqüentemente, altos registros de R_n , ou seja, alta proporção da radiação incidente é utilizada no sistema, refletindo muito pouco da energia incidente.

Silva, Lopes, Azevedo, (2005b) também encontraram os maiores valores de R_n na superfície do lago de Sobradinho, com valores de 751,3 W.m^{-2} e 750,7 W.m^{-2} , nos anos de 2000 e 2001, respectivamente.

Ainda Chandrapala e Wimalasuiya (2003) observaram que o baixo albedo é determinante para obter altos valores de R_n nesse tipo de superfície. Esses autores ainda citam que no período de verão, os registros de R_n são muito superiores aos do período de inverno.

Na área de eucalipto, assim como na superfície de água, foram verificados três agrupamentos: um das imagens dos DS 189, 144, 163, 211 e 112, com média entre 230 W.m^{-2} e 300 W.m^{-2} ; outro referente aos DS 243 e 256, com médias próximas a 400 W.m^{-2} ; e, por ultimo, o grupo com os maiores registros, feitos nos DS 32, 35 e 304, com médias entre 450 W.m^{-2} e 500 W.m^{-2} (Figura 17C).

Eucalipto é uma cultura com poucas alterações físicas ao longo do ano e foi a que apresentou menor variação no R_n registrado, com variação entre 230 W.m^{-2} e 500 W.m^{-2} , aproximadamente. Essa pequena alteração nos valores de R_n em área com vegetação densa também foi observada por Di Pace et al. (2008), ressaltando que as condições inalteradas da vegetação preservam os valores de R_n em vários períodos.

Na área de pastagem foi onde ocorreram os menores registros de Rn das superfícies estudadas (Figura 17D). A amplitude de Rn foi de 200 W.m^{-2} a 460 W.m^{-2} .

Assim como nas superfícies de eucalipto e água, também na pastagem houve três agrupamentos: um das imagens dos DS 189, 144, 163, 211 e 112, com média entre 200 W.m^{-2} e 280 W.m^{-2} ; o segundo grupo de imagens foi dos DS 243 e 256 com médias próximas a 340 W.m^{-2} ; e, por ultimo, os maiores registros feitos nos DS 32, 35 e 304 com médias entre 400 W.m^{-2} e 470 W.m^{-2} (Figura 17D).

Figura 17 - Valores de saldo de radiação dos pixels nas áreas recortadas de cana-de-açúcar (A), lago (B), eucalipto (C) e pasto (D) na Bacia do Rio Corumbataí

Apesar da semelhança no comportamento anual, os valores de Rn diminuíram da área de eucalipto para pastagem. Esse comportamento também foi observado por Liberato e Cardoso (2010), que encontraram uma diminuição nos valores de Rn de floresta para pastagem.

Os erros obtidos entre as estimativas de R_n com o uso do algoritmo METRIC e os registros da estação de superfície ficaram entre 2% e 11%, aproximadamente (Tabela 8). A exceção ficou para o valor do DS 112, que apresentou erro de 31,75%, e foi verificado que os valores anteriores e posteriores à passagem do satélite eram superiores ao registro de R_n na estação no horário da passagem do satélite (10:00h, local). Portanto, acredita-se que uma nuvem pode ter passado no intervalo entre leituras, subestimando assim o registro e incorrendo num erro bem distante dos demais encontrados.

Tabela 8 - Valores de saldo de radiação obtido na estação e obtidos no pixel da imagem com o modelo METRIC

Data da imagem	DS	Rn estação	Rn METRIC	Erro absoluto	Erro relativo
		$W.m^{-2}$	$W.m^{-2}$	$W.m^{-2}$	%
01/02/2009	32	524,6	494,2	-30,4	-5,79
04/02/2010	35	501,0	489,3	-11,7	-2,33
22/04/2009	112	104,0	152,4	48,4	31,75
24/05/2009	144	299,0	290,4	-8,6	-2,87
12/06/2010	163	278,0	248,1	-29,9	-10,70
08/07/2008	189	260,0	241,4	-18,6	-7,15
30/07/2010	211	298,0	281,5	-16,5	-5,54
31/08/2010	243	331,0	315,8	-15,2	-4,59
13/09/2009	256	433,0	387,0	-46,0	-10,62
31/10/2009	304	574,0	515,0	-59,0	-10,28

O uso de imagens de satélite subestimou a maioria dos valores entre 2% e 11%, exceção do DS 112, que registrou uma superestimativa de 31,75%.

Analisando os valores de R_n estimado e medido à superfície, Giongo (2008) encontrou correlações de 0,994 e 0,984, com uso de imagens TM/Landsat-5, pelo algoritmo SEBAL, em superfície em áreas de cana-de-açúcar e cerrado, respectivamente.

Para R_n estimado pelo algoritmo SEBAL e medido à superfície, também Mendonça (2007), conseguiu em área de cana-de-açúcar R^2 de 0,97 e 0,95, e erros absolutos entre $1 W.m^{-2}$ a $95 W.m^{-2}$, quando utilizou as metodologias para estimativa de albedo MODIS e Tasumi et al. (2008), respectivamente.

Ainda Tasumi et al. (2008), estimando R_n de 49 localidades dos Estados Unidos da América, observaram uma correlação média de 95% entre os valores medidos e estimados pelo algoritmo SEBAL. Os valores encontrados neste trabalho também se encontram dentro desta faixa de erro

Segundo Daughtry et al. (1990), em seu estudo entre medições e estimativas de R_n com sensoriamento remoto, o erro médio obtido foi inferior a 7%, um pouco menor que de algumas imagens aqui obtidas, mas próximos aos desta pesquisa.

4.5 Fluxo de calor no solo (G)

Os valores do fluxo de calor no solo tiveram grande variação, tanto entre as datas, como na bacia do Rio Corumbataí, dentro de cada imagem (Figura 18).

As imagens de calor no solo têm grande dependência da radiação incidente e da condição de cobertura, tendo, portanto, a temperatura de superfície como parâmetro físico mais próximo dessa variação.

As cartas de calor no solo tiveram um aumento nos valores exatamente naquelas imagens em que houve altas temperaturas, como no período de verão, e elas diminuíram bastante no período de inverno, exatamente na época de baixas temperaturas de superfície.

Os menores registros de G foram de aproximadamente 10 W.m^{-2} , verificados de forma mais frequente nos DS 163 e 189, enquanto que os maiores registros foram acima de 66 W.m^{-2} , registrados nos DS 304 e, com menor frequência, ainda nos DS 256, 35 e 32.

