

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ – UNIOESTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS – *CAMPUS* CASCAVEL
PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR MEIO DE IMAGENS DO
SATÉLITE LANDSAT 8

BRUNO BONEMBERGER DA SILVA

CASCAVEL

2015

BRUNO BONEMBERGER DA SILVA

**ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR MEIO DE IMAGENS DO
SATÉLITE LANDSAT 8**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola em cumprimento aos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola, área de concentração Sistemas Biológicos e Agroindustriais.

Orientador: Prof. Dr. Erivelto Mercante
Coorientador: Prof. Dr. Marcio Antonio Vilas Boas

CASCADEL – PARANÁ – BRASIL

2015

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

S578e

Silva, Bruno Bonemberger da
Estimativa da evapotranspiração real por meio de imagens do satélite
Landsat 8. / Bruno Bonemberger da Silva - Cascavel, PR: UNIOESTE, 2015.
75 f.; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Erivelto Mercante
Coorientador: Prof. Dr. Marcio Antonio Vilas Boas
Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná.
Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Engenharia Agrícola,
Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas.
Bibliografia.
Revisor: José Carlos Da Costa

1. Sensoriamento remoto. 2. SEBAL. 3. Landsat 8. 4. Balanço de energia. I. Universidade Estadual do Oeste do Paraná. II. Título.

CDD 21.ed. 621.3678

BRUNO BONEMBERGER DA SILVA

"Estimativa da evapotranspiração real por meio de imagens do satélite LANDSAT 8"

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação "*Stricto Sensu*" em Engenharia Agrícola em cumprimento parcial aos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola, área de concentração Sistemas Biológicos e Agroindustriais, **aprovada** pela seguinte banca examinadora:


Orientador: Prof. Dr. Erivelto Mercante
Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Unioeste


Profa. Dra. Eliane Hermes
Departamento de Engenharias e Exatas, UFPR


Prof. Dr. Marcio Furlan Maggi
Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Unioeste

Cascavel, 10 de dezembro de 2014.

BIOGRAFIA

Bruno Bonemberger da Silva, nascido em 15 de novembro de 1990 na cidade de Cascavel, PR. Filho de Silvana de Fátima Bonemberger da Silva e Mauro Machado da Silva. Em 2012, concluiu o curso de Engenharia Agrícola pela Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE), *campus* de Cascavel, iniciando em 2013 o curso de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, área de concentração Sistemas Biológicos e Agroindustriais em nível de mestrado, na Universidade Estadual do Oeste do Paraná.

Aos meus pais: Mauro e Silvana, pilares em minha vida, pelo amor incondicional. Ao meu querido irmão Andrey, pela amizade e à minha namorada Paula pelo incentivo e companheirismo em todas as situações, DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Deus, pelo dom da vida e fortaleza na qual encontrei força, mesmo nos momentos mais difíceis.

Ao Professor Doutor Erivelto Mercante, por ter me apoiado desde a fase de escolha do tema de estudo, pela orientação, amizade e pela paciência de sempre estar disposto a me ajudar.

Ao Professor Doutor Marcio Antonio Vilas Boas, pela coorientação, troca de informações durante a realização do trabalho e acima de tudo pelos conselhos valiosos, os quais espero levar sempre comigo.

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola (PGEAGRI) da UNIOESTE, pela oportunidade de aprendizado com ótima qualidade.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo incentivo financeiro.

Aos grandes amigos Fernanda e Jonathan, os quais me auxiliam e incentivam a melhorar desde a graduação em Engenharia Agrícola.

Aos Colegas do Geolab: Rafaela, Lucas, Victor, Carlos Eduardo e Suzana, pelos momentos de descontração, conhecimentos compartilhados e companheirismo.

ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL POR MEIO DE IMAGENS DO SATÉLITE LANDSAT 8

A estimativa da evapotranspiração é fator chave no manejo hídrico sustentável em agricultura irrigada, a real necessidade hídrica da cultura de forma objetiva, sem gerar desperdício de energia e água pelo excesso de irrigação e sem comprometer a produção pelo déficit da mesma. Neste sentido, o estudo teve por objetivo estimar a evapotranspiração real diária-ET_r, para escala local e regional, utilizando imagens Landsat 8 - OLI/TIRS e dados complementares coletados de uma estação meteorológica, aplicando-se o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL* —. A área do estudo fica localizada no oeste paranaense no município de Salto do Lontra, composta por áreas agrícolas irrigadas e de sequeiro, vegetação nativa e parte urbana. Foi utilizada imagem da órbita/ponto 223/78, nos dias juliano 336 de 2013 e 19, 35, 131 e 195 de 2014. A ET_r diária foi estimada a partir da densidade de fluxo de calor latente (LE), obtida do resíduo da equação do balanço de energia. O algoritmo é constituído de várias etapas que incluem calibração radiométrica, cálculo da reflectância, albedo da superfície, índices de vegetação (NDVI, SAVI e índice de área foliar - IAF) e emissividade, sendo estes obtidos a partir de dados das bandas reflectivas do sensor orbital, com a temperatura da superfície estimada a partir da banda termal. Os resultados mostraram que o algoritmo estimou os componentes do balanço de energia, com valores geralmente superiores aos resultados de outros estudos. Quanto à ET_r estimada, houve boa concordância entre estimativas obtidas pelo SEBAL e o modelo Penman Monteith FAO 56, validando o algoritmo. Os erros entre os modelos foram iguais ou menores a 1,00 mm dia⁻¹, resultados semelhantes ao encontrado em literatura.

PALAVRAS-CHAVE: SEBAL, Landsat 8, balanço de energia.

ESTIMATING REAL EVAPOTRANSPIRATION USING LANDSAT 8 IMAGES

The estimate evapotranspiration is a key factor in sustainable water management in irrigated agriculture, the actual crop water requirement established objectively, without generating waste of energy and water by excessive irrigation, and, on the other side, without compromising the agricultural production by its deficit. In this sense, the study aimed to estimate the daily actual evapotranspiration (-E_{tr}) to local and regional scale, using Landsat 8 images (- OLI / TIRS), and additional data collected from a weather station, applying the Surface Energy Balance Algorithm for Land algorithm (- SEBAL). The study area is located in the west of Paraná, in Salto do Lontra County, consisting of irrigated agricultural area, native vegetation and urban area. It was used orbit image / site 223/78 in Julian days 336 2013 and 19, 35, 131 and 195 in 2014. The daily E_{Tr} was estimated from the latent heat flux density (LE), obtained from the equation residue of the energy balance. The algorithm consists of several steps which include radiometric calibration, the reflectance calculation, the surface albedo, vegetation index (NDVI, SAVI, and leaf area index - LAI), and emissivity, which are obtained from data from the sensor reflective bands orbital, with the surface temperature estimated from the thermal band. The results showed that the algorithm estimated the components of the energy balance, with higher values than the results generally obtained from previous studies. Concerning to the estimated E_{tr}, there was good agreement between estimates obtained by SEBAL and by the Penman Monteith FAO 56 model, validating the algorithm. The errors between the models were less than or equal to 1.00 mm day⁻¹, results similar to those found in the literature.

KEYWORDS: SEBAL; Landsat 8; Energy balance.

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS	x
LISTA DE FIGURAS	xi
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	3
2.1 Objetivo geral	3
2.2 Objetivos específicos.....	3
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
3.1 Evapotranspiração.....	4
3.2 Importância da evapotranspiração na agricultura irrigada	5
3.3 Estimativa evapotranspiração.....	6
3.3.1 O método de Penman-Monteith.....	7
3.3.2 Método do balanço de energia	8
3.3.3 Estimativa evapotranspiração usando imagens de satélite.....	10
3.3.3 O algoritmo <i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i> - SEBAL	11
4 MATERIAL E MÉTODOS	15
4.1 Área de estudo	15
4.2 Dados orbitais	17
4.3 Implementação do algoritmo SEBAL	18
4.3.1 Saldo de radiação (R_n)	18
4.3.2 Fluxo de radiação no solo (G)	21
4.3.3 Fluxo de calor sensível (H)	22
4.3.4 Fluxo de calor Latente (H)	28
4.3.5 Evapotranspiração diária.....	28
4.4 Validação do algoritmo SEBAL.....	29
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	30
5.1 Albedo da superfície.....	30
5.2 NDVI	34

5.3	Saldo de radiação à superfície (R_n)	38
5.4	Fluxo de calor no solo (G)	41
5.5	Fluxo de calor sensível (H)	43
5.6	Fluxo de calor latente (LE).....	48
5.7	Evapotranspiração diária	50
6	CONCLUSÕES	54
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	55
	REFERÊNCIAS	56

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Uso do solo no município de Salto do Lontra - PR.....	16
Tabela 2	Especificações técnicas das bandas do Landsat 7 e 8	17
Tabela 3	Modelos matemáticos utilizados para determinação do saldo de radiação	19
Tabela 4	Fatores multiplicativos (M_L e M_p) e aditivos (A_L e A_p) para reflectância e radiância espectral e irradiâncias espectrais exoatmosféricas solares (ESOL)	21
Tabela 5	Erro absoluto médio - EAM (mm dia^{-1}) e erro relativo médio - ERM (%) entre a evapotranspiração real obtida pelo SEBAL e a evapotranspiração estimada pelo modelo de Penman Monteith FAO 56 (ALLEN <i>et al.</i> , 1998)	52

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Mapa de localização do Município de Salto do Lontra - PR. Datum WGS-84, coordenadas UTM, zona 22 S.	15
Figura 2	Caracterização do uso e ocupação do solo em Salto do Lontra - PR.	16
Figura 3	Fluxograma da metodologia de cálculo do saldo de radiação.....	18
Figura 4	Fluxograma do processo iterativo para estimativa do fluxo de calor sensível (H).23	
Figura 5	Composição RGB 564 para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.	30
Figura 6	Distribuição espacial do albedo da superfície para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.	31
Figura 7	Albedo médio dos <i>pixels</i> nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.....	32
Figura 8	Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR....	34
Figura 9	NDVI médio dos <i>pixels</i> nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.....	35
Figura 10	Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR....	38
Figura 11	R_n médio dos <i>pixels</i> nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.	40
Figura 12	Distribuição espacial do fluxo de calor no solo (G) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.	41
Figura 13	G médio dos <i>pixels</i> nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.	42
Figura 14	Número de iterações necessárias para estabilização da resistência aerodinâmica (r_{ah}) e diferença de temperatura entre <i>pixels</i> âncora (dt) para os DS 336 (a), 19(b), 35(c), 131(d) e 195(e).....	44
Figura 15	Distribuição espacial do fluxo de calor sensível (H) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.	45
Figura 16	Distribuição espacial da temperatura de superfície (T_s) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.....	45
Figura 17	H médio dos <i>pixels</i> nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.	47
Figura 18	Distribuição espacial do fluxo de calor latente(LE) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.	49

Figura 19 LE médio dos <i>pixels</i> nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.	50
Figura 20 Evapotranspiração real diária (ET _r) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.	51
Figura 21 E _{tr} diária média dos <i>pixels</i> nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.....	52

1 INTRODUÇÃO

Um dos grandes desafios atuais e que, certamente, será fonte de grande preocupação das futuras gerações, é a garantia do abastecimento de água potável e de alimentos para todos os habitantes do planeta. A água é um recurso natural de grande importância para manutenção da vida e essencial, inclusive, para atividades como a agricultura irrigada, portanto, o desenvolvimento social está diretamente relacionado à conservação dos corpos hídricos.

A agricultura irrigada, em conjunto com outras práticas agrônômicas, vem sendo utilizada como ferramenta, para o aumento da produção no campo, assim como para a melhoria da qualidade do alimento produzido e o aproveitamento do potencial produtivo do solo de maneira mais satisfatória, visando atender à crescente demanda por alimentos. Entretanto, apesar de a atividade ter muito a ser expandida, a incorporação de novas áreas aptas à irrigação deve ser feita com cautela, uma vez que a adição de água no solo de forma artificial causa impactos, modificando o ambiente no seu entorno, a exemplo da salinização dos solos e do consumo de energia, além de afetar a disponibilidade e qualidade da água, afetando também outras atividades dependentes dela para sua manutenção (BERNARDO, 2008).

No contexto agrícola, irrigar corretamente, visando o manejo adequado dos recursos hídricos, consiste na aplicação da quantidade necessária de água para as plantas e no momento adequado, diminuindo o risco e aumentando o aproveitamento dos recursos naturais. O produtor rural, quando não adota um método de controle objetivo na irrigação, pode acabar irrigando em excesso, causando desperdício de energia e água ou, quando irrigado de forma deficiente, comprometer a produção final (SANTOS, 2009b).

Para atender aos conceitos de atividade sustentável, o usuário de irrigação deve ter o conhecimento da evapotranspiração, para determinação das reais necessidades hídricas da cultura. As estimativas dos fluxos radiativos e energéticos permitem o entendimento e, conseqüentemente, possibilitam a estimativa da evapotranspiração. Além disso, a estimativa da evapotranspiração é componente essencial em modelos hidrológicos, usada também para estimativa de umidade no solo, e é variável de entrada para modelos de previsão do tempo e de inundações (ALLEN *et al.*, 2007).

Uma das formas de contabilizar a água empregada na irrigação seria a instalação de hidrômetros em cada lote irrigado. Porém, os elevados custos e a baixa operacionalidade dessa medida inviabilizam o seu uso. Nesse contexto, o sensoriamento remoto se apresenta como alternativa de baixo custo e grande cobertura para obtenção da evapotranspiração real (ET_r) (SILVA *et al.*, 2012).

Várias técnicas têm sido desenvolvidas, com a finalidade de estimar o mais precisamente possível a ET_r , utilizando imagens de satélite, a exemplo do *Mapping Evapotranspiration at High Spatial Resolution with Internalized Calibration* - METRIC (ALLEN *et al.*, 2007) e o *Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving* - SAFER (TEIXEIRA *et al.*, 2008). Já o *Surface Energy Balance Algorithm* - SEBAL, proposto por Bastiaanssen *et al.* (1998), vem sendo aplicado com êxito em diversos ecossistemas do globo. No SEBAL, a ET_r é obtida como resíduo da equação do balanço de energia. O algoritmo pode ser aplicado em dados radiométricos de qualquer sensor orbital que efetue medidas de radiância no espectro do visível, infravermelho próximo (NIR) e infravermelho termal (TIR).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Estimar da evapotranspiração real diária (ET_r) para o município de Salto do Lontra – PR, com a utilização do algoritmo SEBAL e imagens do satélite Landsat 8 sensor OLI/TIRS.

2.2 Objetivos específicos

- a) Quantificar os componentes do balanço de energia na superfície utilizando o algoritmo SEBAL, por meio das imagens do Landsat 8 do sensor OLI/TIRS;
- b) Analisar a diferença de padrão da ET_r e dos componentes do balanço de energia para os principais usos do solo do município de Salto do Lontra - PR;
- c) Relacionar o modelo SEBAL com o modelo de Penman Monteith FAO 56 (ALLEN *et al.*, 1998), para as condições da região de Salto do Lontra - PR, a fim de validar o algoritmo.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Evapotranspiração

Em termos globais a evapotranspiração possui papel de grande importância no ciclo hidrológico, responsável pela transferência de quase todo volume de água da superfície terrestre para a atmosfera. De acordo com Santos (2009b), o fenômeno ocorre devido ao acontecimento simultâneo de dois processos no qual a água é transferida para atmosfera: a evaporação e a transpiração.

O termo evapotranspiração foi utilizado por Charles Thornthwaite no início dos anos 1940, a fim de expressar a ocorrência simultânea dos processos de transpiração em plantas e da evaporação da água do solo (MENDONÇA *et al.*, 2003).

Para Allen *et al.* (1998), a evaporação pode ser definida como o processo no qual a água líquida é convertida em vapor (vaporização) e removida de diferentes superfícies evaporantes, como lagos, rios, pavimentos, solos e vegetação úmida, sendo esta última compreendida como a água presente no orvalho e na interceptação da precipitação pela cobertura vegetal.

A transpiração consiste na vaporização da água em seu estado líquido contida nos tecidos vegetais com posterior transferência para a atmosfera (PEREIRA *et al.*, 2002). Culturas geralmente perdem água por pequenos orifícios na folha da planta, nos quais passam gases e vapores de água, denominados estômatos (ALLEN *et al.*, 1998).

A vaporização ocorre através da folha, nos espaços intercelulares, com troca de vapor para a atmosfera controlada pela abertura estomática, a qual pode estar aberta ou fechada, dependendo da pressão na célula guarda. Praticamente toda a água no solo utilizada pelas raízes é perdida pela transpiração e apenas uma pequena parcela é usada pela planta (TEIXEIRA, 2010).

Evaporação e transpiração ocorrem simultaneamente e ainda não há um meio fácil de distinção entre os dois processos. Quando a cultura está pouco desenvolvida, a água é predominantemente perdida pela evaporação do solo, entretanto uma vez que a cultura está sendo bem desenvolvida e cobre completamente o solo a transpiração se torna o principal processo (ALLEN *et al.*, 1998).

Quanto aos fatores influentes no processo de evapotranspiração, para Allen *et al.* (1998) a ET é fortemente influenciada por características da vegetação, manejo e aspectos do ambiente (solos com baixa fertilidade, por exemplo, impedem crescimento da cultura diminuindo a taxa de evapotranspiração) e parâmetros meteorológicos, principalmente: radiação, temperatura, umidade no ar e velocidade do vento. Teixeira (2010) complementa

essas considerações, recomendando que não somente seja observado o tipo de solo e a cultura, mas o seu desenvolvimento e o sistema de irrigação utilizado.

3.2 Importância da evapotranspiração na agricultura irrigada

Segundo Christofidis (2006), em termos mundiais, apenas 18% da área plantada está sob cultivo irrigado e é responsável por 44% do total da produção agrícola. Porém, apesar dos benefícios que o aumento da irrigação poderia trazer para a produção de alimentos, os impactos ambientais oriundos dessa atividade podem alterar características do meio, como do solo, fauna e flora e de saúde pública, quando a água está poluída. Entretanto, o impacto mais problemático corresponde à alteração da disponibilidade dos recursos hídricos, afetando às múltiplas atividades, chegando ao ponto de, em algumas bacias, ocasionar a falta de água para consumo humano e animal (BERNARDO, 2008).