Através das imagens na Figura 18, verifica-se que em áreas de cobertura vegetal os valores de G diminuem e o percentual de R_n destinado ao G é, portanto, menor. Neste trabalho, em áreas de cana-de-açúcar houve percentuais de 5% a 10% de R_n para G , considerando do início ao final do ciclo da cultura. Também Silva et al. (2011) constataram que o valor médio de apenas $2 \pm 1\%$ de R_n foi destinado ao fluxo de calor no solo.

Em estudo da distribuição da energia no sistema, Brauner et al. (2008) relataram que em uma área de cana-de-açúcar não irrigada, sob condições climáticas do município de Pilar, AL, os registros foram de que apenas 2% do R_n foram para o G . Os mesmos autores ainda citam que no início de crescimento da cultura, com o solo ainda parcialmente coberto, os percentuais de G/R_n , são maiores, e que diminuem à medida que a cultura cobre a superfície do solo.

Figura 18 - Imagens de fluxo de calor no solo (W.m^{-2}) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

Silva e Bezerra (2006) obtiveram valores de G inferiores a 70 W.m^{-2} em algumas áreas irrigadas por pivôs centrais. Os autores ainda registraram valores de G superiores a 190 W.m^{-2} , correspondentes ao lago de Sobradinho e leito do rio São Francisco. Estes valores concordam com valores de G encontrados na área do lago (deste trabalho), que tiveram variação no período em torno de 200 W.m^{-2} .

Em trabalhos realizados na região Nordeste do Brasil, Santos et al. (2010) encontraram em área de solo desprovido de cobertura os índices mais elevados de

fluxo de calor no solo, com valores superiores a 100 W.m^{-2} . De maneira similar, Bezerra (2006) encontrou valores de 115 W.m^{-2} a 190 W.m^{-2} para áreas descobertas ou com vegetação nativa rala.

A maior variação verificada pelos histogramas de G em uma imagem foi no DS 304 (Figura 19), podendo-se observar que os registros de valores estão entre 20 W.m^{-2} a 120 W.m^{-2} . Nesta data, em algumas áreas com pouca ou nenhuma cobertura, foram obtidos altos valores de G, enquanto que muitas outras registraram baixo G, considerando que a cobertura do solo é de fundamental importância para diminuir estes valores.

Na maioria dos histogramas houve uma distribuição normal de pouca variação, ou seja, a base dos mesmos não alterou muito, apenas houve uma mudança de valores mínimos e máximos para cada um, em função do período do ano.

Houve alta frequência de valores acima de 60 W.m^{-2} , na imagem do DS 304; de concentração entre os valores 40 W.m^{-2} a 60 W.m^{-2} , para as imagens dos DS 256, 35, 32 e 243; e alta frequência de valores de G entre 15 W.m^{-2} a 40 W.m^{-2} para os DS 112, 144, 163, 189 e 21.

De forma geral, os histogramas da Figura 19 possuem um deslocamento à direita (maiores valores de G), nas imagens do período de verão, enquanto que diminuem os registros à medida que aproxima da estação de inverno.

A distribuição do percentual de G/R_n , foi de aproximadamente 2% a 15% em média, sendo que nas áreas com menor cobertura, e/ou mais secas, ocorreram os maiores percentuais. Superfícies de água, que utilizam um percentual bem maior de R_n para seu aquecimento, em geral apresentaram valores de 30% a 50%.

Estudando áreas com relevo acentuado, Menezes et al. (2009) observaram que o uso do MNT, nesse tipo de estudo, proporcionou maiores variações de G dentro da área estudada, ou seja, o uso da inclinação da superfície tende a aumentar a distância entre os valores estimados de G, mínimos e máximos, dentro de uma bacia.

Figura 19 - Histograma de frequência das imagens de fluxo de calor do solo dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

O fluxo de calor no solo é o parâmetro mais difícil de ser estimado com exatidão por métodos radiométricos. A principal causa de erros com o uso de imagens de satélite, é que estas não conseguem detectar diferenças de fluxo em profundidade. Os fluxos da superfície podem ser semelhantes em determinadas condições, enquanto que em profundidade podem interferir também o tipo de solo, a umidade real, dentre outros fatores, e estes são fontes de erros nestas estimativas.

Santos et al. (2010) também comentam sobre a dificuldade de obterem dados consistentes de G , a partir de dados radiométricos, destacando que dos resultados estimados, este é o parâmetro que apresentou o maior erro entre os dados estimados e medidos em vários tipos de superfície.

4.6 Fluxo de calor latente (LE)

Verificou-se uma alta variabilidade nos registros de calor latente nas imagens da bacia do Rio Corumbataí (Figura 20).

Os maiores valores de LE foram registrados nos períodos de verão e primavera, principalmente no primeiro (DS 35, 32 e 304).

Também se observou que os registros de menores valores de LE foram nas imagens das estações de outono e inverno (DS 144, 163 e 189). Segundo Ruhoff et al. (2009), o fluxo de calor latente apresenta um padrão sazonal bem definido, no qual os máximos ocorrem na estação chuvosa, enquanto os mínimos ocorrem na estação seca, concordando com o comportamento de valores encontrados neste trabalho.

Ocorreu grande variação de valores entre as imagens (entre 20 W.m^{-2} e 520 W.m^{-2}). Dentro de cada imagem a variação ficou entre 250 W.m^{-2} e 300 W.m^{-2} , revelando a grande heterogeneidade de superfícies dentro da área de estudo.

O comportamento dos valores de LE também sofreu influência das condições ou alteração na cobertura, destacando principalmente as áreas de cana-de-açúcar, que tiveram percentuais menores de Rn no período logo após a colheita, e percentuais de LE/Rn maiores no período de crescimento pleno. Este comportamento se dá pela maior demanda hídrica da cultura nesses estádios.

As relações de LE/Rn na área de cana-de-açúcar foram entre 40% e 85%. Já Toledo Filho (2001) observou que os valores de LE responderam por 67% de Rn, para a cana-de-açúcar não irrigada, e Cabral et al. (2003) constataram que os valores de LE responderam por 70% da precipitação registrada (1.351 mm) sob condições de sequeiro. Brauner et al. (2008) relataram ainda que o LE para a cana-de-açúcar não irrigada sob condições climáticas do município de Pilar, AL, respondeu por apenas 37% de Rn.

Verifica-se assim, com os autores citados anteriormente, que a partição de Rn em LE não segue apenas a estação do ano, ou estágio da cultura, mas também as condições micrometeorológicas locais, ou seja, a umidade do ar e a umidade do solo também podem influenciar na partição do Rn no sistema.

Figura 20 - Imagens de fluxo de calor latente (W.m^{-2}) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

Os registros da distribuição dos valores de LE em cada imagem da área de estudo foi praticamente regular, ou seja, não foram observadas grandes mudanças na distribuição dos histogramas (Figura 21).