Dentre os usos consuntivos, a atividade de irrigação notadamente se destaca como a maior consumidora de recursos hídricos, contabilizando 80% do uso no mundo (SHIKLOMANOV, 2013). Em nível nacional, segundos dados do Ministério do Meio Ambiente no informe da Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil - 2012, a vazão retirada, para fins de irrigação correspondeu 54%, seguida pelo uso urbano (22%), abastecimento industrial (17%), dessedentação animal (6%) e abastecimento rural (1%). Entretanto, com relação à vazão efetivamente consumida a irrigação representa uma proporção maior (72%), seguida de dessedentação animal (11%), abastecimento urbano (9%), abastecimento industrial (7%) e abastecimento rural (1%) (BRASIL, 2012).

Devido à irrigação ser a maior responsável pelo consumo de água, a pressão pela utilização do recurso de maneira racional por parte de outros usuários do recurso e de órgãos gestores é constante sobre os usuários de irrigação. Para se alcançar esse objetivo, Fernandes e Turco (2003) ressaltam a importância do conhecimento da evapotranspiração para determinação das reais necessidades hídricas da cultura. Para esses autores o conhecimento do consumo de água baseado na evapotranspiração nas diversas etapas de desenvolvimento da planta permite a administração de uma irrigação mais racional.

Para Mendonça *et al.* (2003), a determinação da quantidade de água necessária para as culturas é um dos principais parâmetros para o correto planejamento, dimensionamento e manejo de um sistema de irrigação. A quantificação é realizada pelo balanço hídrico na camada do solo, com a evapotranspiração e na precipitação pluviométrica, os principais componentes no balanço.

3.3 Estimativa evapotranspiração

A estimativa de perdas por evapotranspiração é fundamental para atividades de gerenciamento de reservatórios e o planejamento e outorga de uso de recursos hídricos, além de projetos de irrigação anteriormente citados, desempenhando papel importante na quantificação do balanço hídrico na bacia hidrográfica (BEZERRA, 2013; BORGES; MENDIONDO, 2007).

Segundo Xu e Singh (2001), os diversos métodos de estimativas da evapotranspiração podem ser classificados em cinco grupos: (i) balanço hídrico, (ii) transferência de massa, (iii) métodos combinados, (iv) radiação e (v) baseados em temperatura. Bezerra (2013) considera dois grandes grupos para estimativa de evapotranspiração real: métodos diretos e indiretos. Os primeiros consistindo em medidas *in situ* feitas com lisímetros (pesagem e/ou drenagem), o método do balanço hídrico e controle da umidade do solo. Quanto aos indiretos, baseiam-se em estimativas, utilizando dados meteorológicos, avaliados por fórmulas empíricas: balanço de energia, razão de Bowen e método das correlações turbulentas, sendo que as medições podendo ser realizadas com bastante acurácia (SANTOS, 2009b).

De acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2002), apesar dos métodos apresentarem alta confiabilidade, capazes de gerar medidas com boa precisão, os mesmos apresentam limitações quando estimativas da evapotranspiração para grandes áreas são pretendidas. As estimativas realizadas com estes métodos são baseadas em dados pontuais, em um local específico e, então, são integradas para as áreas que envolvem o local da medição, considerando a taxa de evapotranspiração uniforme para a área analisada.

Para Bezerra (2013), outro fator complicador é a possibilidade da existência de variação em uma área quanto à cobertura de culturas, suas alturas, fase fenológica, necessidade hídrica, fatores determinantes na evapotranspiração, não sendo aconselhável considerá-la uniforme para escalas regionais.

A evapotranspiração é altamente variável espacial e temporalmente, devido à precipitação, características hidráulicas dos solos, tipo de vegetação e suas respectivas densidades, além da variabilidade do clima (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002).

A medição de evapotranspiração real possui custos elevados geralmente, com sua realização *in situ*, demandando tempo e utilização de equipamentos onerosos, o que explica a ausência destas medidas e justifica o uso do sensoriamento remoto, como metodologia promissora na obtenção dos valores de evapotranspiração real com a possibilidade de espacialização em escala regional (BEZERRA, 2013).

3.3.1 O método de Penman-Monteith

A Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO) recomenda utilização do método de Penman-Monteith FAO 56 para estimativa de valores diários evapotranspiração de referência (ALLEN *et al.*, 1998).

Segundo Santos (2009a), a evapotranspiração de referência (ET_0) é definida como a quantidade de água removida de uma superfície com características específicas, descritas por Allen *et al.* (1998): a superfície de referência é uma área coberta por uma grama hipotética, com uma altura suposta de 0,12 m, uma resistência de superfície fixa (r_s) de 70 s.m^{-1} e com albedo correspondente a 0,23, sem restrições de água e altura uniforme, crescendo e sombreando ativamente o solo.

Ainda de acordo com Allen *et al.* (1998), o conceito de ET_0 foi introduzido com o intuito de estudo da demanda evaporativa atmosférica, independentemente do tipo, manejo ou fase de desenvolvimento da cultura. Sendo assim, apenas os fatores atmosféricos como temperatura, umidade do ar, velocidade do vento e pressão atmosférica são únicos fatores que afetam a evapotranspiração de referência. Portanto, a variável ET_0 é uma variável atmosférica a qual pode ser calculada baseada em dados meteorológicos.

O método de Penman-Monteith FAO-56, descrito na Equação 1, no qual são obtidos os valores de evapotranspiração de referência horária ($ET_{0,h}$), a integração dos valores horários permite o cálculo da evapotranspiração de referência diária ($ET_{0,24h}$):

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 278} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad \text{Eq. (1)}$$

em que: ET_0 é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}), Δ é a tangente à curva de saturação de vapor ($\text{kPa.}^\circ\text{C}$), R_n é o saldo de radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), T é a temperatura do ar média diária a 2 m de altura ($^\circ\text{C}$), u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (m s^{-1}), e_s é a pressão de saturação do vapor (kPa) e_a é a pressão real de vapor (kPa).

A partir do cálculo da ET_0 pode-se determinar a evapotranspiração da cultura (ET_c), definida, segundo Bezerra (2013), como a quantidade de água requerida para uma cultura qualquer em uma de suas fases de desenvolvimento. A evapotranspiração dependerá, principalmente, de fatores climáticos, da espécie e estágio de desenvolvimento da cultura e de seu manejo. Para fins de determinação da lâmina de água utilizada no manejo de irrigação, a evapotranspiração da cultura (ET_c , mm dia^{-1}) pode ser calculada utilizando-se a seguinte relação:

$$ET_c = ET_0 \times K_c \quad \text{Eq. (2)}$$

em que: ET_0 é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}) e K_c é o coeficiente da cultura (adimensional).

De acordo com estudos realizados por Allen e Asce (1986), a equação de Penman-Monteith fornece estimativa razoável da evapotranspiração diária, apesar de terem encontrado valores sensivelmente mais altos em dois locais, em comparação com resultados obtidos com lisímetros.

Mendonça *et al.* (2003), em estudo na região do Norte Fluminense realizado com lisímetros de pesagem, cultivada com grama tipo Batatais (*P. notatum L.*), concluíram que o método de Penman-Monteith atendeu satisfatoriamente à estimativa de ET_0 , quando comparado aos valores obtidos com o método direto utilizando os lisímetros. Na região de Palotina - PR, com dados utilizados na estação entre os de 1994 e 2003, Syperreck (2006) obteve dados diários com evaporação de referência variando entre 2,18 e 3,62 mm dia^{-1} . Ainda com relação a estudos no estado paranaense para determinação de ET_0 , no município de Fernandes Pinheiro, Veloso *et al.* (2012) encontraram médias mensais entre 59 mm e 158 mm com dados de estações meteorológicas de 47 anos.

Entretanto, para a utilização da equação de Penman-Monteith, o principal problema encontrado é a necessidade de obtenção de variáveis meteorológicas com precisão como a temperatura do ar, umidade relativa do ar, radiação solar e velocidade do vento que podem não estar disponíveis no local de sua respectiva aplicação (FERNANDES; TURCO, 2003). A alternativa, segundo Camargo e Camargo (2000), é o uso de equações simplificadas que considerem um elemento padrão meteorológico para determinação da ET_0 , para seu emprego na agrometeorologia.

Nessa linha de pensamento, vários autores utilizaram com satisfatória acurácia outras equações simplificadas, as quais demandam menos variáveis meteorológicas para determinação da evapotranspiração de referência, com os resultados obtidos estando próximos, quando comparados com o método padrão da FAO Penman-Monteith (BORGES; MENDIONDO, 2007; CAMARGO; CAMARGO, 2000; MENDONÇA *et al.*, 2003; VELOSO *et al.*, 2012).

3.3.2 Método do balanço de energia

Os processos dos fluxos radiativos na superfície terrestre são de primordial importância para a redistribuição da umidade e calor no solo e atmosfera. As trocas de fluxos de radiação, calor e umidade afetam o desenvolvimento da biosfera e as condições físicas de vida na terra. O equilíbrio termodinâmico entre processos de transporte turbulento

na atmosfera e no subsolo manifestam-se no balanço de energia da superfície (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998).

O saldo de radiação (R_n) pode ser definido como a diferença entre fluxos de radiação refletidos, incidentes e/ou emitidos, incluindo as radiações de onda longa e curta à superfície terrestre e representa a principal fonte de energia utilizada pelos processos meteorológicos, físicos, químicos e biológicos à superfície e às camadas inferiores da atmosfera (BEZERRA, 2013). É o elemento chave na estimativa do balanço de energia e é utilizado em várias aplicações, incluindo monitoramento climático, previsão climatológica e meteorologia agrícola (BISHT *et al.*, 2005).

De acordo com a lei de conservação de energia, os ganhos e perdas de energia em uma superfície estão em equilíbrio. A energia disponível na superfície pode ser quantificada pelas equações: balanço de radiação (Equação 3); balanço de energia (Equação 4) (SANTOS, 2009b):

$$R_n = (R_s - R_r) + (L_{\downarrow} + L_{\uparrow}) \quad \text{Eq. (3)}$$

em que: R_n é o saldo de radiação, R_s é a radiação de onda curta incidente, R_r é a radiação de onda curta refletida, L_{\downarrow} a radiação de onda longa recebida pelo sol e L_{\uparrow} a radiação de onda longa emitida pela superfície para o espaço, todas expressas em $W m^{-2}$.

$$R_n = H + LE + G \quad \text{Eq. (4)}$$

em que: H representa o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), LE é o fluxo de calor latente de evaporação ($W m^{-2}$) e G é o fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$).

R_n é considerada positiva quando a radiação é direcionada para a superfície, enquanto G, H e LE são considerados positivos, quando direcionados para fora da superfície. A Equação 4 negligência a energia requerida para a fotossíntese e o armazenamento de calor na vegetação (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998).

Pela convenção adotada por Kjaersgaard *et al.* (2008), geralmente, os valores de H, LE e G são positivos, ou seja, consumidores de energia durante o período diurno. H e G podem assumir valores negativos (fontes de energia), em circunstâncias específicas, como em campos irrigados, enquanto LE, devido ao resfriamento evaporativo da superfície, pode exceder o saldo de radiação à superfície. Segundo esses autores, os componentes do balanço de energia variam sua magnitude, dependendo de valores como o tipo de superfície e suas características, como umidade do solo, textura, vegetação, além da estação do ano, localização geográfica, clima e horário no dia. Para superfícies vegetadas, a evapotranspiração, causada pelo fluxo de calor latente (LE), normalmente é o processo que

mais demanda energia, podendo chegar ao consumo total de R_n . No período noturno, os termos do balanço são usualmente negativos (fontes de energia). As magnitudes dos fluxos de calor sensível e latente são muito menores quando comparadas ao período diurno, enquanto os valores de G não diferem ao longo do dia e noite, apesar de ocorrer uma inversão no fluxo.

Segundo Santos (2009a), o método do balanço de energia pode ser obtido a partir do fluxo vertical de calor latente, utilizando-se imagens orbitais. A evapotranspiração, conseqüentemente, pode ser determinada, conforme a Equação 4, pela diferença dos fluxos verticais de calor no solo, calor sensível e saldo de radiação. Esse método é utilizado pelos principais algoritmos que utilizam os dados oriundos de imagens de satélites, a exemplo do SEBAL apresentado por Bastiaanssen *et al.* (1998).

O sensoriamento remoto fornece uma cobertura espaço temporal de atributos da superfície terrestre sem paralelo com outros métodos. Nesse sentido, vários estudos têm tentando estimar saldo de radiação (ou seus componentes) através da combinação de observações do uso do sensoriamento remoto e do uso de dados da superfície da atmosfera (BISHT *et al.*, 2005).

3.3.3 Estimativa evapotranspiração usando imagens de satélite

Um das limitações de outros métodos na determinação da evapotranspiração é a realização de estimativas em grandes áreas, pois são baseados em dados medidos em locais específicos e integrados para a área que envolve o local da medição, levando em consideração a uniformidade da evapotranspiração na área referida (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002). Entretanto, a situação encontrada na realidade raramente é homogênea, sendo o mais comum a existência de áreas contendo diferentes culturas, as quais possuem diferentes alturas, fases fenológicas e suprimentos hídricos, com todos esses fatores sendo determinantes para a evapotranspiração.

Além disso, de acordo com Bezerra (2013), os trabalhos de medição da evapotranspiração real geralmente possuem custos elevados, devido a sua realização ser *in situ*, demandando tempo e utilização de equipamentos onerosos, justificando, assim, em alguns casos, a ausência deste tipo de medida. Portanto, o uso de imagens de satélite se configura como uma alternativa efetiva para obtenção das medições. Mostrando-se uma metodologia promissora pelas vantagens da obtenção de evapotranspiração real e possibilidade de sua espacialização em escala regional. Essa afirmação corrobora Allen, Tasumi e Trezza (2002), pois o sensoriamento remoto tem grande potencial no melhoramento do manejo da irrigação em conjunto com outros tipos de gestão da água, fornecendo estimativas de ET para grandes áreas da superfície, utilizando uma quantidade mínima de dados de campo.

Entretanto, o método de estimativa da ET não elimina a utilidade de outros métodos, pois os métodos micrometeorológicos e lisímetros são designados para pesquisa e ajuste de modelos, entre outros, as imagens de satélite podem ser utilizadas de forma operacional (SANTOS, 2009a).

Diversos algoritmos foram desenvolvidos nas últimas décadas, utilizando o sensoriamento remoto para obtenção de valores de ETr, tanto para escalas regionais como locais. Dentre os exemplos reconhecidos tem-se: *Surface Energy Balance System* - SEBS (SU, 2002), o *Simplified Surface Energy Balance Index* - S-SEBI (ROERINK; MENENTI, 2000), o *Mapping Evapotranspiration at High Spatial Resolution with Internalized Calibration* - METRIC (ALLEN *et al.*, 2007), o *Simple Algorithm For Evapotranspiration Retrieving* - SAFER (TEIXEIRA *et al.*, 2008) e o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* - SEBAL (BASTIAANSEN *et al.*, 1998).

3.3.3 O algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* - SEBAL

O *Surface Energy Balance for Land* - SEBAL foi desenvolvido e apresentado por Bastiaanssen, em 1995, na Holanda. As potencialidades do SEBAL na obtenção espacial temporal da ET foram apresentadas em trabalho de Bastiaanssen *et al.* (1998). Esse algoritmo visa fazer estimativas dos componentes do balanço energético e, conseqüentemente, da evapotranspiração, baseado em combinação de equações empíricas e parametrizações físicas (SANTOS, 2009a).

Segundo Santos (2009b), o método propõe o emprego de poucas relações e suposições empíricas. Além disso, o algoritmo pode ser utilizado por diversos agrossistemas, com sua principal vantagem focada na baixa demanda por informações de uso e cobertura do solo e dados meteorológicos. Seus principais produtos são: obtenção do albedo da superfície, emissividades e índices de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor sensível, latente e calor no solo, o consumo de água ou a ETr, *pixel a pixel*.

De acordo com Bezerra (2013), o SEBAL apresenta algumas vantagens que fazem o algoritmo se destacar dentre os demais: (i) é baseado fisicamente em análises de imagens de satélite, requerendo um mínimo de informações de estações; (ii) não assume constante espacial como feito em outros métodos e faz uso de grande número de variáveis ambientais; (iii) tem menor necessidade quanto à correção atmosférica das informações para comprimentos de onda curta e térmica nas imagens. Com isso, a aplicabilidade do SEBAL se expande, considerando-se que as medições necessárias para as correções nem sempre estão disponíveis; (iv) não se restringe ao uso de imagens Landsat com resolução espacial de 30 a 120 m, mas também utiliza imagens de sensores como o *Advanced Very High*

Resolution Radiometer - AVHRR e o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* – MODIS, com resolução espacial variando de 250 a 1100 m.

Além dessas vantagens, segundo Santos (2009a), o SEBAL, quando aplicado a imagens de satélites com alta resolução espacial, é capaz de determinar a variabilidade espacial da ETr internamente entre campos irrigados. Esta é uma informação importante que, quando aplicada corretamente, pode aumentar a eficiência da irrigação, principalmente em regiões áridas e semiáridas com grandes limitações de disponibilidade de recursos hídricos.

De acordo com o manual do algoritmo desenvolvido Allen, Tasumi e Trezza (2002), o SEBAL usa apenas a temperatura da superfície (T_s), reflectância espectral e hemisférica da superfície (ρ_λ) índices de vegetação: *Índice de Vegetação por Diferença Normalizada* – NDVI, *Índice de Vegetação Ajustado ao Solo* – SAVI e *Índice de Área Foliar* – IAF, e suas inter-relações para realizar as estimativas dos fluxos de energia à superfície e inferir sobre os outros tipos de superfícies da região estudada. O algoritmo faz estimativas de evapotranspiração a partir do fluxo de calor latente (LE), calculado como resíduo do balanço de energia (Equação 4), sendo então dado por:

$$LE = R_n - G - H \quad \text{Eq. 5)}$$

cujos termos já foram descritos na Equação 4.

Segundo Santos (2009a), uma análise de acurácia é necessária, fazendo-se a comparação dos fluxos evaporativos e a partição da energia radiante disponível em fluxos de H e LE obtidos com SEBAL e por meio de outras metodologias.

A acurácia do algoritmo foi verificada por diversos autores e um compilado foi apresentado por Bastiaanssen *et al.* (2005), os quais verificaram que 10 anos após a apresentação do SEBAL no ano de 1992, o mesmo foi testado em diversas condições climáticas e em escalas de campo ou no nível da bacia, para uma grande variedade de índices de umidade do solo e de culturas, com resultados, em média, de 85% para ETr diária e aumenta para 95% para períodos sazonais, chegando a 96% para ETr anual em grandes bacias.

Resultados semelhantes foram encontrados em imagens de estimativa de evapotranspiração geradas pelo SEBAL em Idaho - EUA, nos anos de 1985 e 1989. Comparada com medidas de lisímetros, a ET obtida com o SEBAL apresentou diferença relativamente elevada com média mensal no ano de 1985 de, aproximadamente, 16% e em 1989 de 20%, entretanto, a diferença sazonal ficou em 4% em 1985. Já para 1989, a diferença ficou ainda menor: 1% para o período de abril e setembro (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002).

A determinação da ET com a utilização do SEBAL compreende a execução de diversas etapas. A primeira variável da equação do balanço de energia a ser obtida pelo algoritmo é o saldo de radiação (R_n). Após isso, a determinação do fluxo de calor no solo (G) é obtida em função do saldo de radiação, albedo da superfície (α), do índice de vegetação por diferença normalizada ($IVDM$) e temperatura da superfície (T_s). Por fim, o algoritmo determina o fluxo de calor sensível (H). Para este procedimento, Allen, Tasumi e Trezza. (2002) relatam a necessidade de conhecimento, experiência e habilidade para sua realização, sendo a etapa que exige mais cuidado, principalmente para a seleção dos *pixels* âncoras, denominados *pixel* frio e quente. Tais *pixels* representam as condições extremas de temperatura e umidade da área em estudo.

Quanto à seleção do *pixel* quente, deve ser escolhido em uma região com alta temperatura de superfície e desprovida de cobertura vegetal, onde se supõe que não haja evapotranspiração ocorrendo, com o saldo de radiação dedicado somente ao aquecimento da superfície e do ar (BASTIAANSEN *et al.*, 1998). Já a escolha do *pixel* frio possui duas recomendações disponíveis: em aplicações tradicionais, seleciona-se um *pixel* inserido em um corpo d'água, de acordo com Bastiaanssen *et al.* (1998). Allen, Tasumi e Trezza (2002) sugerem a seleção de uma região em uma parcela agrícola bem desenvolvida e sem restrições de água (irrigada). Para ambas as situações, a suposição é que o fluxo de calor sensível (H) nessas regiões possa ser considerado nulo, considerando-se que a energia disponível na superfície está sendo usada para os processos evaporativos.

Uma das limitações desse algoritmo reside na determinação do coeficiente de rugosidade da superfície, o qual pode ser computado por dois métodos: Bastiaanssen *et al.* (1998) sugerem uma equação empírica calibrada localmente, envolvendo o índice de vegetação ajustado ao solo para determinação da rugosidade da superfície. Allen, Tasumi e Trezza (2002) recomendam em primeira instância calcular a rugosidade, utilizando o mapa de uso do solo para áreas agrícolas em função do índice de área foliar e para áreas não agrícolas (água, floresta, neve, construções, etc.), assumindo os valores tabelados. Entretanto, a determinação da rugosidade consiste em uma tarefa difícil e, segundo (GÓMEZ *et al.*, 2005), ainda não foi provado que algum método clássico de sensoriamento remoto foi preciso o suficiente para obtenção da variável.

A obtenção do fluxo de calor no solo, no SEBAL, é dependente de uma relação empírica entre o saldo de radiação e o índice de vegetação por diferença normalizada. Este é o componente do balanço de energia, considerado uma das maiores fontes de incerteza do algoritmo (SANTOS, 2009b).

O conhecimento da densidade de fluxo de calor latente (LE) possibilita a obtenção da evapotranspiração real para a área em estudo, considerada como resíduo no balanço de energia. Para o modelo SEBAL, o cálculo da ET diária é realizado com a fração evaporativa

obtida no momento da passagem do satélite, considerada constante durante o dia (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002).

O SEBAL vem sendo utilizado amplamente com aplicação na agricultura irrigada, em estudos que visam à determinação, em primeiro plano, da demanda hídrica das culturas ou *ET* real. Com esse intuito diversos estudos em vários países vêm sendo desenvolvidos utilizando o algoritmo, como na China (SUN *et al.*, 2011), nos Estados Unidos (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002; SINGH *et al.*, 2008), em Botsuana (TIMMERMANS; MEIJERINKL, 1999), na Turquia (BASTIAANSSEN, 2000). No Brasil, esses estudos são fundamentais, principalmente para a região nordeste, onde boa parte da área é semiárida e possui recursos hídricos bastante limitados, quando comparados a outras regiões. Assim, vários trabalhos vêm sendo desenvolvido em perímetros irrigados da região, entre eles: Bezerra (2013), Silva *et al.* (2012), Moreira *et al.* (2010), Teixeira (2010), Teixeira *et al.* (2009), Teixeira *et al.* (2008), Bezerra, Silva e Ferreira (2008).

Os vários testes utilizando o SEBAL em grande variedade de climas e ecossistemas, desde seu desenvolvimento até o estudo apresentado por Bastiaanssen *et al.* (2005), mostram que o modelo se revelou consistente. O algoritmo pode ser aplicado e implementado para a solução de problemas relacionados à irrigação, como o desperdício de recursos hídricos. Além disso, o método pode auxiliar no estabelecimento: (1) da relação entre o uso e ocupação do solo e uso da água para auxiliar no planejamento de gestão de bacias hidrográficas; (2) do impacto de projetos para conservação da água; (3) da análise desempenho da irrigação; (4) da avaliação do impacto ambiental devido à extração de águas subterrâneas; (5) da avaliação do efeito de projetos de transposição de corpos hídricos; (6) do cumprimento de legislações, quanto ao direito do uso da água (outorga); (7) da modelagem hidrológica; (8) do monitoramento da degradação de vegetações nativas; e (9) da avaliação da produtividade hídrica da cultura, entre outras aplicações (BASTIAANSSEN *et al.*, 2005).

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

O trabalho foi desenvolvido no município de Salto do Lontra, região Sudoeste do estado do Paraná, localizado nas coordenadas geográficas centrais 25° 47' 02" S 53° 18' 31" W. Com altitude média de 538 m e área total de aproximadamente 313 km² (IPARDES, 2014). O clima da região é caracterizado como Clima Subtropical Úmido (Cfa), com precipitação média é de 1900 mm e evapotranspiração anual (ET_o) de, aproximadamente, 1000 mm, com temperatura média de 18,5 C (CAVIGLIONE et al., 2000). Na Figura 1, encontra-se o mapa de localização do Município de Salto do Lontra, no Estado do Paraná.

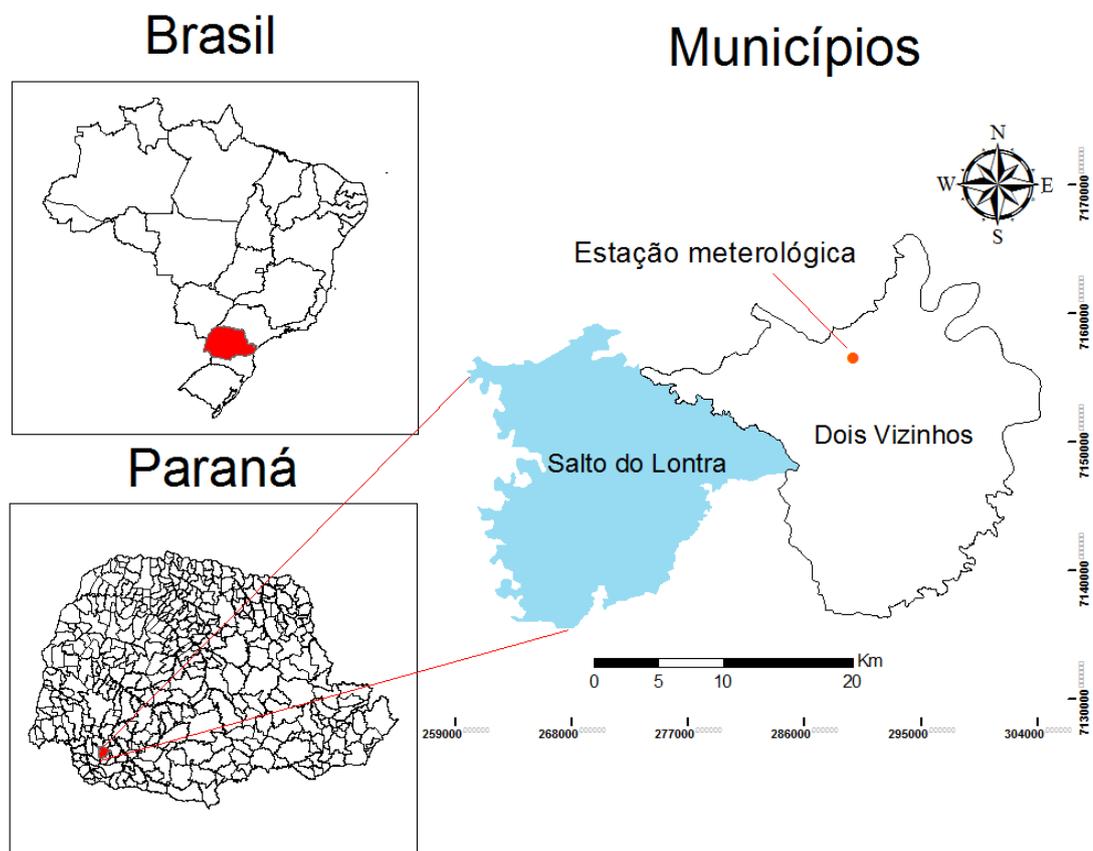


Figura 1 Mapa de localização do Município de Salto do Lontra - PR. Datum WGS-84, coordenadas UTM, zona 22 S.

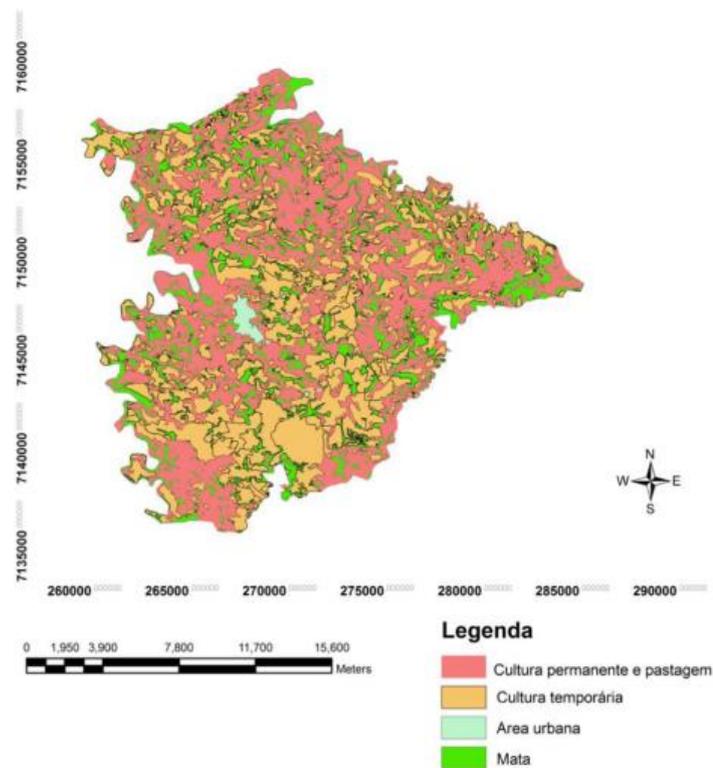
Quanto ao uso do solo na região, em estudo prévio realizado por Wrublack (2012), com auxílio de técnicas de geoprocessamento, foram contabilizadas áreas em termos quantitativos e qualitativos, conforme detalhado na Tabela 1.

Tabela 1 Uso do solo no município de Salto do Lontra - PR

Uso do solo	Área (km ²)	Área (hectares)	Área (%)
Área urbana	2,32	0,232	0,74
Cultura permanente e pastagem	124,39	12.439	39,75
Cultura temporária	123,07	12.307	39,33
Mata	63,13	6.313	20,18
Área total	312,91	31.291	100,00

Fonte: Wrublack (2012).

Na Figura 2 encontra-se o mapeamento do uso e ocupação do solo, cujos valores referentes à extensão de cada uma das áreas foram apresentados acima.

**Figura 2** Caracterização do uso e ocupação do solo em Salto do Lontra - PR.

Fonte: Wrublack (2012).

Os dados das medições meteorológicas foram obtidos da estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET, situada nas coordenadas 25° 41' 41" S 53° 5' 41" W com altitude de 520 m.

Os dados meteorológicos foram necessários para realizar as correções e calibrações das imagens do Landsat 8, além de possibilitar a realização das estimativas de evapotranspiração horária e diária utilizando o modelo de Penman-Monteith FAO-56 (ALLEN *et al.*, 1998). Assim, foram relacionados os dados em campo com os valores obtidos com o

algoritmo, avaliando-se os valores de forma pontual, ou seja, comparando a diferença entre os valores obtidos com o SEBAL e os alcançados com modelo de Penman-Monteith.

4.2 Dados orbitais

A estimativa da ETr será realizada a partir de imagens geradas pelo sensor espectral *Operational Land Imager* - OLI, que se encontra a bordo do satélite Landsat 8, o qual possui resolução espacial de 30 x 30 m nas bandas refletivas 1 a 7 e 100 x 100 m nas bandas termais 10 e 11, e a banda pancromática 8 com resolução de 15 m (NASA, 2014). As diferenças entre o Landsat 7 e 8, quando ao comprimento de banda, assim como inclusão de novas bandas podem ser observadas na Tabela 2.

Tabela 2 Especificações técnicas das bandas do Landsat 7 e 8

L7 ETM+ (Resolução/Nome/comprimento onda)	L8 OLI/TIRS (Resolução/Nome/comprimento onda)
	B1: 30m/ Costeira/Aerossol/ 0.433-0.453 μm
B1: 30m/ Azul/ 0.450-0.515 μm	B2: 30m/ Azul/ 0.450-0.515 μm
B2: 30m/ Verde/ 0.525-0.605 μm	B3: 30m/ Verde/ 0.525-0.600 μm
B3: 30m/ Vermelho/ 0.630-0.690 μm	B4: 30m/ Vermelho/ 0.630-0.690 μm
B4: 30m/ IV-próximo/ 0.775-0.900 μm	B5: 30m/ IV-próximo/ 0.845-0.885 μm
B5: 30m/ IV-curto 1/ 1.550-1.750 μm	B6: 30m/ IV-curto 1/ 1.560-1.660 μm
B7: 30m/ IV-curto 2/ 2.090-2.350 μm	B7: 30m/ IV-curto 2/ 2.100-2.300 μm
B8: 15m/ Pan/ 0.520-0.900 μm	B8: 15m/ Pan/ 0.500-0.680 μm
	B9: 30m/ Cirros/ 1.360-1.390 μm
B6: 30m/ IV - longo/ 10.00-12.50 μm	B10: 100 m/ IV - longo 1/ 10.30-11.30 μm
	B11: 100 m/ IV- longo 2/ 11.50-12.50 μm

Nota: IV = Infravermelho.

Fonte: USGS (2013).

Conforme observado na Tabela 2, foram adicionadas duas bandas espectrais: a costeira/aerossol, com finalidade em recursos hídricos e investigação da zona costeira, e novo canal de infravermelho (banda 9) para a detecção de nuvens cirros. Com isso, ocorreram algumas mudanças nos intervalos do espectro dos canais das bandas. A partir do sensor termal TIRS, foram criadas duas bandas espectrais para o comprimento de onda antes coberto por uma única banda nos sensores TM e ETM (USGS, 2013).

As imagens utilizadas para a implementação do algoritmo SEBAL, foram as da órbita/ponto 223/78 nos dias sequenciais do ano (DS) 336 (02/12/2013), 19 (19/01/2014), 35 (04/02/2014), 131 (11/05/2014) e 195 (14/07/2014). A seleção da imagem foi realizada por conter o município de Salto do Lontra - PR e região, local onde foram desenvolvidos

projetos vinculados à implementação e gestão da irrigação, principalmente com mão de obra familiar.

O processamento das imagens foi executado com o *software* ENVI 5.0, com auxílio da ferramenta *Band Math*, e, para fusão de imagens, com a banda pancromática 8, que tiveram a finalidade de proporcionar uma melhor distinção entre os alvos terrestres, foi utilizado o ArcGis versão 10.1.

4.3 Implementação do algoritmo SEBAL

O cômputo balanço de radiação à superfície é o primeiro passo do algoritmo, o qual é feito utilizando-se uma série de medidas, partindo da radiância espectral dos dados orbitais.

4.3.1 Saldo de radiação (R_n)

A diferença entre o fluxo de energia incidente sobre a superfície e fluxo de energia por ela emitida e refletida representa a quantidade de energia disponível para os processos de transferência ou reciclagem de energia, como o aquecimento da atmosfera, solo e água, assim com o da evapotranspiração em si. Para o saldo de radiação (R_n), o qual representa a radiação disponível à superfície, são consideradas tanto a radiação de onda longa quanto a radiação de onda curta. Um fluxograma do processo é apresentado na Figura 3.