Pelos histogramas verifica-se que a amplitude em cada imagem foi em média de 250 W.m^{-2} a 350 W.m^{-2} . Estes valores nos permitem afirmar que existe grande heterogeneidade na cobertura da bacia, registrando portando essa variação dentro de cada imagem.

Pelos histogramas verifica-se que a imagem do DS 35 obteve a maior média de LE, com registros próximos a 400 W.m^{-2} . Na sequência aparecem as imagens dos DS 32 e 304, com média de 375 W.m^{-2} e 340 W.m^{-2} , respectivamente.

Os menores registros de LE foram obtidos nas imagens do período de inverno, como citado anteriormente, nos DS 144, 163 e 189, com médias das três imagens próximas a 220 W.m^{-2} .

Este comportamento permite verificar que nas estações de primavera e verão há um maior fluxo de energia latente e, conseqüentemente, uma maior evapotranspiração das superfícies nessa época do ano. Por outro lado, os menores valores foram registrados no período de outono e inverno, ocorrendo uma baixa evapotranspiração, devido à diminuição dos fluxos de energia latente.

Figura 21 - Histograma de frequência das imagens de fluxo de calor latente dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

Visualmente observa-se que a porção leste da bacia possui valores de LE superiores ao da porção oeste. Áreas em pleno estágio de desenvolvimento vegetativo geralmente apresentam uma demanda hídrica maior que as áreas menos vegetadas ou montanhosas, o que foi verificado neste trabalho.

As áreas com cana-de-açúcar, eucalipto e outras bem vegetadas tiveram maiores valores de LE, ressaltando a idéia de que superfícies vegetadas utilizam esta energia em uma proporção maior que áreas com pouca ou sem cobertura vegetal.

4.7 Fluxo de calor sensível (H)

Os valores do fluxo de calor sensível apresentaram variação intra e entre datas observadas na área de estudo (Figura 22).

Observou-se uma tendência de maiores valores de H nas imagens obtidas no período de verão, com exceção do DS 35, que registrou médias entre 5 W.m^{-2} e 10 W.m^{-2} , valores bem abaixo do esperado, em que a alta umidade do ar e/ou presença de nuvens antes da passagem do satélite interferiram. Segundo Lima et al. (2005), parâmetros micrometeorológicos podem apresentar variações em curto período de tempo e variações médias no espaço.

Pode-se constatar que as imagens dos DS 304 e 256 foram as que registraram maiores valores de H, por se tratar de um período de média a alta incidência de radiação solar, e baixa umidade, favorecendo assim o aquecimento do ar, pelo fluxo da energia sensível.

No que se refere à variação intra-imagens, há algumas características marcantes, como a área do Horto ao lado da cidade de Rio Claro (parte leste da bacia), os valores são sempre inferiores à média da bacia, enquanto que a área urbana da cidade de Rio Claro apresentou valores de H iguais ou superiores à média regional.

A partição de R_n em H é condicionada pelo tipo de cobertura e também pela condição atmosférica local, ou seja, coberturas vegetais ajudam a diminuir o H/R_n , enquanto que áreas descobertas, como áreas urbanas e solo nú, ajudam a aumentar a proporção H/R_n .

Outro fator a ser considerado neste parâmetro é a condição de umidade da superfície e/ou do ar. Altas demandas de umidade no ar, e boa umidade no solo, propiciam baixa relação H/R_n , enquanto que alta umidade relativa do ar e baixa umidade no solo, favorecem o aumento da relação H/R_n .

Gavilán e Berengena (2007) citam que as relações médias de H/R_n para superfícies com culturas são próximas a 15%. Também Silva et al. (2011) obtiveram em área de cana-de-açúcar a relação média de 16% para H/R_n , com variação de 2% a 40%. Esses autores obtiveram resultados pouco superiores aos obtidos neste trabalho, que em média foram de 4% a 12%.

Toledo Filho (2001) observou que os valores de H responderam por 28% de Rn, para a cana-de-açúcar não irrigada, valor esse bem acima dos observados neste trabalho.

Para a cultura de cana-de-açúcar não irrigada, sob condições climáticas do município de Pilar, AL, Brauner et al. (2008) relataram que o H respondeu por 61% de Rn. Eles ainda acrescentam que em condições plenas de desenvolvimento e ou crescimento da cultura estas relações são bem extremas, e que normalmente esse percentual é bem abaixo dos registrados.

Figura 22 - Imagens de fluxo de calor sensível (W.m^{-2}) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí

Verificou-se, pelos histogramas, que as imagens dos DS 112 e 35, foram as que apresentaram altas frequências de valores e baixa dispersão (Figura 23) também foram as datas de imagens com menores registros de H, do conjunto de imagens adquiridas.

Foi possível observar que as imagens dos DS 304, 256 e 163 foram as que registraram as maiores amplitudes de H, ou seja, as maiores diferenças entre mínimo e

máximo entre as imagens obtidas de H. Também foram as que apresentaram os maiores registros de H.

Quanto maior o registro de H, maior também foi a dispersão dos valores; e quanto menor os registros de H, também menor foi a dispersão de valores. Os registros de H têm grande influência da temperatura da superfície, ou seja, áreas de altas temperaturas também registram os maiores valores de H, pois geralmente são áreas sem ou com pouca cobertura vegetal.

Figura 23 - Histograma de frequência das imagens de fluxo de calor sensível dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

4.8 Evapotranspiração diária (ET_o)

Quanto ao principal produto do trabalho, a evapotranspiração regional na bacia do Rio Corumbataí, verificou-se uma grande variação, tanto entre as datas quanto na distribuição espacial dentro da bacia.

Pelas imagens foi possível verificar que os maiores valores de ET_o foram registrados nas imagens dos DS 32, 35 e 304, com predominância das classes de cores amarela, verde escuro e verde claro, que correspondem aos valores de 4 a 7 mm.dia⁻¹,

(Figura 24). Esses registros foram evidenciados pela maior disponibilidade de energia latente em praticamente toda a bacia nas imagens deste mesmo período (Figura 20).

Dentro de cada imagem, a variação de ETo diária foi visível em todas as datas estudadas que permite inferir que o comportamento energético e a dinâmica da evapotranspiração são específicos para cada tipo de cobertura.

Figura 24 - Imagens de evapotranspiração diária (mm.dia^{-1}) nos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 243, 256 e 304 da Bacia do Rio Corumbataí

Em estudos com imagens de satélite, Moreira et al. (2010) encontraram variabilidade significativa em três regiões, atribuindo isso às condições de solo, clima e vegetação, que apresentaram grandes variações, resultando assim em grandes diferenças nos valores de ETo nas regiões estudadas.