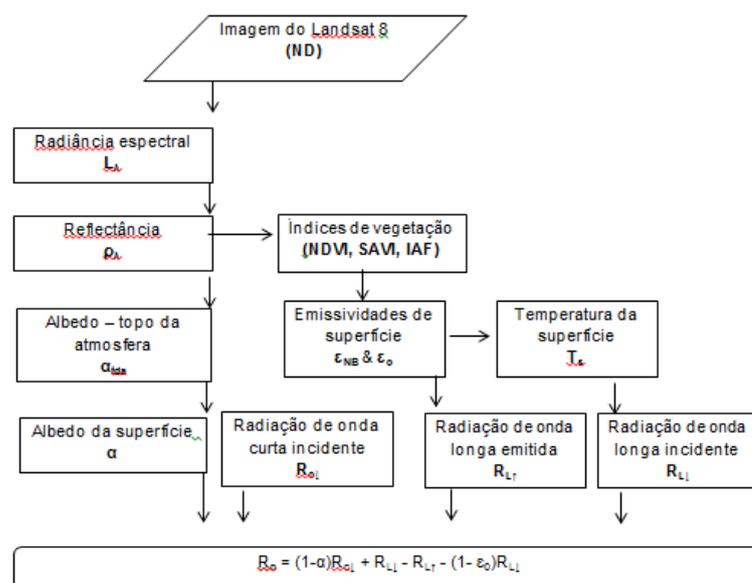


Figura 3 Fluxograma da metodologia de cálculo do saldo de radiação.

Fonte: Allen, Tasumi e Trezza (2002).

Na Tabela 3 são descritas as equações dos modelos matemáticos adotados para realização de cada etapa.

Tabela 3 Modelos matemáticos utilizados para determinação do saldo de radiação

Etapa	Equação	Descrição
Etapa 1 - Calibração Radiométrica	$L_{\lambda} = M_L + Q_{cal} + A_L$	Eq. (6) M_L e A_L são fatores de redimensionamento multiplicativo e aditivo, respectivamente, para cada banda específica (ambos os fatores são fornecidos no arquivo metadados e são adimensionais); Q_{cal} são os valores de <i>pixel</i> calibrados padronizados ou números digitais (ND). As unidades de radiação espectral (L_{λ}) são $W/m^2/sr/\mu m$.
Etapa 2a Reflectância (sem correção do ângulo solar)	$\rho_{\lambda'} = M_p Q_{cal} + A_p$	Eq. (7) M_p e A_p são fatores de redimensionamento multiplicativo e aditivo, respectivamente, para cada banda específica (ambos os fatores são fornecidos no arquivo metadados e são adimensionais); Q_{cal} são os valores de <i>pixel</i> calibrados padronizados ou números digitais (ND).
Etapa 2b - Reflectância (corrigido com ângulo solar)	$\rho_{\lambda} = \frac{\rho_{\lambda'}}{\sin(\theta_{ES})}$	Eq. (8) $\rho_{\lambda'}$ é a reflectância sem correção do ângulo solar; θ_{ES} é o ângulo local de elevação do sol.
Etapa 3a - Albedo topo da atmosfera	$\alpha_{tda} = \sum(\omega_{\lambda} x \rho_{\lambda})$	Eq. (9) Em que ω_{λ} é o coeficiente de ponderação para cada banda, $\omega_{\lambda} = \frac{ESOL_{\lambda}}{\sum ESOL_{\lambda}}$, em que ESOL são as irradiancias espectrais exoatmosféricas solares; ρ_{λ} são reflectâncias para cada banda.
Etapa 3b - Albedo da superfície	$\alpha = \frac{\alpha_{tda} - \alpha_{atm}}{T_{SW}^2}$	Eq. (10) α_{atm} é a parcela média de radiação solar incidente a qual é espalhada de volta para o satélite antes que a mesma alcance a superfície (0,03); T_{SW}^2 é a transmissividade atmosférica, $T_{SW}^2 = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z$; em que z é a altitude de cada <i>pixel</i> em metros (m), onde será utilizado imagem do SRTM; α_{tda} é o albedo do topo da atmosfera.

Continua

Etapa	Equação	Descrição
Etapa 5 - Índices de vegetação	$NDVI = \frac{\rho_V - \rho_{IV}}{\rho_V + \rho_{IV}}$ Eq. (11)	ρ_V e ρ_{IV} , correspondem, respectivamente, reflectâncias das bandas 5 e 4; L é uma variável de valor 0,25 para vegetação densa, 0,5 em vegetação intermediária e 1,0 para pouca vegetação.
	$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_V - \rho_{IV})}{(L + \rho_V + \rho_{IV})}$ Eq. (12)	
	$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91}$ Eq. (13)	
Etapa 6 - Emissividades	$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \cdot IAF$ Eq. (14)	Para <i>pixels</i> com NDVI e para corpos de água (NDVI<0) ϵ_{NB} e ϵ_0 assumem valores de 0,99 e 0,985, respectivamente, conforme recomendado por Allen, Tasumi e Trezza (2002).
	$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot IAF$ Eq. (15)	
Etapa 7a - Temperatura de brilho	$T_b = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)}$ Eq. (16)	$K_1 = 774,89 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu^{-1}$ e $K_2 = 1321,08 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu^{-1}$ são as constantes de calibração da banda termal 10. L_λ é a radiância espectral da banda 10.
Etapa 7b - Temperatura de superfície	$T_s = \frac{T_b}{1 + \left(\frac{\lambda \cdot T_b}{\rho}\right) \ln \epsilon}$ Eq. (17)	$\rho = \frac{h \cdot c}{\sigma}$ em que, h e σ são constantes de Planck e Boltzmann respectivamente com valores de $16,626 \times 10^{-34} \text{ Js}$ e $1,38 \times 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$ e c é valor da velocidade da luz, $2,998 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$. T_b é temperatura de brilho; λ é comprimento de onda da radiação emitida, $10,8 \mu\text{m}$ para banda 10 do Landsat 8. ϵ é a emissividade da superfície.
Etapa 8 - Radiação de onda longa emitida	$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4$ Eq. (18)	ϵ_0 é a emissividade de cada <i>pixel</i> , σ é a constante de Boltzman e T_s é temperatura de superfície
Etapa 9 - Radiação de onda curta incidente	$R_{c\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot T_{sw}$ Eq. (19)	S é a constante solar (1367 W m^{-2}), Z é o ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol $d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{DSA \cdot 2\pi}{365}\right)$ em que DAS é o Dia Sequencial do ano.
Etapa 10 - Radiação de onda longa incidente	$R_{L\downarrow} = \epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4$ (20)	ϵ_a é a emissividade atmosférica obtida por $\epsilon_a = 0,85 \cdot (-\ln T_{sw})^{0,09}$ (ALLEN; ; TASUMI; TREZZA, 2002), σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T_a é a temperatura do ar (K).

Na Tabela 4 encontram-se os valores multiplicativos e aditivos utilizados para correção radiométrica e cálculo da reflectância para as imagens do Landsat 8. Os valores de

irradiâncias espectrais exoatmosféricas solares (ESOL) são utilizados para cálculo do albedo do topo da atmosfera, conforme mostrado na tabela acima.

Tabela 4 Fatores multiplicativos (M_L e M_P) e aditivos (A_L e A_P) para reflectância e radiância espectral e irradiâncias espectrais exoatmosféricas solares (ESOL)

Banda	M_L	A_L	M_P	A_P	ESOL ($W m^{-2} \mu m^{-1}$)
	(W m ⁻² sr ⁻¹ μm ⁻¹)				
2	0,0135	-67,69	2x10 ⁻⁵	-0,1	2067
3	0,0124	-61,98	2x10 ⁻⁵	-0,1	1893
4	0,0105	-52,49	2x10 ⁻⁵	-0,1	1603
5	0,0064	-31,85	2x10 ⁻⁵	-0,1	972,6
6	0,0016	-8,02	2x10 ⁻⁵	-0,1	245
7	0,0005	-2,61	2x10 ⁻⁵	-0,1	79,72
10	0,0003	0,1	2x10 ⁻⁵	-0,1	-

Após a determinação de cada de seus componentes, o saldo de radiação é calculado utilizando-se a Equação 21:

$$R_n = (1 - \alpha)R_{c\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow} \quad \text{Eq. (21)}$$

em que: R_n é o saldo de radiação ($W m^{-2}$), α é albedo da superfície (adimensional), $R_{c\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente ($W m^{-2}$), $R_{L\uparrow}$ representa a radiação de onda longa incidente ($W m^{-2}$), $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície ($W m^{-2}$), e ϵ_0 é a emissividade da superfície (adimensional).

4.3.2 Fluxo de radiação no solo (G)

Com o saldo de radiação (R_n) estimado é possível calcular o fluxo de calor no solo (G), o qual representa a quantidade de energia utilizada para aquecimento do solo. No balanço de energia é o primeiro termo a ser determinado da Equação 4, em seguida são realizados o cálculo do fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H).

O fluxo de calor no solo é função da condutividade térmica no solo e gradiente vertical da temperatura, requerendo informações detalhadas das propriedades dos solos para sua determinação. Com isso, as medidas convencionais desse fluxo de energia requerem conhecimento do gradiente de temperatura entre dois níveis do solo, informação passível de ser obtida com auxílio de instrumentos adequados. Desta forma, de acordo com Bezerra (2013), em estimativas que utilizam o sensoriamento remoto, não é possível a determinação deste gradiente. Com isso, a abordagem mais comumente empregada para

estimar o fluxo de calor no solo utilizando imagens de satélite é a construção de uma relação empírica, a partir do saldo de radiação.

Utilizando-se a equação empírica apresentada por Bastiaanssen (2000), o fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$) pode ser obtido, representando valores próximos ao meio-dia:

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) (1 - 0,98NDVI^4) \right] R_n \quad \text{Eq. (22)}$$

em que: T_s é a temperatura de superfície ($^{\circ}C$), α é o albedo da superfície (adimensional), NDVI representa o índice de vegetação por diferença normalizada (adimensional) e R_n é o saldo de radiação ($W m^{-2}$).

Para corpos hídricos em que NDVI é negativo, considera-se o termo G como sendo metade do saldo de radiação, ou seja, a relação $G/R_n = 0,5$.

4.3.3 Fluxo de calor sensível (H)

O fluxo de calor sensível consiste na taxa de calor perdido para o ar por convecção e condução, devido a um gradiente de temperatura. A determinação do fluxo de calor sensível (H) consiste na etapa de maior importância do algoritmo SEBAL. O procedimento para sua obtenção é o mais longo e com maior propensão a falhas dentro do processo, por isso constitui a etapa computacional que requer maior atenção, haja vista que envolve uma série de considerações e pressupostos que, se feitos de maneira equivocada, podem acarretar grandes erros.

A estimativa deste fluxo é baseada na velocidade do vento, rugosidade e temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície:

$$H = \frac{\rho C_p dT}{r_{ah}} \quad \text{Eq. (23)}$$

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

A equação apresenta dificuldade em sua resolução, uma vez que há duas incógnitas r_{ah} e dT . Para facilitar esse cálculo, são escolhidos dois *pixels* denominados âncora (quente e frio). Para o *pixel* quente, admite-se fluxo de calor latente nulo ($LE=0$), enquanto para o *pixel* frio não há fluxo de calor sensível ($H=0$). A escolha destes *pixels* auxilia na

determinação da resistência aerodinâmica r_{ah} e da variação da temperatura (dT). O fluxograma do processo iterativo para a estimativa do fluxo de calor sensível (H) está na Figura 4.

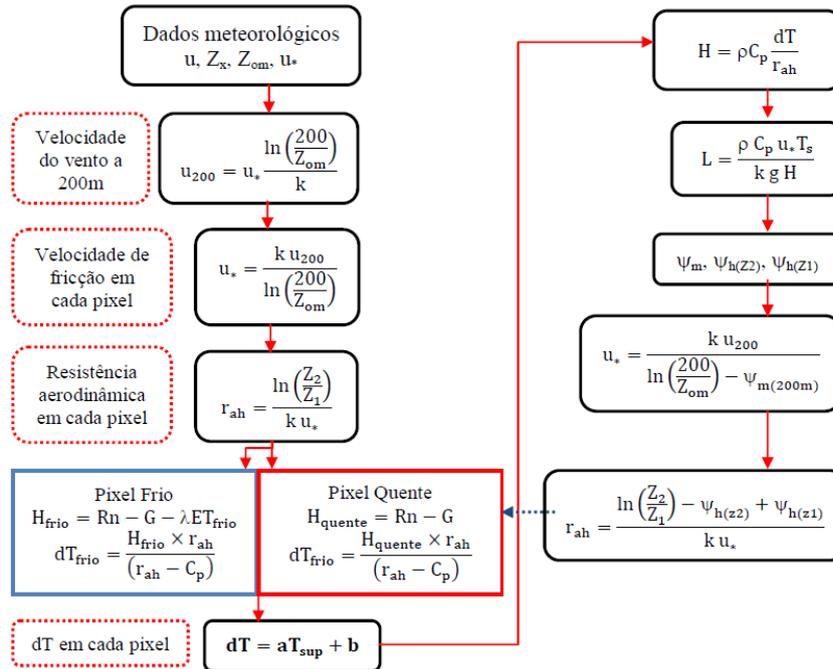


Figura 4 Fluxograma do processo iterativo para estimativa do fluxo de calor sensível (H).

Fonte: adaptado de Bezerra (2013).

Para início do cálculo do fluxo de calor sensível são obtidas informações da estação meteorológica próxima à área estudada: velocidade do vento (u) ($m s^{-1}$) e altura média da vegetação (h) (m).

4.3.3.1 Resistência aerodinâmica

A resistência aerodinâmica entre dois níveis Z_1 e Z_2 é computada de acordo com a expressão a seguir, admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra:

$$r_{ah} = \frac{\ln(\frac{Z_2}{Z_1})}{u_* k} \quad \text{Eq. (24)}$$

em que: Z_1 e Z_2 são as alturas acima da superfície (em alguns estudos mais recentes estão sendo utilizados $Z_1 = 0,1$ m e $Z_2 = 2,0$ m); u^* é a velocidade de fricção ($m s^{-1}$) e k é a constante de Von Karman (0,41).

Para o cálculo do valor de u^* , é requerida ao menos uma observação de velocidade do vento (u) da estação meteorológica da área de estudo, preferencialmente durante o

intervalo de tempo coincidente com o horário da passagem do satélite. Assim, a partir do conhecimento do parâmetro u na altura de sua medição, é possível a estimativa deste em outros níveis acima da superfície do solo. No SEBAL, o parâmetro u^* é computado usando o perfil do logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad \text{Eq. (25)}$$

em que: k é a constante de Von Karman, u_x é a velocidade do vento (m s^{-1}) na altura z_x (2,0 m, por exemplo), z_{0m} representa a rugosidade da superfície, a qual é dependente da altura h da vegetação (m) e é expressa, segundo Brutsaert (1982) por:

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

Devido à carência de informações a respeito da velocidade do vento para toda a cena, sendo válida para equações somente no *pixel* em que o anemômetro se encontra (situação das equações 25 e 26), as estimativas iniciais de velocidade de fricção e coeficiente de rugosidade são igualmente válidas somente no local da estação. Antes da realização da extrapolação de u^* para toda a imagem, calcula-se a velocidade do vento em uma altura cujos efeitos da rugosidade da superfície não influenciam o vento, denominada altura de mistura (*blending height*). A recomendação de Allen, Tasumi e Trezza (2002) desta altura deve ser considerada igual a 200 m. Com isso, a velocidade do vento para a altitude de 200 m no local da estação meteorológica e estimada conforme a expressão abaixo, considerando a atmosfera em equilíbrio neutro, com a hipótese de que u_{200} é constante para toda a cena estudada:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)}{k} \quad \text{Eq. (27)}$$

em que: z_{0m} é o coeficiente de rugosidade da superfície, podendo ser obtido em função do índice de vegetação ajustado ao solo, segundo equação desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$z_{0m} = \exp(5,809 + 5,62SAVI) \quad \text{Eq. (28)}$$

4.3.3.2 Diferença de temperatura

A diferença de temperatura próxima à superfície $\Delta T(^{\circ}\text{C})$ foi calculada através dos *pixels* âncora (quente e frio). O cálculo de H nestes *pixels* é baseado na hipótese de existência de relação linear entre ΔT e T_s (temperatura da superfície):

$$\Delta T = b + aT_s \quad \text{Eq. (29)}$$

em que: ΔT é a diferença de temperatura (K), a e b são os coeficientes que precisam ser determinados a partir dos *pixels* quente e frio e T_s é a temperatura da superfície de cada *pixel* da imagem (K).

O procedimento na escolha dos *pixels* âncora deve ser criterioso, a fim de se garantir que as condições extremas de fluxos de calor sejam bem representadas. O *pixel* frio deve ser escolhido em uma área de vegetação densa (preferencialmente área irrigada), com NDVI maior ou igual a 0,5 e IAF maior ou igual a seis, em que se assume que o fluxo de calor sensível (H) é nulo e o fluxo de calor latente (LE) é máximo, dado pela diferença entre R_n e G.

$$LE_{frio} = Rn_{frio} - G_{frio} \quad \text{Eq. (30)}$$

Desta forma, a diferença de temperatura do *pixel* frio é nula, devido a $H=0$, conforme mostrado na equação abaixo:

$$\Delta T_{frio} = \frac{Hr_{ah}}{\rho C_p} = 0 \quad \text{Eq. (31)}$$

Por sua vez, o *pixel* quente é escolhido em uma área de solo exposto, preferencialmente com intensa atividade da ação antrópica, em que se assume fluxo de calor latente nulo (LE) e fluxo de calor sensível (H) máximo:

$$H_{quente} = Rn_{quente} - G_{quente} \quad \text{Eq. (32)}$$

Quanto à diferença de temperatura no *pixel* quente foi dada por:

$$\Delta T_{quente} = \frac{(R_n - G)r_{ah}}{\rho C_p} \quad \text{Eq. (33)}$$

Com a obtenção das diferenças de temperatura nos *pixels* quente e frio, é possível a determinação dos coeficientes a e b a partir da Equação 29, montando-se um sistema simples com duas equações e duas incógnitas:

$$\Delta T_{quente} = b + aT_{s(quente)} \qquad \Delta T_{frio} = b + aT_{s(frio)} \qquad \text{Eq. (34)}$$

A partir dos valores de diferença de temperatura e resistência aerodinâmica, os valores iniciais de calor sensível para cada *pixel* são determinados a partir da Equação 23.

4.3.3.3 Comprimento de Monin-Obukhov

Os valores iniciais obtidos de H em cada *pixel*, não são adequados e têm utilidade apenas como valor inicial do processo iterativo o qual, a cada iteração, tem por objetivo refinar o valor considerando efetivamente, resultando na condição de estabilidade atmosférica de cada *pixel*. Com isso, a identificação da estabilidade da atmosfera é realizada a partir da estimativa do comprimento de Monin-Obukhov (L):

$$L = \frac{\rho C_p u_* T_s}{kgH} \qquad \text{Eq. (35)}$$

em que: C_p é o calor específico do ar (1004 J kg^{-1}), u_* é a velocidade fricção (m s^{-1}) em cada *pixel*, T_s é a temperatura da superfície (K) de cada *pixel*, k é a constante de Von Karman (0,41), g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e H é o fluxo de calor sensível (W m^{-2}) obtido inicialmente em cada *pixel* e ρ é a densidade do ar, dada pela expressão:

$$\rho = 3,486 \frac{P}{T(1 - 0,378 \frac{e_a}{P})^{-1}} \qquad \text{Eq. (36)}$$

em que: P é a pressão atmosférica na elevação z (kPa), T é a temperatura absoluta (K) e e_a é a pressão real de vapor (kPa), conforme descrito em Allen *et al.* (1998).

O comprimento de Monin-Obukhov está relacionado com o fluxo de calor sensível, pois assume valores negativos ($L < 0$) em condições instáveis (fluxo de calor sensível positivo) e valores positivos ($L > 0$) em condições estáveis (fluxo de calor sensível negativo), se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores de correção de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h) deverão ser considerados. Para isto são utilizadas as formulações abaixo (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002):

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

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2 \arctg(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad \text{Eq. (37)}$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad \text{Eq. (38)}$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad \text{Eq. (39)}$$

em que:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad \text{Eq. (40)}$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad \text{Eq. (41)}$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad \text{Eq. (42)}$$

- quando $L > 0$ (condição de estabilidade):

$$\Psi_{m(200m)} = -5\left(\frac{2}{L}\right) \quad \text{Eq. (43)}$$

$$\Psi_{h(2m)} = -5\left(\frac{2}{L}\right) \quad \text{Eq. (44)}$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = -5\left(\frac{0,1}{L}\right) \quad \text{Eq. (45)}$$

Para quando a situação for $L = 0$, em condições neutras: ψ_m e $\psi_h = 0$.

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

$$u_* = \frac{u_{200} k}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200m)}} \quad \text{Eq. (46)}$$

em que: u_{200} é a velocidade do vento a 200 m (m s^{-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 200 m.

Com a obtenção de u^* corrigido, obtém-se o valor corrigido para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor $r_{ah}(s\ m^{-1})$:

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* k} \quad \text{Eq. (47)}$$

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

Uma vez corrigidos u e r_{ah} volta-se ao cálculo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até obtenção da estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}). Em geral, são necessários de 5 a 10 iterações, até que os valores se estabilizem (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002).

4.3.4 Fluxo de calor Latente (H)

O SEBAL estima o fluxo de calor latente com o método residual da equação do balanço de energia. Portanto, uma vez obtidos os fluxos de calor sensível, no solo e o saldo de radiação, o calor latente pode ser obtido pela Equação 5.

4.3.5 Evapotranspiração diária

Para a obtenção da evapotranspiração diária (ET_{24h}), primeiramente calcula-se a evapotranspiração horária ET_h , dada pela razão entre fluxo de calor latente e o calor latente de vaporização da água ($\lambda = 2,45 \times 10^6\ J.kg^{-1}$), e para conversão do valor instantâneo para valor horário multiplica-se a razão já citada por 3600 (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002):

$$ET_h = 3600 \frac{LE}{\lambda} \quad \text{Eq. (48)}$$

O passo seguinte é a obtenção da fração de evapotranspiração de referência horária, FET_{0_h} , a qual é obtida pela razão entre a ET_h e a evapotranspiração de referência horária, ET_{0_h} é calculada pelo método da FAO Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998), com dados da estação meteorológica utilizada:

$$FET_{0_h} = \frac{ET_h}{ET_{0_h}} \quad \text{Eq. (49)}$$

Considerando o valor da $FET_{0_h} = FET_{0_{24}}$, uma vez que de acordo com (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002) o comportamento de FET_{0_h} é relativamente constante em todo o período diurno. Logo, a ET_r diária é dada pela Equação 50:

$$ET_r = FET_{0_h} ET_{0_{24}} \quad \text{Eq. (50)}$$

em que ET_r é a evapotranspiração real diária (mm dia^{-1}), FET_{0_h} é a fração de evapotranspiração real diária e $ET_{0_{24}}$ é a evapotranspiração de referência diária, calculada com metodologia similar à da ET_{0_h} .

4.4 Validação do algoritmo SEBAL

Para a análise da precisão das estimativas da ET_{SEBAL} , foram utilizados o erro absoluto médio (EMA) e o erro relativo médio (ERM), conforme descrito nas Equações 51 e 52:

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |ET_{SEBAL} - ET_{FAO}| \quad \text{Eq. (51)}$$

$$ERM = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{ET_{SEBAL} - ET_{FAO}}{ET_{FAO}} \right| \quad \text{Eq. (52)}$$

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com relação aos resultados alcançados, será apresentada e analisada a distribuição espacial de alguns parâmetros biofísicos modelados a partir do processamento da imagem do Landsat 8, correspondente ao instante da passagem do satélite, nos dias 02/12/2013, 19/01/2014, 04/02/2014, 11/05/2014 e 14/07/2014.

5.1 Albedo da superfície

Com o objetivo de extrair os dados de interesse das imagens selecionadas, principalmente dos alvos de culturas temporárias e permanentes, região de mata nativa e corpos hídricos, escolheu-se a composição RGB 564, a qual apresenta maior diferenciação entre alvos vegetativos, devido ao comportamento espectral da vegetação no espectro eletromagnético, com intensa absorção da planta devida à fotossíntese a Banda 4 do Landsat 8 (região do vermelho), grande refletância na Banda 5 (infravermelho próximo) devido à estrutura celular da folha e banda 6 (infravermelho médio) pela obtenção de informações referentes à vegetação. Na Figura 5 encontra-se a composição RGB 564 para as 5 imagens analisadas entre o período de dezembro/2013 até julho/2014.

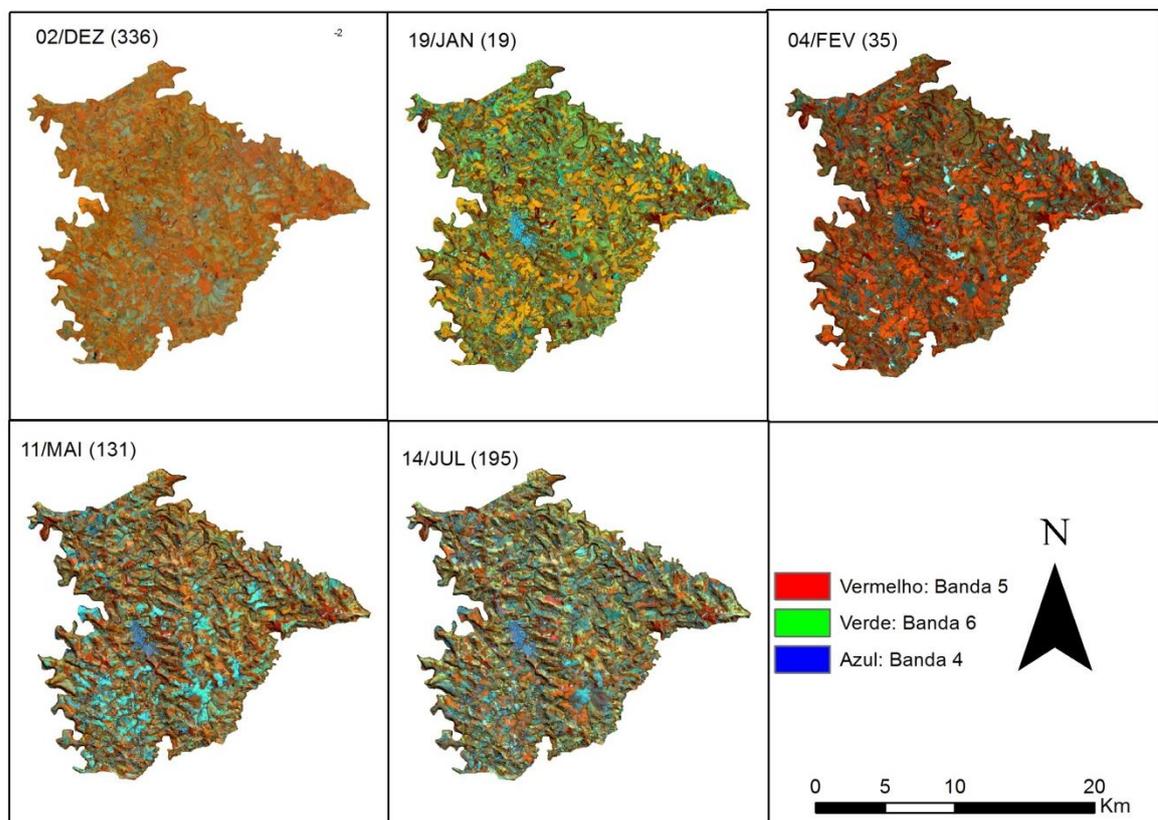


Figura 5 Composição RGB 564 para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.

Na Figura 6 pode-se visualizar a distribuição espacial do albedo para o município de Salto do Lontra - PR.

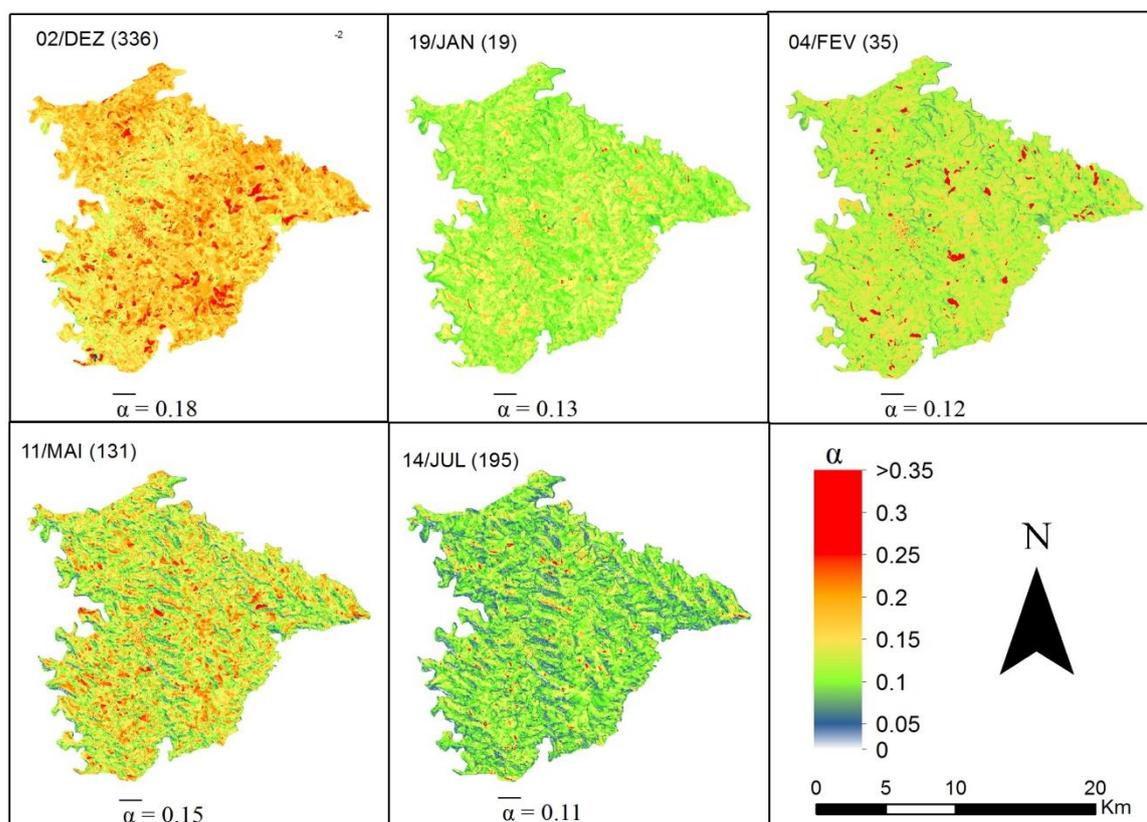


Figura 6 Distribuição espacial do albedo da superfície para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.

De acordo com Correia, Alvala e Gielow (2002), os valores elevados de albedo da superfície (α) estão associados a superfícies suaves, secas e de coloração clara, enquanto valores menores são comumente encontrados em superfícies rugosas, úmidas e de coloração escura. Com isso, a comparação entre as imagens de albedo e da composição RGB 564 permite a identificação dos maiores valores de albedo encontrados (>20%) em áreas de solo exposto e área urbana (tons de azul na imagem composição).

De modo geral, a principal razão da variação de albedo, dentro do município, é a heterogeneidade da cobertura da superfície. Além disso, Querino *et al.* (2006) citam haver grande variação nos valores entre período seco e chuvoso, assim como observado neste estudo.

Neste estudo, verificou-se que o albedo variou de 0% até valores superiores a 35% e foi mais elevado para a data 02/12/2013, com média de 18%, e posterior queda para 13% em 19/01/2014 e 12% em 04/02/2014 (Figura 6). Tal comportamento, com maiores valores em datas de final e início de ano também foram encontrados por Giongo e Vettorazzi (2014),

em estudo para conhecimento do albedo da superfície na bacia do rio Corumbataí, utilizando imagens do satélite Landsat 5.

Observa-se que áreas associadas aos maiores valores no mês de dezembro, representadas em tons de laranja e vermelho, têm pouca ou nenhuma vegetação, porém, como se tratam de áreas agricultáveis, cultivadas principalmente com culturas temporárias, nota-se que essas regiões foram substituídas por cultivo de soja nas duas imagens seguintes, explicando o motivo da queda do albedo. Entretanto, após a época de colheita no início do ano, o solo encontra-se novamente descoberto e os valores de albedo voltam a subir em 11/05/2014 com média de 15% e novamente retrocedem na imagem seguinte em 14/07/2014 com média de 11%.

Silva *et al.* (2010), em estudo na região do Sertão do Estado de Pernambuco com imagens Landsat 5 TM, em áreas de degradação com solo desnudo e áreas de conservação, encontram valores de albedo variando de 25 a 45% para área de solo exposto.

Os menores valores de albedo ficaram associados aos corpos hídricos e regiões adjacentes, com valores < 10%. Resultado semelhante ao encontrado por Santos (2009b), para a região de Paraíso do Sul – RS, em áreas de cultivo de arroz próximas ao rio Jacuí.

Na Figura 7 apresenta-se a média dos valores de albedo dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

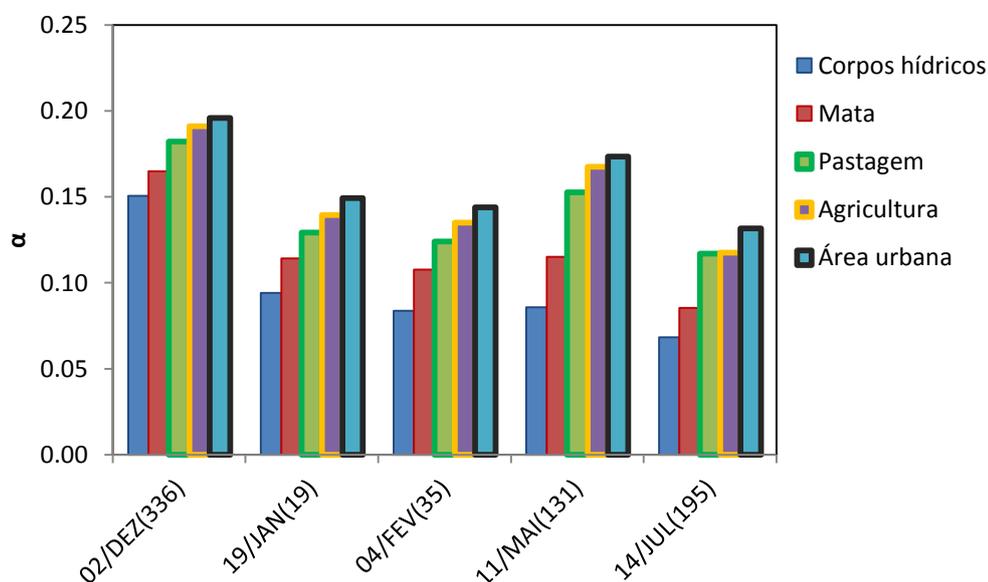


Figura 7 Albedo médio dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

De acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2002), o albedo de corpos d'água pode variar de 0,025 a 0,348, dependendo do ângulo solar de elevação. Para pastagens, a variação é de 0,15 a 0,25. Em culturas de milho e arroz, a variação é de 0,14 a 0,22 e 0,17 a

0,22, respectivamente. O albedo de floresta coníferas e decíduas, segundo esses autores, apresentaram valores de 0,10 a 0,15 e 0,15 a 0,20, respectivamente. SILVA *et al.* (2010) relatam que as superfícies vegetadas exibem diferentes valores de albedo, variando de acordo com o estágio de desenvolvimento e tipo de vegetação. Para superfícies cobertas por vegetação, o albedo diminuiu de acordo com a maior utilização pelas plantas da energia incidente, para processos de fotossíntese e transpiração.

O comportamento para os valores médios de albedo ao longo do ano para os principais usos do solo encontrados em Salto do Lontra - PR é visualizado na Figura 7. Assim como observado no mapa da distribuição espacial da variável, o albedo se apresenta mais elevado para o mês de dezembro e a região com área urbana teve as maiores médias para as 5 datas analisadas, com médias variando de 13% em julho até 20% para dezembro.

Comportamento semelhante foi observado por Andrade *et al.* (2013) para o município de Santarém-PA, entretanto, os valores foram superiores aos encontrados neste estudo e variaram de 26% a 33%. A razão de médias menores pode ser explicada devido ao método utilizado para o seu cálculo no presente estudo, uma vez que a região considerada como área urbana continha alguns *pixels* de áreas com vegetação de albedo de menor valor e, no estudo acima, os autores utilizaram amostras contendo somente *pixels* puros para cômputo das médias.