A distribuição da evapotranspiração diária pelos histogramas é muito marcante, quando observadas as imagens por período do ano, ou seja, verificou-se que as imagens dos DS 32, 35 e 304 tiveram valores bem superiores aos das demais imagens (Figura 25).

Apesar da distribuição dos valores de ETo em toda a bacia, o comportamento dos histogramas é uma distribuição normal, com valores médios mais freqüentes, e menos frequentes para aqueles de menor e maior ETo em cada imagem.

Observou-se ainda que, em média, as imagens de maior ETo (DS 32, 35 e 304) tiveram uma amplitude entre mínimos e máximos em torno de 4 mm.dia⁻¹, enquanto que nas demais essa distribuição de mínimo a máximo se concentra próximo a 3 mm.dia⁻¹.

As modas médias observadas nos histogramas de ETo foram de 6,2; 5,2; 5,0; 3,5; 3,5; 3,0; 2,7; 2,7; 2,4; e 2,4, para a sequência de imagens dos DS 32, 35, 304, 256, 243, 211, 112, 189, 144 e 163, respectivamente.

A influência de radiação solar incidente sobre a superfície é fundamental, tanto ao aquecimento da superfície, como à ETo da superfície vegetada ou não. Esta afirmação se evidencia pela observação de que as imagens do período de inverno, e próximo a ele, registraram os menores valores de ETo.

Figura 25 - Histograma de frequência das imagens de Evapotranspiração dos DS 32, 35, 112, 144, 163, 189, 211, 256 e 304 na Bacia do Rio Corumbataí

Para melhor verificar o comportamento da ETo em superfícies homogêneas, pode-se observar, na Figura 26, o comportamento da ETo em cada imagem, com média de alguns pixels.

Figura 26 - Valores de evapotranspiração diária dos pixels nas áreas recortadas de cana-de-açúcar (A), lago (B), eucalipto (C) e pasto (D) na Bacia do Rio Corumbataí

A área de cana-de-açúcar apresentou os maiores valores de ETo (entre 2 e 6 mm.dia^{-1}), com médias de 6,0; 5,0; e 4,5 mm.dia^{-1} , nas imagens dos DS 32, 35 e 304, respectivamente. Já os menores registros de ETo obtidos nos períodos de outono e inverno, foram em média de 2 a 3,5 mm.dia^{-1} , distribuídos sequencialmente nas imagens dos DS 144, 163, 189, 112, 211, 243 e 256 (Figura 26A).

O comportamento da ETo em cana-de-açúcar é muito influenciado pela energia no sistema e também pelo fato da cultura apresentar maior demanda hídrica no período

de seu crescimento. Também em área de cana-de-açúcar, Mendonça (2007) observou grande variação anual de ETo, encontrando valores entre 2,0 e 7,0 mm.dia⁻¹, destacando que nos períodos de crescimento e maturação as ETo encontradas com imagens de satélite foram as maiores, e em período de inverno, ou início de crescimento (logo após o corte) foram registrados valores de ETo pouco superiores a 2 mm.dia⁻¹.

Na área do lago a ETo também foi superior no período de verão, porém com valores diferente daqueles encontrados na área de cana-de-açúcar (Figura 26B). A variação de ETo no período foi de 2,0 a 5,4 mm.dia⁻¹, os maiores registros foram de 5,4; 5,4; e 4,75 mm.dia⁻¹, para os DS 32, 35 e 304, respectivamente.

Os menores registros foram obtidos nas imagens dos DS 243, 256, 211, 112, 144, 189 e 163, com médias de 3,5 a 2,2 mm.dia⁻¹, correspondente à sequência das imagens.

A superfície de lago foi, portanto, a área com menor amplitude de valores mínimos a máximos de Eto e ainda a superfície com menor máximo registrado.

O eucalipto foi a cultura que apresentou maior variação nos valores de ETo no período e também a superfície em que foram registradas as maiores ETo diárias (Figura 26 C). Por se tratar de uma cultura muito exigente e também de grande porte, alguns autores citam (SACRAMENTO NETO, 2001; MIELKE et al., 1999) que é uma cultura passível de grandes alterações na ETo neste tipo de cobertura.

Os menores registros foram, em média, de 7,0; 6,0; e 5,8 mm.dia⁻¹, dos DS 32, 304 e 35, respectivamente, bem acima dos valores registrados nos outros períodos, que ficaram entre 2,0 e 4,0 mm.dia⁻¹.

Sacramento Neto (2001) encontrou valores variando de 8,6 a 10,0 mm.dia⁻¹ em eucalipto com dois anos de idade. Mielke et al. (1999) obtiveram, em plantações de nove anos de idade, valores médios, em março, de aproximadamente 6,0 mm.dia⁻¹; em abril, correspondendo a 4,8 mm.dia⁻¹ e; em agosto, o equivale a 2,4 mm.dia⁻¹.

Dye (1987) encontrou valores variando de 2,4 a 8,6 mm.dia⁻¹ em plantações de *Eucalyptus grandis* com 22m de altura. Dunin e Mackay (1982) observaram valores médios mensais variando de 0,12 a 6,80 mm.dia⁻¹, em *Eucalyptus maculata* com idade entre sete e nove anos.

Em áreas com vegetação nativa presente, Santos et al. (2010) mencionam a obtenção de valores de ETo entre 3,97 e 5,80 mm.dia⁻¹.

Bezerra (2006), estudando áreas de vegetação densa, obteve valores superiores a 6,0 mm.dia⁻¹, já para as áreas próximas a essa vegetação, os valores foram superiores a 5,0 mm.dia⁻¹.

A área de pastagem também apresentou grande variação nos valores de ETo no período, com as maiores médias de 5,8; 4,9; e 4,8 mm.dia⁻¹, nos DS 32, 35 e 304, respectivamente.

Os menores registros de ETo na pastagem com médias entre 2 e 3 mm.dia⁻¹, assim como no eucalipto e cana, foram obtidos no período de outono e inverno.

Foi possível verificar que, em área de pasto, houve uma mudança considerável na ETo local, pois no período de inverno na região, além de diminuição da radiação e energia no sistema, também há uma diminuição considerável na massa vegetal de cobertura das áreas de pastagem, diminuindo ainda mais a ETo deste tipo de superfície.

A pouca presença de cobertura vegetal no solo faz com que alterem todas as características do local, deixando praticamente um solo exposto, quando chega ao extremo, e para este tipo de cobertura Santos et al. (2010) obtiveram ETo com valores inferiores a 3,96 mm.dia⁻¹.

Para regiões com boa cobertura de pasto em período de verão, Menezes et al. (2009) obtiveram valores de ETo da ordem de 8,21 e 8,07 mm.dia⁻¹. Os mesmos autores citam ainda que regiões montanhosas a ETo pode variar muito, independentemente do tipo de cobertura, a mesma é influenciada por vários fatores..

Considerando a variação dos valores obtidos entre os dados da ETo no pixel da imagem e a ETp obtida com dados meteorológicos da estação, foi possível obter a fração evaporativa (Tabela 9).

A ETp corresponde aos dados estimados na estação, para uma superfície de grama. Já os dados de ETo correspondem ao valor obtido no pixel da imagem correspondente à mesma cobertura da área da estação. A fração é a relação da evapotranspiração real pela potencial.

Os valores de ETo na estação tiveram variação entre 1,82 a 5,94 mm.dia⁻¹, destacando que os maiores registros foram no período da primavera e verão, nos DS 32, 304 e 35, com ETo igual a 5,94; 5,36; e 4,21 mm.dia⁻¹, respectivamente. Os menores registros foram de 1,82; 2,14; e 2,19 mm.dia⁻¹, nos DS 163, 144 e 189, respectivamente.

A fração evaporativa teve variação entre 0,94 e 0,60, registradas nos DS 304 e 163, respectivamente.

A fração foi mais próxima de 1,0 nas imagens obtidas no início e final de ano, enquanto que as obtidas no meio do ano ou mais próximo do inverno na região, tiveram frações menores.

Dois fatores têm grande influência nesse comportamento. O primeiro é a incidência de radiação, ou seja, o fator energético para ocorrer a retirada de água da superfície para a atmosfera; e o segundo é a condição hídrica da superfície, ou da cultura local.

Tabela 9 - Valores de ETp obtidos com dados da estação de superfície e ETo METRIC obtido no pixel da imagem correspondente à localização da estação

Data da imagem	DS	ETp estação mm dia ⁻¹	ETo METRIC mm dia ⁻¹	Fração
01/02/2009	32	6,50	5,94	0,91
04/02/2010	35	5,29	4,21	0,80
22/04/2009	112	3,18	2,38	0,75
24/05/2009	144	2,99	2,14	0,72
12/06/2010	163	3,01	1,82	0,60
08/07/2008	189	3,10	2,19	0,71
30/07/2010	211	3,53	2,4	0,68
31/08/2010	243	4,36	3,41	0,78
13/09/2009	256	4,46	3,60	0,81
31/10/2009	304	5,71	5,36	0,94

O fator energético já foi visto pelas imagens de Rn e LE, nas Figuras 15 e 20. Já a disponibilidade hídrica foi analisada pelo balanço hídrico em períodos de cinco dias, através da entrada e saída de água, considerando ainda a água armazenada no solo.

Nas Figuras 27, 28 e 29 encontra-se o resumo gráfico do balanço hídrico realizado pelo método de Thornthwaite, para os anos de 2008, 2009 e 2010, respectivamente.

Altos valores de fração nos DS 32, 304 e 35, estão justamente em período de altas precipitações (Figuras 28 e 29) e também em períodos de maiores incidências de radiação solar, verificados pela energia de R_n e LE , na Figuras 15 e 20, respectivamente. Em estudo sobre o a bacia do rio Snake Plain em Idaho, Allen et al. (2002), utilizando o METRIC, encontraram valores de 0,98; 0,59; 0,57; e 0,49 em dias dos meses de julho, agosto, setembro e outubro, respectivamente.

As imagens que tiveram frações de ET_o/ET_p baixas, como dos DS 144, 163, 189 e 211, que apresentaram frações iguais a 0,72; 0,60; 0,71; e 0,68, respectivamente, foram obtidas em períodos de baixa precipitação local, diminuindo assim a disponibilidade hídrica do solo e, conseqüentemente, a ET_o local.

Verificou-se, ainda, que nas datas mencionadas anteriormente (Figuras 27, 28 e 29) havia pouca água no solo, reforçando assim que a fração evaporativa sofre influência da disponibilidade hídrica do solo, no dia de passagem do satélite.

Foi possível verificar que o período de maiores precipitações na região da Bacia do Rio Corumbataí, como base na estação meteorológica da ESALQ, ocorre na primavera e no verão, com baixo volume precipitado no inverno (Figuras 27, 28 e 29).

Os valores de ET_o , obtidos pelo modelo METRIC, tiveram comportamento muito semelhante à ET_p , numericamente os valores de ambos, foram superiores no período de verão, onde há a maior disponibilidade hídrica e em geral maior demanda das culturas de superfície, influenciadas pelo fator energético.

Em relação à exatidão de modelos, Ma et al. (2004) relatam erro percentual de menos de 10% nas estimativas de LE modeladas com auxílio das imagens TM/Landsat-5, quando comparadas a medidas obtidas por sensores instalados em torres micrometeorológicas. Jacob et al. (2002) e French et al. (2005), entre outros, encontraram piores concordâncias entre as medidas de LE feitas pelo método das correlações turbulentas e as obtidas pela modelagem realizada com base nos dados espectrais contidos nas imagens de sensores orbitais.

Allen et al. (2005) relataram erro de estimativa da evapotranspiração real diária, realizada em cultura da beterraba, de 14%, utilizando o modelo METRIC e imagens TM/Landsat-5, em trabalho realizado nos E.U.A.

Utilizando imagens Landsat na bacia do rio Bear, região noroeste dos Estados Unidos, Allen et al. (2005) relatam que o SEBAL apresentou uma boa precisão para estimativa da ET em relação a lisímetros de pesagem, superestimando em 16% os valores médios mensais e em 4% os sazonais.

P = Precipitação; ET = Evapotranspiração; ARM = Armazenamento de água no solo; DEF = Deficiência de água no solo e EXC = Excedente de água no solo.

Figura 27 - Resumo gráfico do balanço hídrico realizado pelo método de Thornthwaite em períodos de cinco dias, com dados da estação agrometeorológica da ESALQ/USP, em Piracicaba, SP, para o ano de 2008

P = precipitação; ET = Evapotranspiração; ARM = Armazenamento de água no solo; DEF = Deficiência de água no solo e EXC = Excedente de água no solo.

Figura 28 - Resumo gráfico do balanço hídrico realizado pelo método de Thornthwaite em períodos de cinco dias, com dados da estação agrometeorológica da ESALQ/USP, em Piracicaba, SP, para o ano de 2009

P = precipitação; ET = Evapotranspiração; ARM = Armazenamento de água no solo; DEF = Deficiência de água no solo e EXC = Excedente de água no solo.