Os valores intermediários de albedo corresponderam a regiões vegetadas. Para a pastagem a amplitude encontrada foi de 12% em julho até 18% para dezembro. Lima *et al.* (2009) obtiveram em estudos na caatinga resultados semelhantes para pastagens, com valores entre 14,7% e 18,1%.

A região de agricultura mostrou-se com albedo variando de 12% a 19% e média de 15% para as datas analisadas. Em estudo apresentado por Lopes *et al.* (2012), avaliando áreas agrícolas no Mato Grosso do Sul, utilizando o algoritmo SEBAL para estimar o albedo dessas superfícies e encontrou média de 17%. Os autores ressaltam que valores superiores a 16% provavelmente correspondem a áreas em fase de plantio de soja ou plantações nos primeiros estádios de desenvolvimento. Com isso, a média geral de albedo para agricultura ficou dentro do esperado dos valores típicos destas regiões, e para as imagens de dezembro e maio as quais tiveram médias de 19% e 17%, respectivamente. A razão desses valores está no fato de essas imagens possuírem áreas com soja em desenvolvimento e talhões com solo exposto.

Dentre as superfícies vegetas as regiões de mata nativa tiveram os menores valores de albedo com albedo médio de 12% nas 5 imagens analisadas. O resultado é próximo à média de 14%, encontrada por Pereira *et al.* (2007) em regiões de mata ciliar em microssistemas pantaneiros.

Os valores de albedo para corpos hídricos foram os menores e variaram entre 7 a 15% nas imagens estudadas. Os menores valores de albedo também foram os encontrados por Giongo *et al.* (2010), com valores entre 1,7% a 10,4%.

5.2 NDVI

Na Figura 8 encontra-se a distribuição espacial do NDVI na área de estudo, com valores variando entre -0,92 a 0,85. Os valores negativos do índice são associados aos alvos de corpos hídricos na superfície. O índice também apresentou baixos valores positivos para áreas urbanas do município, assim como em áreas de solo descoberto ou parcialmente descoberto, razão do baixo estágio de desenvolvimento de algumas culturas. Assim como os alvos com cobertura vegetal que apresentaram os maiores valores positivos.

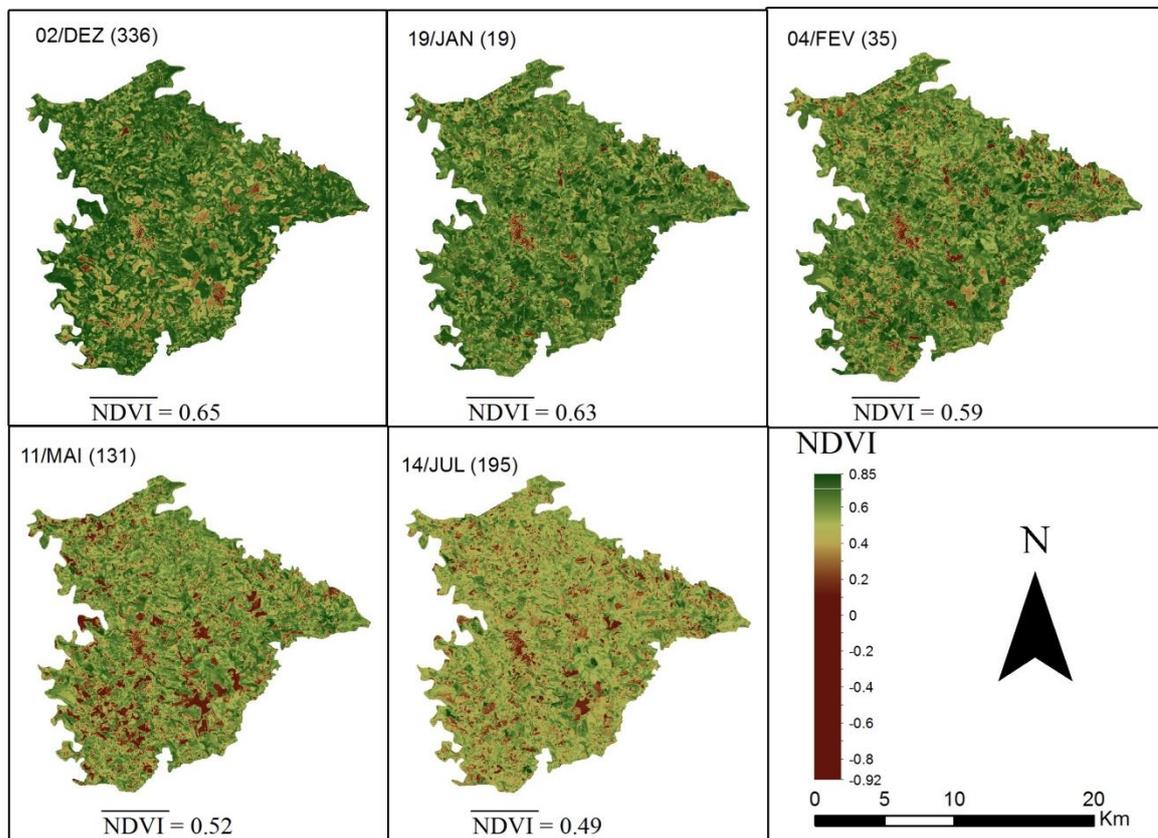


Figura 8 Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.

As áreas que aparecem em tons escuros de verde (valores acima de 0,7), na Figura 8, estão associadas a cultivos agrícolas irrigados ou sem estresse hídrico devido à falta de precipitação. Santos (2009b) encontrou valores de NDVI entre 0,75 a 0,95 para campos irrigados de arroz. Silva e Bezerra (2006) observaram em perímetros irrigados de fruticultura, também em Petrolina, valores de NDVI que oscilaram entre 0,7 e 0,9.

As imagens mostram que o município apresentou índices elevados em dezembro com média de 0,65 e queda no meses seguintes, com NDVI variando de 0,63 em janeiro a 0,49 em julho. Gonzaga, Santos e Nicácio. (2011), analisando o comportamento do índice em diferentes intensidades pluviométricas, encontraram valores médios chegando a 0,60 para épocas de período chuvoso na região de Piranhas-AL. Para região de Salto do Lontra - PR, os altos índices encontrados podem ser explicados pela região conter áreas irrigadas e a períodos de estiagem não serem tão frequentes quando comparados a uma região árida.

Pela análise visual, no mês de maio, apesar de não ser observada a menor média de NDVI, possui a maior quantidade de áreas com valores negativos. Gomes *et al.* (2012) encontraram, para regiões sem vegetação, NDVI entre 0 a 0,10; em regiões com vegetação pouco densa encontraram valores variando de 0,1 a 0,3, e valores maiores que 0,4 para vegetação extramamente pronunciada.

Desta forma, é possível observar que boa parte das áreas com solo exposto, assim como já havia sido mencionado no item anterior sobre albedo, concentram-se no mês de maio. Apesar de o mês de dezembro ter apresentado a maior média de albedo, a análise conjunta das imagens da composição RGB 564, distribuição espacial do albedo e NDVI asseguram esta afirmação sobre a data com maior área de solo exposto. Portanto, para o mês de dezembro as culturas de soja ainda estavam em desenvolvimento, justificando maior média de albedo.

Assim como aconteceu para a variável de albedo, a principal razão de variação dos valores do índice NDVI se deram por conta das culturas de ciclo anual como soja e milho. As médias correspondentes aos valores de NDVI dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana encontram-se na Figura 9.

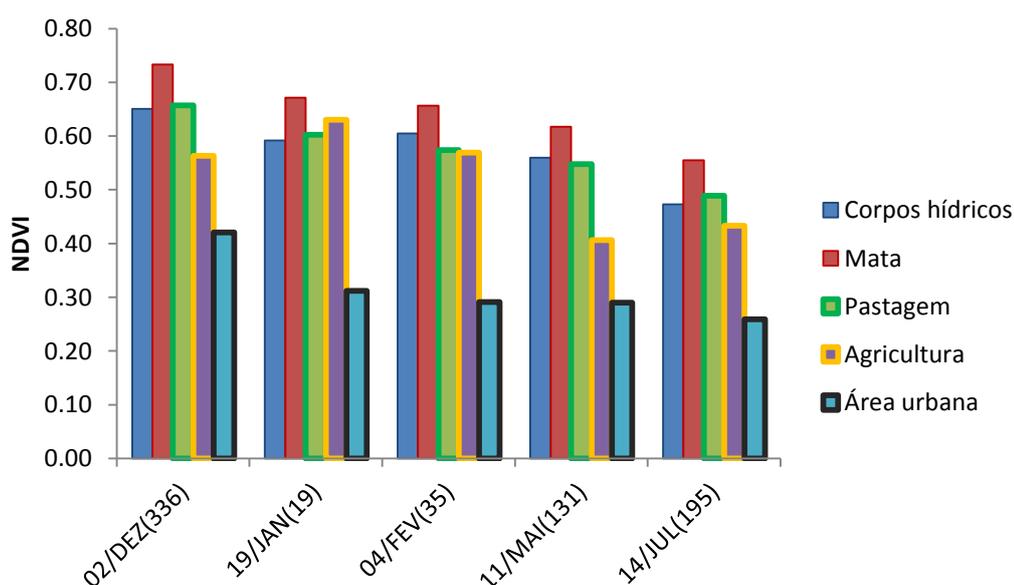


Figura 9 NDVI médio dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

Como se pode observar na Figura 9, de modo geral, ocorreu um comportamento com as maiores médias de NDVI em dezembro, com decréscimo nas outras datas é seguido pelos usos de mata nativa, pastagem e área urbana. A agricultura apresentou crescimento entre dezembro e janeiro e teve seu ápice neste mês, com queda significativa em maio. Já corpos hídricos teve a maior média em dezembro, matendo-se praticamente constante nas duas imagens seguintes (DS 19 e 35) com queda de NDVI até julho.

Dentre estes resultados, o mais atípico aconteceu para corpos hídricos. Segundo a literatura, os valores de NDVI para água são negativos (SINGH *et al.*, 2003). Porém, conforme observado para o município de Salto do Lontra - PR, os corpos hídricos possuem pequena largura, portanto como a resolução espacial para o sensor OLI do Landsat 8 é 30 m, apenas alguns açudes do município possuíam *pixels* puros para a classe de corpos hídricos. Quanto aos rios, seus *pixels* acabaram tendo valores misturados ao uso e ocupação de suas áreas adjacentes, justificando o NDVI obtido fora do esperado.

Li, Jiang e Feng (2013) ressaltam que o satélite Landsat 8 OLI/TIRS apresenta diferenças substanciais quando comparado com o Landsat 7 ETM+. Além de uma maior quantidade de bandas espectrais, os comprimentos de onda ficaram mais estreitos, podendo afetar as análises feitas com o NDVI. Os autores concluíram, em comparação com o sensor ETM+, que o OLI apresentou valores mais elevados para a banda do infravermelho próximo em coberturas vegetais e que os dois sensores podem ser utilizados em conjunto, de forma complementar.

Em concordância com esses resultados, Xu e Guo (2014) encontraram, em estudo comparando o NDVI extraído de imagens Landsat 8 com Landsat 7, resultados de NDVI maiores no Landsat 8 em áreas com pouca vegetação cuja diferença se torna menor à medida que o NDVI incrementa. Portanto, segundo esse estudo, o NDVI é consistente utilizando-se os dois satélites quando estão sendo avaliadas áreas com cobertura vegetal intensa (como área florestal, pastagem ou grama), pois a diferença do NDVI é praticamente nula quando o valor é elevado, mas ainda são necessárias investigações mais aprofundadas sobre o assunto.

Quanto aos resultados para mata nativa, na cena do dia 02/12/2014 o valor médio estimado de NDVI foi 0,73, correspondendo à maior média dentre as cenas utilizadas. Os valores ficaram praticamente constantes nas duas datas seguintes (DS 19 e 35) com médias 0,67 e 0,66, respectivamente. Os menores índices foram para os meses de maio e julho com valores de 0,62 e 0,55, respectivamente.

Os resultados corroboram os estimados por Shilpakar (2003) em pesquisa realizada na bacia do rio Rapti, Nepal, com valores de NDVI entre 0,55 e 0,70 em áreas de floresta. Já Franco *et al.* (2013) utilizaram imagens Landsat 5 e algoritmo SAFER e obtiveram valores médios de 0,48 e 0,58, para um fragmento de mata e duas cenas analisadas em julho e

novembro, mostrando um dos valores mais elevados da cena, com exceção de áreas irrigadas com pivô central com índices próximos a 0,6.

Apesar de apresentar uma variação temporal anual, assim como na assinatura da mata nativa, a amplitude de variação em áreas de pastagem é pequena, uma vez que não se espera presença de grandes áreas de solo exposto durante o ano, diferentemente de áreas de culturas temporais no período de colheita.

Desta forma, a amplitude do NDVI do pasto foi a menor dentre as superfícies vegetadas, com diferença de 0,17 entre o valor máximo de dezembro (0,66) e o menor em julho (0,49). Santos *et al.* (2014) obtiveram amplitude de NDVI para pastagem, na região Amazônica, da ordem de 0,3, entre os valores máximo e mínimo encontrado: 0,74 e 0,44, respectivamente.

A média do índice para pastagem, para as 5 imagens analisadas, foi de 0,57, similar à de 0,53 estimada em pesquisa por Vicente *et al.* (2012), que analisaram séries temporais de NDVI compostas por 252 imagens do satélite SPOT. Os menores valores foram encontrados para áreas urbanas, com média de 0,31. Em dezembro, o valor obtido foi de 0,42 e sofreu decréscimo até última imagem do mês de julho, com média para esta data de 0,26. Esses resultados são semelhantes aos encontrados por Arraes *et al.* (2010), com índices variando entre 0,2 e 0,5.

O uso de solo que teve a maior variação do NDVI, dentre as imagens estudadas, foi a agricultura. A variação entre o maior valor obtido em janeiro (0,56) e menor valor em maio (0,41) foi de 28%. Portanto, a presença de solo exposto pode ter contribuído para esta variação. Outro fator a ser considerado é o estágio de desenvolvimento das culturas temporárias em cada imagem analisada. No mês de dezembro as culturas ainda não estão plenamente desenvolvidas, refletindo em NDVI com valores medianos e, em fevereiro, com a soja se aproximando de sua data de colheita, com a cultura entrando em senescência as observações do índice tendem a cair.

Crusiol *et al.* (2013), avaliando o perfil espectral temporal da cultura da soja (Cultivar BRS 284), observaram que o NDVI da cultura no estágio V1 é de 0,2 com grande taxa de aumento até o estágio R2 (0,781), chegando ao ápice em R4 (0,895) e que a partir do estágio R6 o índice começa a cair (0,661). Desta forma, o comportamento encontrado no estudo em Salto do Lontra - PR foi semelhante ao descrito pelos autores.

Observa-se também uma melhor diferenciação entre os alvos da imagem NDVI com relação a imagem de albedo (Figura 9). Apesar das informações contidas nesses imagens serem semelhantes, a diferença de informação reside na utilização da reflectância do infravermelho próximo (banda 5 do Landsat 8) para cômputo do NDVI. Com a utilização da razão entre as banda do vermelho e infravermelho, o poder de discriminação para o NDVI é maior entre os alvos da imagem, possibilitando o emprego de técnicas de monitoramento da evolução temporal dos diferentes alvos.

Assim, observou-se que áreas com NDVI baixo e albedo elevado podem indicar áreas com solo exposto, pouco vegetadas e secas, pois o NDVI possui alta correlação com a disponibilidade hídrica do perfil do solo. Estes mapas podem ser úteis para o acompanhamento de áreas degradadas (ARRAES *et al.*, 2010; BORATTO; GOMIDE, 2013; MOREIRA *et al.*, 2010).

5.3 Saldo de radiação à superfície (R_n)

Na Figura 10 encontram-se os valores instantâneos do saldo de radiação à superfície (R_n), no momento de passagem do satélite.

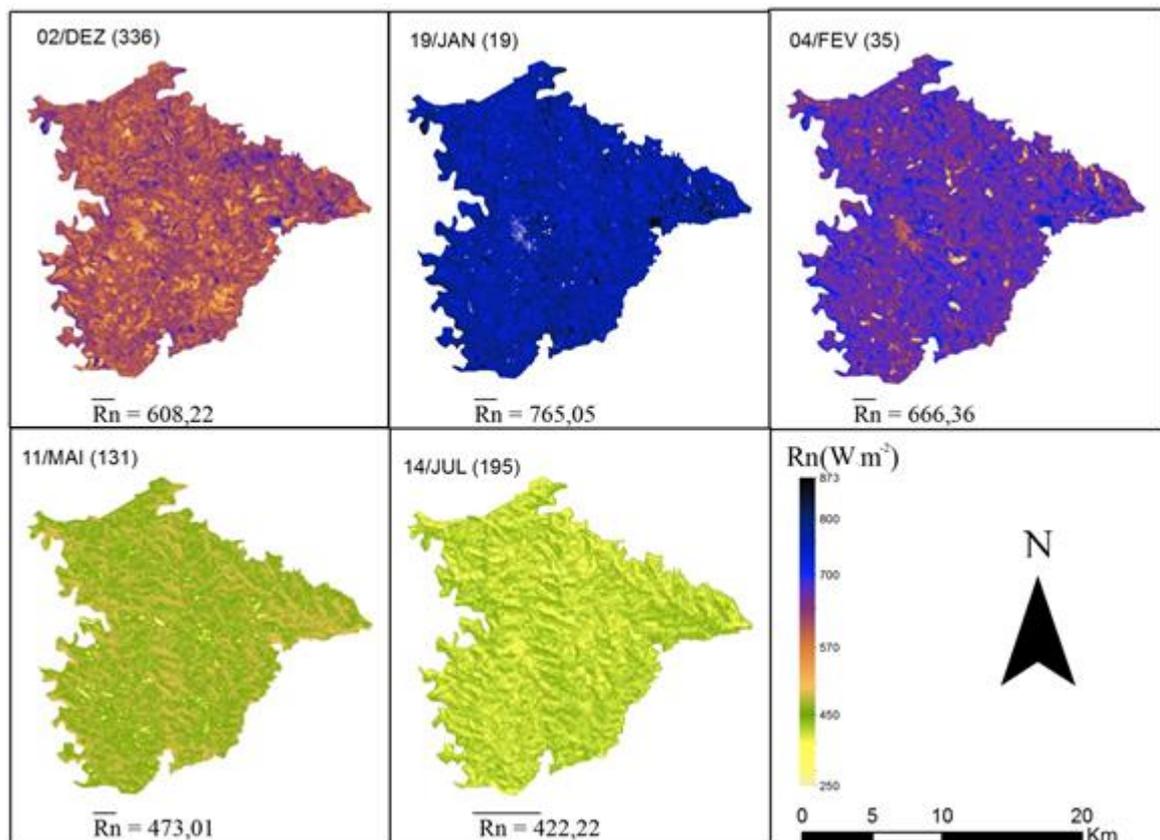


Figura 10 Distribuição espacial do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.