Figura 29 - Resumo gráfico do balanço hídrico realizado pelo método de Thornthwaite em períodos de cinco dias, com dados da estação agrometeorológica da ESALQ/USP, em Piracicaba, SP, para o ano de 2010

5 CONCLUSÕES

O uso de imagens TM/Landsat-5, com o modelo METRIC e o Modelo Numérico do Terreno, permite mapear os componentes do balanço de energia na Bacia do Rio Corumbataí, SP;

A aplicação do modelo METRIC e imagens TM/Landsat-5 permite identificar a variabilidade espacial e temporal da cobertura do solo na Bacia do Rio Corumbataí, SP;

É possível a aplicação do modelo METRIC para obtenção do saldo de radiação, fluxos de calor sensível, calor latente, calor no solo e evapotranspiração real diária na Bacia do Rio Corumbataí, SP;

A evapotranspiração real diária obtida com o modelo METRIC permite bom ajuste com dados de evapotranspiração potencial diária obtida em estação agrometeorológica de superfície.

REFERÊNCIAS

AL-KAISI, M. **Crop water use or evapotranspiration**. Iowa State University, Department of Etimology. Disponível em: <<http://www.ipm.iastate.edu/ipm/icm/2000/5-29-2000/wateruse.html>>. Acesso em: 11 jul. 2005.

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

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 279 p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56).

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land)**: advanced training and users manual, version 1.0. Idaho: Implementation, 2002. 97 p.

_____. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Delaware, v. 133, n. 4, p. 380-394, 2007.

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

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**, Delaware, v. 133, n. 4, p. 395-406, 2007.

AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS. Environmental & Water Resources Institute. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. In: _____. **Standardization of reference evapotranspiration** Reston: ASCE, Task Committee Rep., 2005. p. 1-70.

AYENNEW, T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highlands. **Journal of Hidrology**, Amsterdam, v. 279. p. 83-93. 2003.

BALL, R.A.; PURCELL, L.C.; CAREY, S.K. Evaluation of solar radiation prediction models in North America. **Agronomy Journal**, Madison, v. 96, p. 391-397, 2004.

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**. 1995. 272 p. Tesis, (PhD Dissertation - CIP Data Koninklijke Bibliotheek), Den Haag, 1995.

_____. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hidrology**, Amsterdam, v. 229, p. 87-100, 2000.

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

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

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

BEZERRA, B.G. **Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo sebal**. 2006. 127p. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2006.

BEZERRA, B.G.; SILVA, B.B.; FERREIRA, N.J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se Imagens Digitais Tm - Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 23, n. 3, p. 305-317, 2008.

BEZERRA, M.V.C. **Balanço de energia em áreas irrigada utilizando técnicas de sensoriamento remoto**. 2004. 108 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004.

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEM, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environmental**, New York, v. 79, p. 329-343, 2002.

BRAUNER, D.C.; COSTA, G.B.; LEÃO, I.B. Parâmetros meteorológicos na cultura da cana-de-açúcar, no município de Pilar-AL. In: CONGRESSO NACIONAL DA SOCIEDADE DOS TÉCNICOS AÇUCAREIROS E ALCOOLEIROS DO BRASIL. 9., 2008, Maceio. **Anais...** Maceio: STAB, 2008. p. 734-739.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. New York: D. Reidel, 1982. 229 p.

CABRAL, O.M.R.; ROCHA, H.R.; LIGO, M.A.V.; BRUNINI, O.; DIAS, M.A.F.S. Fluxos turbulentos de calor sensível, vapor d'água e CO₂ sobre plantação de cana-de-açúcar (*Saccharum* sp.) em Sertãozinho-SP. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 18, p. 61-70, 2003.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, New York, v. 41, n. 11, p. 2674-2677. 2003.

CHANDRAPALA, L.; WIMALASUIYA, M. Satellite measurements supplemented with meteorological data to operationally estimate evaporation in Sri Lanka. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 58, n. 2, p. 89-107, 2003.

CHEMIN, Y.; PLATONOV, A.; UL-HASSAN, M.; ABDULLAEV, I. Using remote sensing data for water depletion assessment at administration and irrigation-system levels: case study of the Ferghana Province of Uzbekistan. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 64, n. 1, p. 183-196. 2004.

DAUGHTRY, C.S.T.; KUSTAS, W.P.; MORAN, M.S.; PINTER, P.J. Jr.; JACKSON, R.D.; BROW, P.W.; NICHOLS, W.D.; GAY, L.W. Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. **Remote Sensing of Environment**, Amsterdam, v. 32, p. 111-124, 1990.

DI PACE, F.T.; SILVA, B.B.; SILVA, V.P.R.; SILVA, S.T.A. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 12, n. 4, p. 385-392, 2008.

DUBAYAH, R. Estimating net solar radiation using Landsat TM and digital elevation data. **Water Resources Research**, Washington, v. 28, n. 1, p. 2469-2484, 1992.

DUFFIE, J.A.; BECKMAN, W. **Solar engineering of thermal processes**. New York: John Wiley, 1991. 109 p.

DUNIN, F.X.; MACKAY, S.M. Evaporation by euvalypt and Ciniferous foreste communities. In: NATIONAL SYMPOSIUM ON FOREST HYDROLOGY, 1., 1982, Melbourne. **Preprints...** Melbourne: The Instituton of Enginners, 1982. p.12-17. (National Conference Publication, 82/6).

DYE, P.J. Estimating water use by *Eucalyptus grandis* wich Penman-Monteith equation. In: VANCOUVER SYMPOSIUM - FOREST HIDROLOGY AND WATERSHED MANANEGENT, 1987, Vancouver. **Proceedings...** Vancouver: International Association of Hidrological Sciences, 1987. p. 329-337.

FEITOSA, J.R.P. **Uso de Técnica de Sensoriamento Remoto e Imagens Landsat-Tm e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície**. 2002. 164 p. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2005.

FLORENZANO, T.G. **Imagens de satélites para estudos ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2002. 97 p.

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

FOLHES, M.T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos**. 2007. 189 p. Tese Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.

GARCEZ, L.N.; ALVAREZ, G.A. **Hidrologia**. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1988. 291 p.

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

GAVILÁN, P.; BERENGENA, E.J. Accuracy of the Bowen ratioenergy balance method for measuring latent heat flux in a semiarid advective environment. **Irrigation Science**, Heidelberg, v. 25, p. 127-140, 2007.

GIONGO, P.R. **Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície**. 2008. 94 p. Dissertação - (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2008.

GIONGO, P.R.; MOURA, G.B.A.; SILVA, B.B.; ROCHA, H.R.; MEDEIROS, S.R.R.; NAZARENO, A.C. Albedo à superfície a partir de imagens Landsat 5 em áreas de cana-de-açúcar e cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 14, n. 3, p. 279-287, 2010.

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

HAFEEZ M.M.; CHEMIM, Y.; VAN DE GIESEN, N.; BOUMAN, B.A. M Field Evapotranspiration in Central Luzon, Philippines, using Different Sensors: Landsat 7 ETM+, Terra Modis and Aster. In: SIMPOSIUM ON GEOSPATIAL THEORY, PROCESSING AND APPLICATIONS, 2002, Ottawa. **Proceedings...** Ottawa: Canadian Institute of Geomatics, 2002. p. 1-18.