Pela distribuição espacial do saldo de radiação instantâneo da Figura 10, observa-se que a variável é mais influenciada pela época do ano do que pela cobertura do solo presente. Para determinação do fluxo R_n , apesar de serem utilizadas informações do albedo e emissividade da superfície, foi a mudança do ângulo de elevação solar a principal fonte de variação das observações.

Para o mês de janeiro, o ângulo de elevação solar foi de estudo (59°), e a média obtida foi a maior dentre as observadas $765,05 \text{ W m}^{-2}$. Em julho (DS 195), a média de $422,22 \text{ W m}^{-2}$ deve-se principalmente ao menor ângulo de elevação solar (33°). Em ordem decrescente, o ângulo para as outras imagens foi de 64° , 57° e 37° para DS 336, 35 e 131, respectivamente. A média geral para as imagens analisadas foi de $586,97 \text{ W m}^{-2}$.

As áreas com tonalidade de azul representam as áreas da superfície com valores de R_n maiores que 700 W m^{-2} . É possível notar que os valores elevados se concentram em vegetações de maior densidade e corpos hídricos, correspondendo às regiões de mata e proximidades de rios. Silva, Braga e Braga (2011) obtiveram os maiores valores R_n utilizando o SEBAL em áreas de açudes, com valores chegando a $812,9 \text{ W m}^{-2}$ para o mês de novembro, seguidos de regiões de pomar irrigado $697,3 \text{ W m}^{-2}$ para a mesma data e concluíram que áreas irrigadas sistematicamente e regiões de cobertura vegetal intensa apresentam menor albedo e temperatura de superfície, e, conseqüente, maior saldo de radiação.

De acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2002), o fluxo de radiação representa a energia disponível para ser transformada em outros fluxos e como depende do albedo da superfície, naturalmente as áreas de mata nativa e corpos hídricos por apresentarem os menores índices de albedo, resultam que de toda a energia solar incidente na superfície destas regiões, apenas uma pequena parcela é refletiva de volta para atmosfera, explicando os valores elevados de R_n .

Quanto aos menores valores, as áreas com tonalidades amarelo variando até verde representam áreas da superfície com valores de R_n menores que 510 W m^{-2} . Estas áreas se concentraram no mês de julho e os valores menores que 410 W m^{-2} estão associados a regiões de área urbana e áreas de culturas temporárias, com vegetação pouco desenvolvida ou solo exposto. Resultados semelhantes foram observados por Moreira, Nóbrega e Silva (2011), utilizando imagens de agosto e setembro, com menores valores de saldo de radiação em áreas urbanas. Segundo esses autores, nessas áreas há predomínio de superfícies impermeabilizadas com concreto, fazendo com que haja uma alta refletividade de radiação de onda longa emitida e, por conseguinte, baixos valores de R_n .

As médias correspondentes aos valores de R_n dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana encontram-se na Figura 11.

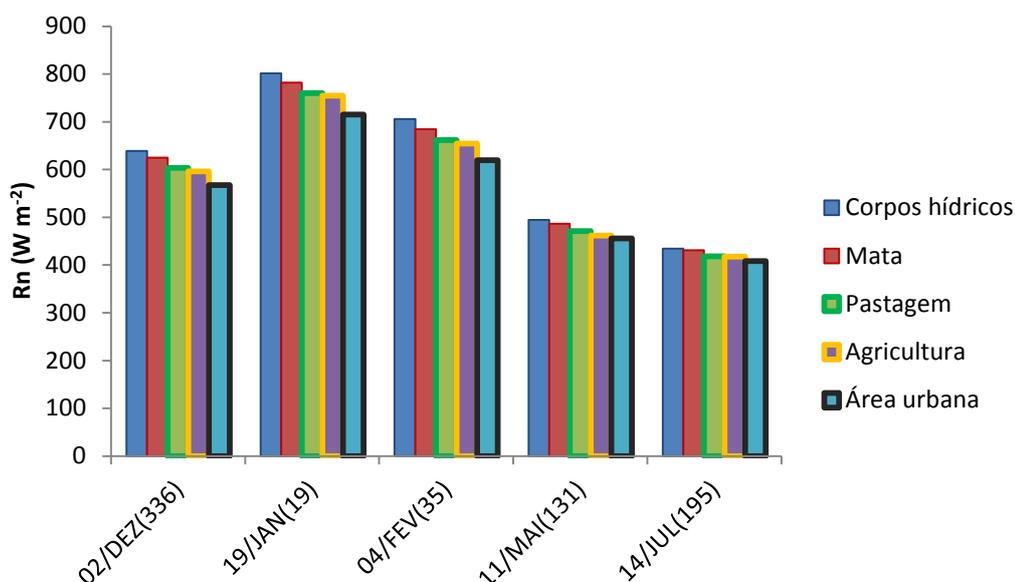


Figura 11 R_n médio dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

A análise dos gráficos da Figura 11 reforça a informação observada com a distribuição espacial do fluxo R_n . Diferentemente do ocorrido com o albedo e NDVI, o tipo de cobertura do solo não possui significância tão visível sobre o saldo de radiação como observado nas duas primeiras variáveis. Mesmo em as regiões de agricultura, com substituição de áreas de soja e milho por solo exposto em algumas datas, o saldo de radiação teve comportamento semelhante para as classes estudadas no município.

Dentre as 5 imagens utilizadas, quando se observa a diferença entre as médias encontradas e os maiores valores em corpos hídricos e os mais baixos em áreas urbanas, em nenhuma das datas a diferença entre essas classes passou de 100 W m^{-2} . A maior diferença foi obtida em janeiro com valor de 87 W m^{-2} e a menor foi em julho com 26 W m^{-2} .

Quanto às culturas vegetadas as maiores médias foram para mata nativa seguida da pastagem e agricultura. O mês de janeiro apresentou os valores mais elevados, com 782 W m^{-2} , 760 W m^{-2} e 754 W m^{-2} para mata, pastagem e agricultura, respectivamente. Já os menores valores ocorrem em julho e foram de 431 W m^{-2} para mata e 418 W m^{-2} para pastagem e agricultura. Em pesquisa de Liberato *et al.* (2011), comparando dados obtidos com algoritmo SEBAL com dados de estação meteorológica, obtiveram R_n para imagens analisadas entre maio e julho em área de floresta entre $507,56 \text{ W m}^{-2}$ e $646,04 \text{ W m}^{-2}$, e 389 a 507 W m^{-2} em área de pastagem. Quanto à precisão do algoritmo, o erro relativo relatado pelos autores variou entre 0,7 e 2,0%, para dados observados no instante de passagem do satélite. Portanto, os dados obtidos neste estudo estão dentro da faixa esperada.

Nas superfícies não vegetadas (corpos hídricos e área urbana), estão as classes com os valores extremos para saldo de radiação. Enquanto regiões com corpos hídricos

apresentaram médias variando entre 802 W m^{-2} para janeiro chegando a 434 W m^{-2} em julho, os valores para áreas urbanas ficaram na faixa entre 715 W m^{-2} e 408 W m^{-2} . Santos e Lima (2013) também verificaram maiores valores de R_n em corpos hídricos, na faixa de 651 a 700 W m^{-2} , chegando, em alguns pontos, a valores superiores as 700 W m^{-2} . Na área urbana, o R_n apresentou valores entre 551 e 600 W m^{-2} . Observou-se, ainda, que as áreas com R_n menores de 450 W m^{-2} estariam associadas à presença de estruturas como telhados de zinco, assim como a áreas desmatadas.

5.4 Fluxo de calor no solo (G)

A espacialização do fluxo de calor no solo (G) para o município, no momento de passagem do satélite, encontra-se na Figura 12.

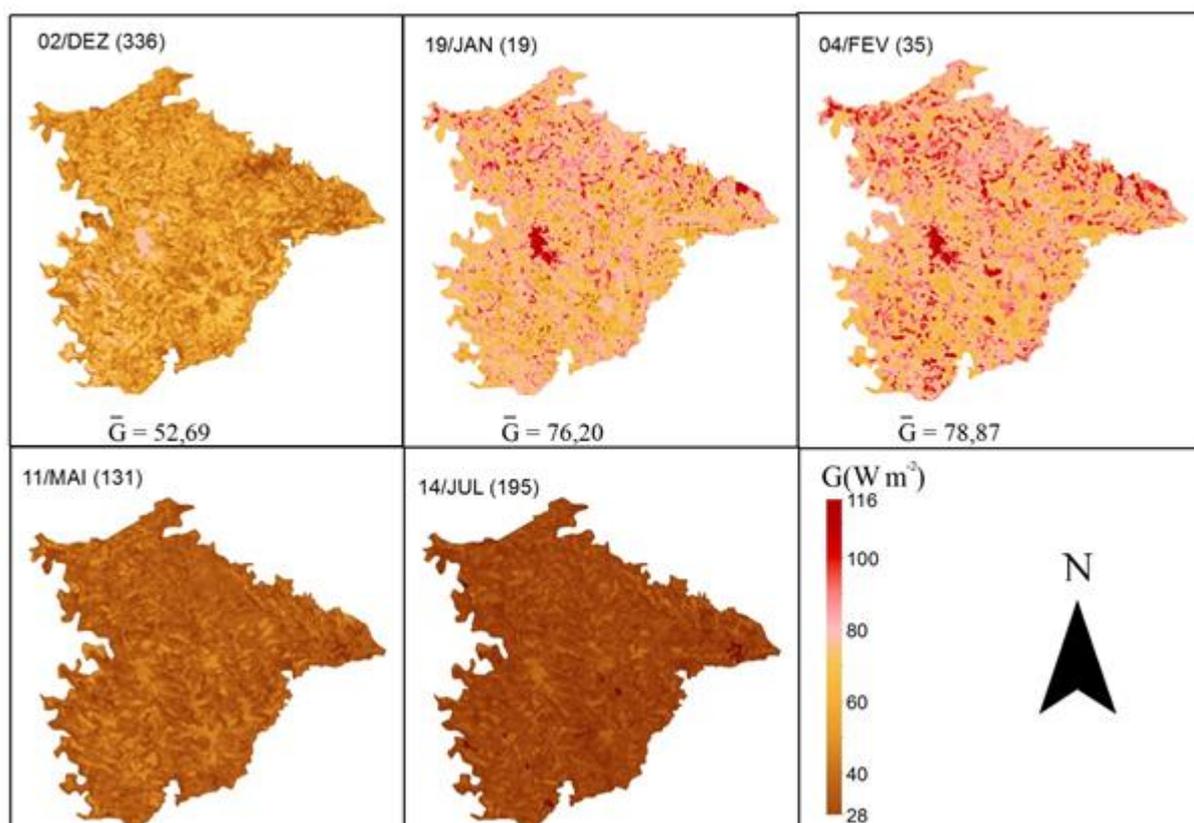


Figura 12 Distribuição espacial do fluxo de calor no solo (G) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.

A análise visual da Figura 12 permite observar que os maiores valores do fluxo de calor no solo estão em áreas urbanas e áreas desprovidas de vegetação; áreas associadas à mata nativa e com culturas bem desenvolvidas possuem baixo fluxo de calor no solo. Destaca-se que a cidade de Salto do Lontra - PR na imagem pode ser distinguida facilmente de outros alvos em todas as imagens, rosada para dezembro (apesar de haverem outras

áreas em rosa, a maior dela é o município), tons de vermelho em janeiro e fevereiro e marrom-claro para maio e julho. Segundo Santos (2009b), estas regiões, nas quais o fluxo de calor no solo é mais elevado, indicam a ocorrência de ilhas de calor, fenômeno corriqueiramente observado em áreas urbanas, assim como observado em trabalho de Monteiro *et al.* (2014).

As médias para o fluxo de calor variam na faixa de 27,93 a 78,87 $W m^{-2}$ (DS 195 e 35, respectivamente). Arraes *et al.* (2012) obtiveram para os meses de julho e agosto valores entre 46,3 $W m^{-2}$ e 69,1 $W m^{-2}$.

O comportamento para a variável foi o oposto ao observado para o saldo de radiação. Para o fluxo de calor nos solo (G), observa-se que para a área urbana foram obtidos os maiores valores e, além disso, enquanto R_n teve o maior valor médio para janeiro, a maior média para o calor no solo foi em fevereiro. Deste modo, é possível verificar influência dos valores de cobertura vegetal nas médias obtidas, principalmente para regiões de culturas temporárias. De acordo com Jensen (2007), a vegetação tende a atenuar a transferência de energia para o solo.

As médias correspondentes dos valores de G dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana encontram-se na Figura 13.

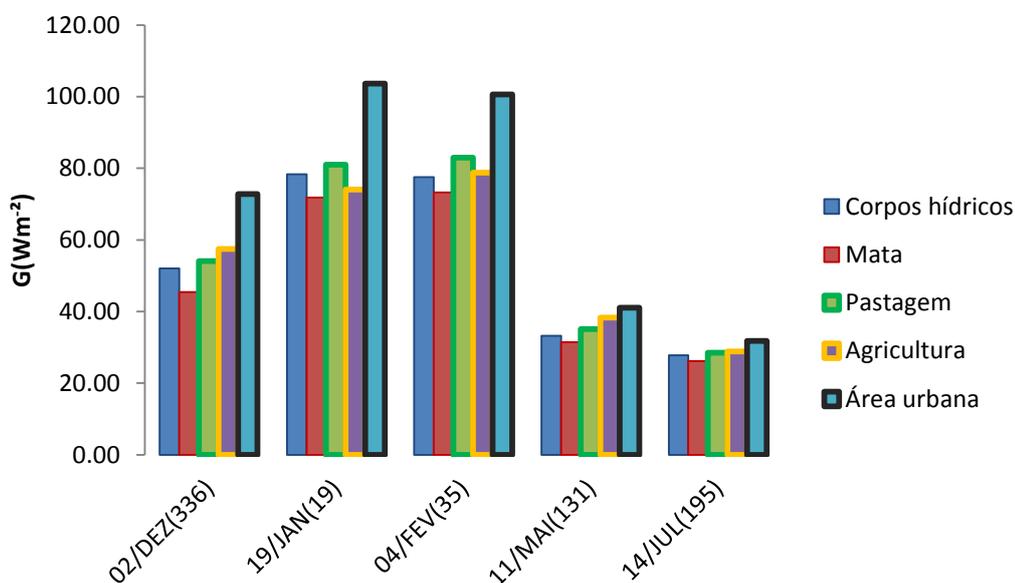


Figura 13 G médio dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

Nos gráficos da Figura 13 pode-se verificar que, modo geral, as assinaturas das classes analisadas são praticamente idênticas. Entretanto, assim como observado pela distribuição espacial do fluxo de calor no solo, as áreas de culturas temporárias se diferenciaram claramente do padrão observado para as outras classes.

Para o mês de dezembro as áreas destinadas ao cultivo agrícola apresentaram média de $57,50 \text{ W m}^{-2}$, sendo a maior média obtida para área urbana $72,79 \text{ W m}^{-2}$. Contudo, em janeiro a média das áreas de agricultura ($74,05 \text{ W m}^{-2}$) não apresentou tanto crescimento quanto às de pastagem e corpos hídricos, com médias de $80,98 \text{ W m}^{-2}$ e $78,32 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente. No DS 35 é observado o maior valor médio para agricultura ($78,79 \text{ W m}^{-2}$), praticamente o mesmo valor da classe de corpos hídricos ($77,53 \text{ W m}^{-2}$); para as duas imagens seguintes as médias de $38,31$ e $28,85 \text{ W m}^{-2}$ voltam a ser maiores que as encontradas para pastagens e corpos hídricos ($35,06$ e $28,50 \text{ W m}^{-2}$ para pastagem e $33,27$ e $27,83 \text{ W m}^{-2}$ para corpos hídricos).

Os maiores valores de G foram encontrados em áreas urbanas, nas 5 imagens. Para a imagem de janeiro, o fluxo de calor no solo na área urbana foi 25% maior do que o obtido para a mata. Os valores médios para área urbana variavam entre $31,85 \text{ W m}^{-2}$ e $103,60 \text{ W m}^{-2}$. Amplitude de valores mais ampla do que a encontrada por Monteiro *et al.* (2014), com valores entre 62 e 96 W m^{-2} . Silva (2014) obteve, em imagens analisadas para outubro, os maiores valores de G para corpos hídricos, porém não havia na cena região com urbanização como encontrado nas imagens utilizadas neste estudo.

As regiões de mata nativa apresentaram os menores valores de fluxo de calor no solo, com médias na faixa entre $26,21 \text{ W m}^{-2}$ e $73,27 \text{ W m}^{-2}$. Regiões com mata também obtiveram os menores valores no estudo de Machado *et al.* (2014), porém a faixa de valores ficou entre 40 e 55 W m^{-2} .

De acordo com Silva e Bezerra (2006), os percentuais do saldo de radiação para aquecer o solo, geralmente, estão na faixa de 5 a 12%. Para as imagens utilizadas, em todas as classes observadas os valores ficaram nesta faixa e, em média, a porcentagem de R_n convertida em G foi de 9,41%. Somente para a área urbana, em janeiro e fevereiro, foram obtidos valores atípicos com 14,49% e 16,24% de R_n , respectivamente. Entretanto, Monteiro *et al.* (2014) também obtiveram 16% de R_n para alvos de área urbana.