HUETE, A.R.; WARRICK, A.R. Assessment of vegetation and soil water regimes in partial canopies with optical remotely sensed data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 32, p. 155-167, 1990.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. Disponível em: <<http://www.inpe.br>>. Acesso em: 01 dez. 2010.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. New York: Academic Press, 1983. 212 p.

IZIOMONS, M.G.; MAYER, H. On the variability and modeling of surface albedo and long-wave radiation components. **Agricultural and Forest Meteorology**, Oxford, v. 111, p. 141-152, 2002.

JACOB, F.; OLIOSO, A.; GU, X.; SU, Z.; SEGUIN, B. Mapping surface fluxes using airborne visible, near infrared, thermal infrared remote sensing and a spatialized surface energy balance model. **Agronomie**, Les Ulis Cedex, v. 22, p. 669-680, 2002.

JIA, L.; SU, Z.; VAN DER HURK, B.; MONENTI, M.; MOENE, A.; DE BRUIM, H.A.R. Estimation of sensible heat flux using the Surface Energy Balance System (SEBS) and ATSR measurements. **Physics and Chemistry of the Earth**, Amsterdam, v. 28, n. 1/3, p. 75-88, 2003.

JUÁREZ, R.I.N. **Variabilidade climática regional e controle da vegetação no sudeste: um estudo de observações sobre cerrado e cana de açúcar e modelagem numérica da atmosfera**. 2004. 193 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

KIDDER, S.Q.; HAAR, T.H.V. **Satellite meteorology an introduction**. San Diego: Academy Press, 1995. 466 p.

KLOCKE, N.L.; HUBBARD, K.G.; KRANZ, W.L.; WATTS, D.G. **Evapotranspiration (ET) or crop water use**. Disponível em: <<http://ianrpubs.unl.edu/irrigation/g992.htm>>. Acesso em: 07 jul. 2005.

KOFFLER, N.F. Uso das terras da bacia do rio Corumbataí em 1990. **Revista de Geografia**, Recife, v.18, n. 1, p. 135-150, 1993.

KRAMBER, J.W. **Developing evapotranspiration Data for Idaho's Treasure Valley using the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)**. Idaho: Idaho Department of Water Resources, 2002. 34 p.

LIBERATO, A.M.; CARDOSO, F.L. Análises da radiação de onda curta e onda longa na Amazônia. **Revista de Geografia**, Recife, v. 27, n. 3, p. 169-182, 2010.

LIMA, J.R.; ANTONINO, A.C.D.; SOARES, W.A.; BORGES, E.; SILVA, I.F.; LIRA, C.A. B.O. Balanço de energia em um solo cultivado com feijão caupi no brejo paraibano. **Revista Brasileira Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 9, p. 527-534, 2005.

LIU, K.N. **Radiation and cloud processes in the atmosphere: theory, observation and modeling.** London: Oxford University Press. 1992. 487 p.

LUCAS, A.A.; SCHULER, C.A.B. Análise do ndvi/noaa em cana-de-açúcar e mata atlântica no litoral norte de Pernambuco, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 11, n. 6, p. 607–614, 2007.

MA, Y.M.; MENENTI, M.; TSUKAMOTO, O.; ISHIKAWA, H.; WANG, J.M.; GAO, Q. Remote sensing parameterization of regional land surface heat fluxes over arid area in northwestern China. **Journal of Arid Environments**, Amsterdam, v. 57, p. 257-273, 2004.

MARINO JUNIOR, E. **Análise integrada dos efeitos do uso da terra em fragmentos florestais da bacia do rio Corumbataí, SP.** 2006. 111 p. Tese. (Doutorado em Ecologia Aplicada) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2006.

MARKHAM, B.L.; BARKER, J.L. Thematic mapper bandpass solar exoatmospherical irradiances. **Journal of Remote Sensing**, New York, v. 8, n. 3, p. 517-523, 1987.

MEDINA, J.L.; CAMACHO, E.; RECA, J.; LÓPEZ, R.; ROLDÁN, J. Determination an analysis of regional of regional evapotranspiration in southern Spain base don remote sensing and Gis. **Physics and Chemistry of the Earth**, Amsterdam, v. 23, n. 4, p. 427-432, 1998.

MENDONÇA, J.C. **Estimativa da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense.** 2007. 145 p. Tese (Doutorado em Produção Vegetal) - Departamento de Ciências e Tecnologias Agropecuária, Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Rio de Janeiro, 2007.

MENEZES, S.J.M.C.; SEDIYAMA, G.C.; SOARES, V.P.; GLERIANI, J.M.; ANDRADE, R.G. Evapotranspiração regional utilizando o SEBAL em condições de relevo plano e montanhoso. **Engenharia na Agricultura**, Viçosa, v. 17 n. 6, p. 491-503, 2009.

MIELKE, M.S.; OLIVA, M.A.; BARROS, N.F.; PENCHEL, R.M.; MARTINEZ, C.A.; ALMEIDA, A.C. Stomatal control of transpiration in the canopy of a clonal *Eucalyptus grandis* plantation. **Trees**, Wichita, v. 13, p. 152-160, 1999.

MOHAMED, Y.A.; BASTIAANSSEN, W.G.M.; SAVENNIJE, H.H.G.; Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. **Journal of Hidrology**, Amsterdam, v. 289, n. 1/4, p. 145-164, 2004.

MOREIRA, L.C.J.; DURAND, B.J.; TEIXEIRA, A.S.; ANDRADE, E.M. Variabilidade local e regional da evapotranspiração estimada pelo algoritmo sebal. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 30, n. 6, p. 1148-1159, 2010.

MOREIRA, M.A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 2. ed. Viçosa: UFV, 2003. 250 p.

MOREIRA, M.A.; ASSUNÇÃO, G.V. **Princípios básicos, metodologia e aplicações de sensoriamento remoto na agricultura**. São José dos Campos: INPE, 1984. 63 p.

MORSE, A.; TASUMI, M.; ALLEN, R.G.; KRAMBER, W.J. **Application of the SEBAL: methodology for estimating consumptive use of water and streamflow depletion in the bear river basin of idaho through remote sensing**. Final Report. Idaho: University of Idaho, Idaho Department of Water Resources, 2000. 220 p.

MOTA, G.; MÜLLER, S.; FEITOSA, R.; COUTINHO, H.; MEIREILES, M.; VIEIRA, H. An Evaluation of Knowledge-Based Interpretation Applied to Low-Resolution Satellite Images. In: IEEE INTERNATIONAL GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, 2003, Toulouse. **Proceedings...** Toulouse: IGARSS, 2003. p. 1-8.

NORMAN, J.M.; KUSTAS, W.P.; HUMES, K.S. Two source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observation of directional radiometric surface temperature. **Agriculture and Forest Meteorology**, Oxford, v. 77, p. 263-293, 1995.

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Livraria e Editora Agropecuária, 2002. 478 p.

PEREIRA, G.; CAMARGO, F.F.; OLIVEIRA, L.G.L.; GUERRA, J.B. Identificação do fenômeno de ilhas de calor para a região metropolitana de São Paulo através de dados provenientes do satélite LANDSAT 7 ETM+. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO, 3., 2006, Aracaju. **Anais...** Brasília: EMBRAPA, 2006. p. 1-6.

PODESTÁ, G.P.; NÚÑEZ, L.; VILLANUEVA, C.A.; SKANSI, M.A. Estimating daily solar radiation in the Argentine Pampas. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 123, p. 41-53, 2004.

QUAIDRARI, H.; GOWARD, S.N.; CZAJKOWSKI, K.P.; SOBRINO, J.A.; VERMOTE, E. Land surface temperature estimation from AVHRR thermal infrared measurements: An assessment for the AVHRR Land Pathfinder II data set. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 81, n. 1, p. 114-128, 2002.

QUERINO, C.A.S.; MOURA, M.A.L.; LYRA, R.F.F.; MARIANO, G.L. Avaliação e comparação de Radiação solar Global e albedo com ângulo zênital na região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Santa Maria, v. 21, n. 3a, p. 42-49, 2006.

QIN, Z.; KARNIELI, A.; BERLINER, P. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. **International Journal of Remote Sensing**, Basingstoke, v. 22, n. 18, p. 3719–3746, 2001.

ROERINK, G.J.; SU, Z.; MENENTI, M. A Simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth (B)**, Amsterdam, v. 25, p. 147-157, 2000.

ROSENDO, J.S. **Índices de vegetação e monitoramento do uso do solo e cobertura vegetal na Bacia do Rio Araguaí - Mg - utilizando dados do Sensor Modis**. 2005. 131 p. Dissertação. (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2005.

ROUSE, J.W.; HAAS, R.H.; SCHELL, J.A.; DEERING, D.W. Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS. In: ERTS SYMPOSIUM, 3., 1973, Washington. **Proceedings...** Washington: NASA, 1973. v. 1, p. 309-317.

RUHOFF, A.L.; NEGRÓN-JUÁREZ, R.I.; FREITAS, R.M.; COLLISCHONN, W.; ROCHA, H.R. Variabilidade dos fluxos de calor sensível e latente em áreas de cerrado sensu stricto. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 4829-4836.

SACRAMENTO NETO, O.B. **Balanço hídrico em plantios jovens de eucalipto na região de Belo Oriente - MG**. 2001. 77 p. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2001.

SALATI, E. **Análise ambiental sintética e qualidade da água do rio Corumbataí (SP) como subsídio para o planejamento regional integrado da bacia de drenagem do rio Corumbataí**. 1996. 198 p. Tese (Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental) – Ciências da Engenharia Ambiental, Universidade Federal de São Carlos, São Carlos, 1996.

SANTOS, T.V.; FONTANA, D.C.; ALVES, R.C.M. Avaliação de fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com uso de dados do sensor ASTER. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 45, n. 5, p. 488-496, 2010.

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**, Sete Lagoas, v. 14, p. 1-10, 2006.

SILVA, B.B.; LOPES, G.M.; AZEVEDO, P.V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Sete Lagoas, v. 13, n. 2, p. 201-211, 2005a.

_____. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Sete Lagoas, v. 20, n. 2, p. 243- 252, 2005b.

SILVA, B.B.; MENDONÇA, R.R.O.; SILVA, S.T.A.; FERREIRA, R.C. Mapeamento do albedo de áreas heterogêneas do estado do ceará com imagens TM - LANDSAT 5. **Revista de Geografia**, Recife, v. 25, n. 2, p. 24-41, 2008.

SILVA, T.G.F.; MOURA, M.S.B.; ZOLNIER, S.; SOARES, J.M.; SOUZA, L.S.B.; BRANDÃO, E.O. Variação do balanço de radiação e de energia da cana-de-açúcar irrigada no semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 15, n. 2, p. 139–147, 2011.

SOUZA, A.P.; ESCOBEDO, E.F.; DAL PAI, A.; GOMES, E.N. Estimativas das componentes da radiação solar incidente em superfícies inclinadas baseadas na radiação global horizontal. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. Campina Grande, v. 15, n. 3, p. 277-288, 2011.

SOUZA, J.D.; SILVA, B.B. Correção atmosférica para temperatura da superfície obtida com imagem TM – Landsat 5. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 23, n. 4, p. 349-358, 2005.

SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION. Disponível em:
<<http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/listImages.asp>>. Acesso em: 28 out. 2009.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. 2003. 378 p. Tesis (PhD in Biological and Agricultural Engineering) - Universidade de Idaho, Idaho, 2003.

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

TASUMI, M.; ALLEN, R.G.; TREZZA, R. At-surface reflectance and Albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. **Journal of Hydrologic Engineering**, Virginia, v. 13, n. 2, p. 51-63, 2008.

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

TIMMERMANS, W.J.; MEIJERINK, A.M.J. Remotely sensed actual evapotranspiration: implications for groundwater in Botswana. **International Journal of Applied Earth Observation**, Enschede, v. 1, n. 3/4, p. 222-233, 1999.

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

TOLEDO FILHO, M.R. **Estudo micrometeorológico de um cultivo de cana-de-açúcar (*Saccharum spp.*) no estado de Alagoas**. 2001. 134 p. Tese (Doutorado em Fitotecnia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

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

VALENTE, R.O.A. **Definição de áreas prioritárias para conservação e preservação florestal por meio da abordagem multicriterial em ambiente SIG**. 2005. 121 p. Tese (Doutorado em Recursos Florestais) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

VALENTE, R.O.A.; VETTORAZZI, C.A. Mapeamento do uso e cobertura do solo da Bacia do Rio Corumbataí, SP. **Circular Técnica IPEF**, Piracicaba, n. 196, p. 1-9, 2003.

VETTORAZZI, C.A.; VALENTE, R.O.A.; BALLESTER, M.V.R. Forest fire hazard mapping in a GIS environment for a river basin in the State of São Paulo, Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOSPATIAL INFORMATION IN AGRICULTURE AND FORESTRY. 2., 2000, Lake Buena Vista. **Proceedings...** Ann Arbor: ERIN International, 2000. p. 609-616.

VILLELA, S.M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975. 244 p.