O fluxo de calor no solo é a variável que apresenta maiores incertezas quando estimado com auxílio de imagens orbitais. Bastiaanssen *et al.* (1998b) reportaram que o fluxo de calor no solo apresentou os piores resultados entre os componentes do balanço de energia, quando comparados com medidas na superfície.

5.5 Fluxo de calor sensível (H)

O fluxo H representa o principal componente da partição de energia, uma vez que o procedimento para sua obtenção é o mais longo e sujeito a falhas do algoritmo (SANTOS, 2009b). Em sua estimativa, esse autor utilizou, inicialmente, a velocidade do vento em m.s^{-1} observado na estação meteorológica. Neste estudo, considerando-se 0,3 para altura de vegetação próxima à estação, calculou-se o coeficiente de rugosidade ao transporte de

momentum (Z_{0m}). Após este procedimento, determinou-se a velocidade de fricção do vento (u^*) e a velocidade do vento a 200 m, em $m.s^{-1}$. Por fim, o último requerimento para obtenção do calor sensível foi a determinação da diferença de temperatura entre o *pixel* quente e frio.

A Figura 14 ilustra o número de iterações necessárias para que os valores de r_{ah} e dt fossem considerados estáveis. É possível observar que, em dezembro, o número de iterações (11) foi o maior dentre as imagens analisadas. Em maio e julho foram necessárias apenas 5 iterações para a estabilização e não ocorreram variações expressivas de r_{ah} e dt , a partir da 3ª iteração para estas imagens. Com exceção da data de dezembro, a estabilidade numérica dos valores seguiu a afirmação de Bastiaanssen (1995), o qual relata que esta é comumente observada entre 5 e 10 *loops* iterativos.

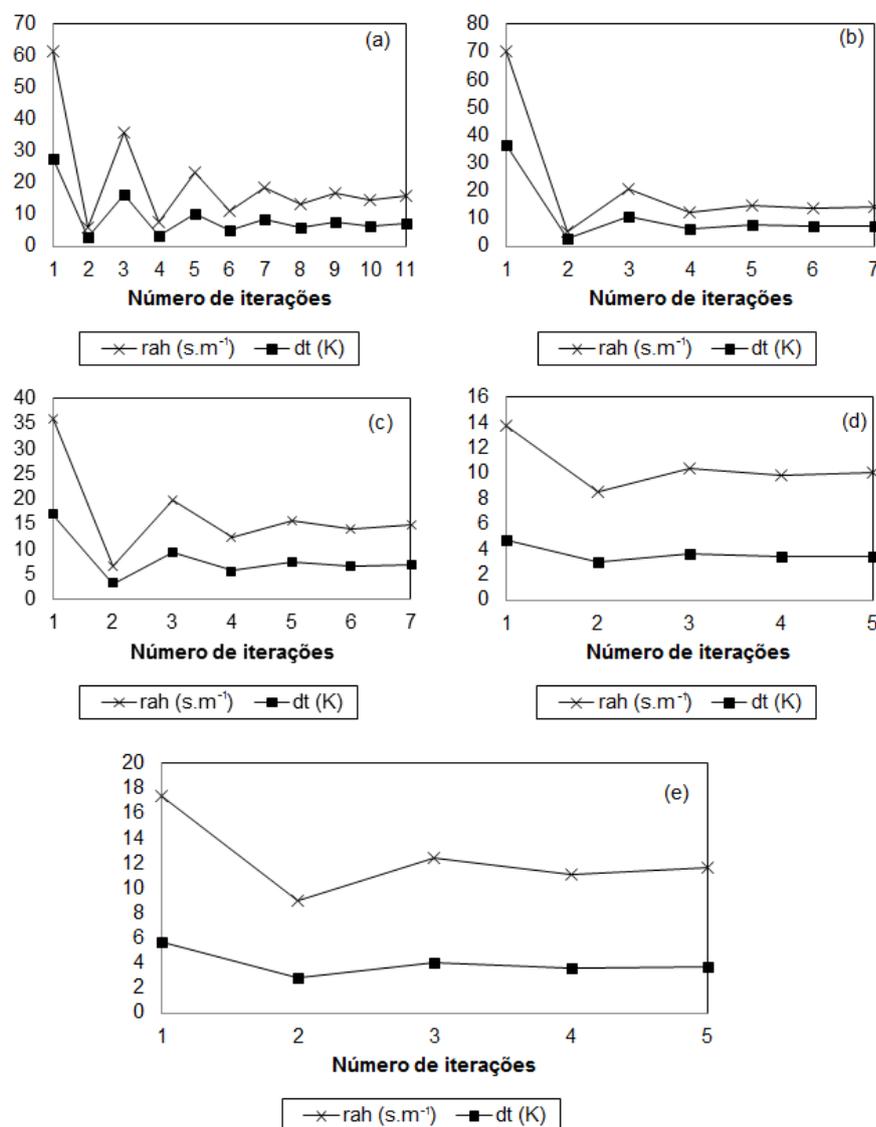


Figura 14 Número de iterações necessárias para estabilização da resistência aerodinâmica (r_{ah}) e diferença de temperatura entre *pixels* âncora (dt) para os DS 336 (a), 19(b), 35(c), 131(d) e 195(e).

Na Figura 15 e Figura 16 estão apresentadas, respectivamente, as distribuições espaciais do fluxo de calor sensível (H) e temperatura da superfície (Ts).

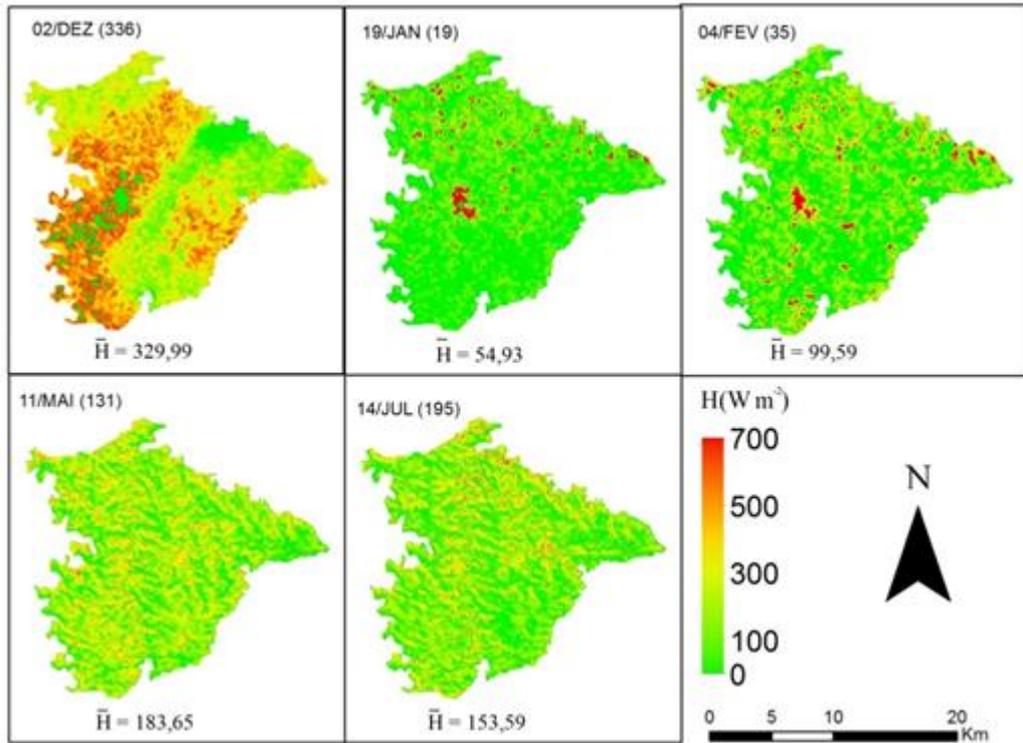


Figura 15 Distribuição espacial do fluxo de calor sensível (H) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.

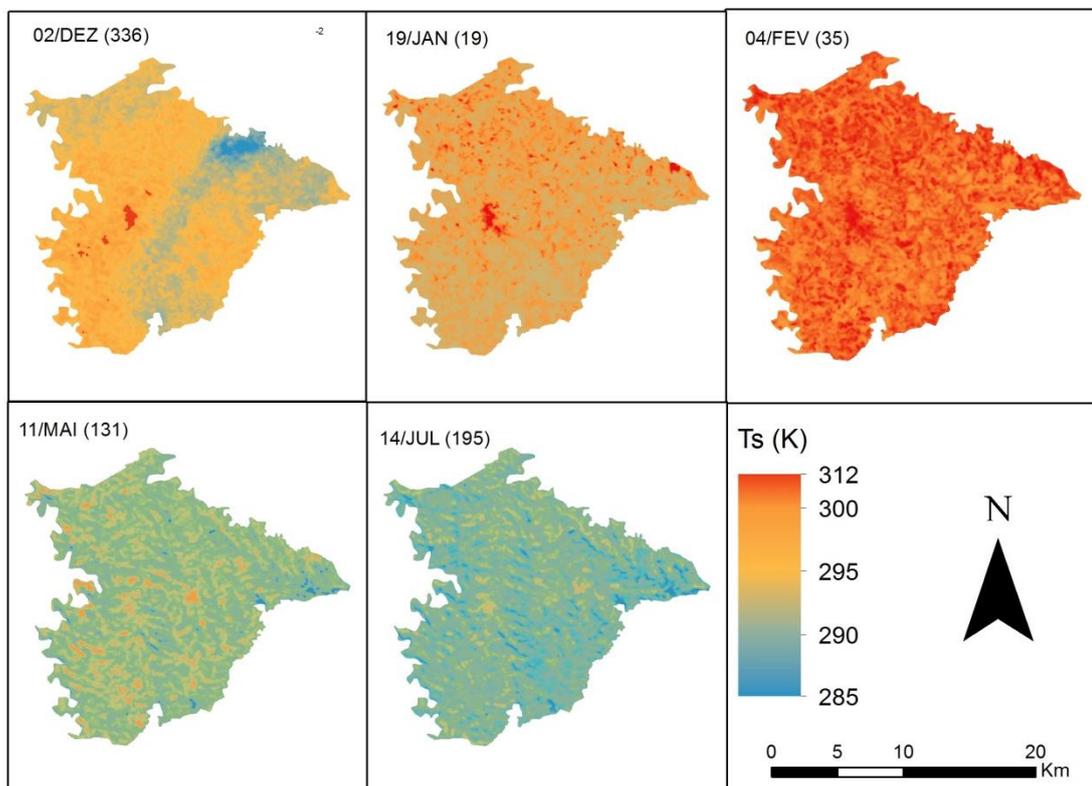


Figura 16 Distribuição espacial da temperatura de superfície (Ts) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.

Pela análise da Figura 15, os valores médios observados de H variaram de 329,99 W m⁻² em dezembro a 54,93 W m⁻² em janeiro. Além disso, para dezembro, nota-se a maior variação dos valores, chegando em algumas regiões a 700 W m⁻². Os valores máximos, geralmente, ficaram associados a regiões de solo exposto ou com pouca vegetação, representados pela coloração em vermelho. Os *pixels* com valores nulos ou próximos a zero correspondem às regiões contendo massa de água. Mendonça *et al.* (2012) encontraram para a região norte do Rio de Janeiro, médias um pouco superiores em datas próximas as analisadas neste estudo para H de 205,07, 229,47, 183,23 e 194,15 W m⁻² para os DS 339, 15, 139 e 200, respectivamente. Acredita-se que a estes valores devem-se às condições diferentes de estudo como características físicas assim como localização geográfica.

Entretanto, para a data de dezembro, foram detectadas regiões com valores extremos de calor sensível, em alguns casos superiores aos valores máximos de saldo de radiação. Segundo a equação de balanço de energia, o fluxo de calor sensível é componente do saldo de radiação, sendo assim, os valores de H maiores que R_n não deveriam existir, segundo essa afirmação. Assim, os *pixels* de H tiveram valores máximos limitados para que os resultados fossem coerentes com a equação de balanço de energia.

Todas as imagens da distribuição de H tiveram pelo menos um *pixel* com valores máximos limitados, mas foram apenas alguns *pixels* isolados encontrados nas imagens com exceção da imagem de dezembro.

Observando-se a Figura 16 e, em específico, a imagem do DS 336, os valores de temperatura da superfície (T_s) apresentam alta proporcionalidade com os valores de H e a amplitude de temperatura é a maior entre as imagens analisadas, apresentados desde temperaturas em tons de azul associadas às superfícies mais frias (285 K) até os valores máximos em superfícies quentes (T_s>310 K). Em nenhuma outra imagem a amplitude ultrapassou 15 K e para dezembro foi observada diferença entre valores extremos de 25 K.

Além disso, os maiores valores, tanto para H como para T_s, concentram-se em uma faixa que começa na região sudeste do município indo até a norte; na área a leste da área urbana do município também se notam os mesmos fenômenos com valores extremos em tons de cores quentes (amarelo, laranja e vermelho). A área urbana e regiões com solo exposto haviam apresentado valores superiores a 1000 W m⁻² e tiveram seus valores transformados em 0 W m⁻², por esta razão aparecem com cor verde para não prejudicar nos cálculos realizados posteriormente, mas estes locais também faziam parte de regiões com valores extremos de H.

A explicação para este fenômeno pode ter origem na imagem utilizada para obtenção tanto dos mapas de T_s quanto de H. A banda 10 (infravermelho termal – com comprimento de onda entre 10,6-11,19 μm) sofreu uma interferência possivelmente por conta de

fenômeno de natureza meteorológica, pois nenhuma outra banda utilizada para determinação dos outros componentes anteriores (albedo, NDVI, saldo de radiação e fluxo de calor no solo) apresentou qualquer anormalidade ou presença de nuvens na imagem.

Segundo Ariza (2013), tanto a banda termal 10 como a banda 11 podem ser utilizadas para serem obtidos mapas de temperatura de superfície e, conseqüentemente, o de fluxo de calor sensível. Porém, assim como a banda 10, a banda termal 11 apresentou a mesma interferência.

Na Figura 17 encontram-se as médias correspondentes dos valores de H dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

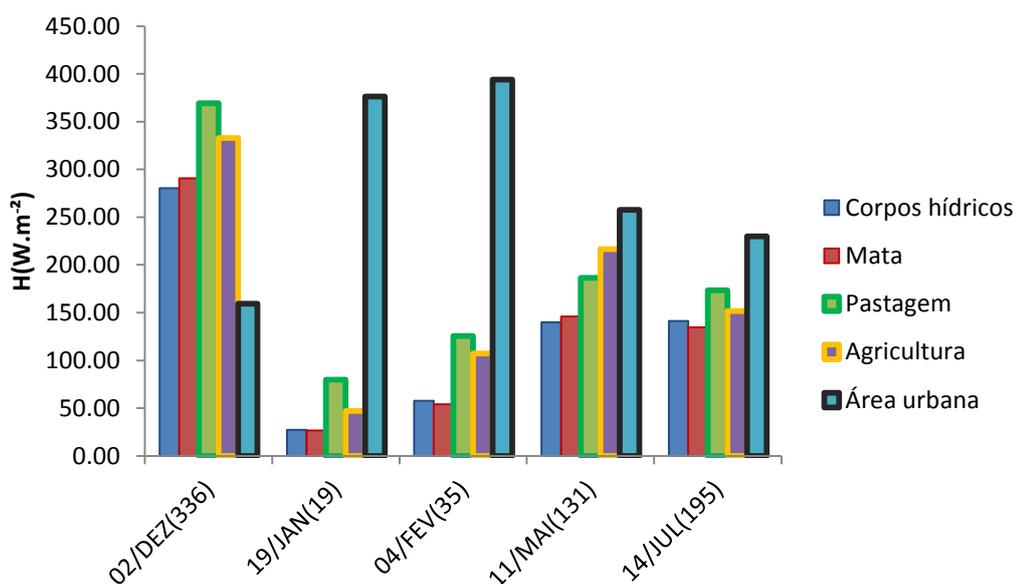


Figura 17 H médio dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

Na análise visual das assinaturas nas imagens de H das classes estudadas pode-se verificar que os efeitos da cobertura vegetal são mais evidentes quando comparados aos fluxos de calor no solo e saldo de radiação. A maior diferença entre os valores médios extremos foi em janeiro com $349,75 \text{ W m}^{-2}$ entre mata nativa e área urbana, em julho a diferença cai para $95,07 \text{ W m}^{-2}$, entre estas classes. A média geral para as classes nas 5 imagens foi de $180,24 \text{ W m}^{-2}$.

As maiores médias foram encontradas em regiões de área urbana, somente para o mês de dezembro este padrão não foi observado, devido ao motivo citado previamente sobre alguns *pixels* ultrapassarem o valor de 1000 W m^{-2} . A maior média para área urbana foi a do DS 35 com H de 394.04 W m^{-2} .

As menores estimativas foram obtidas para mata nativa, a qual teve valores semelhantes os obtidos em corpos hídricos. Portanto, foi observado que o fluxo de calor sensível é inversamente proporcional à temperatura de superfície e à densidade de

vegetação (representada pelo NDVI). Principalmente quando se analisam as médias da agricultura, as quais foram menores que as observadas para pastagem em dezembro e janeiro. O crescimento de H até maio foi mais expressivo do que a pastagem, com diferença entre agricultura e área urbana de $41,21 \text{ W m}^{-2}$. Os valores médios de agricultura variam na faixa entre $46,96 \text{ W m}^{-2}$ e $332,77 \text{ W m}^{-2}$. Paiva (2005), utilizando imagens do sensor AVHRR/NOOA para o dia 16/12/1999, estimou com o SEBAL, valores médios entre $150,78$ e $244,54 \text{ W m}^{-2}$, sobre a cultura da soja na região de Dourado - MT.

Pelos resultados obtidos é possível afirmar que o fluxo de calor sensível foi superestimado em boa parte do município de Salto do Lontra - PR, para a data de dezembro de 2013, e que refletiu no cômputo do fluxo de calor Latente (LE) e, conseqüentemente, na estimativa da evapotranspiração real diária. Entretanto, os *pixels* com valores maiores que os obtidos para R_n foram desconsiderados nos mapas seguintes.

5.6 Fluxo de calor latente (LE)

Na Figura 18 encontram-se os valores instantâneos do fluxo de calor latente (LE), no momento de passagem do satélite.

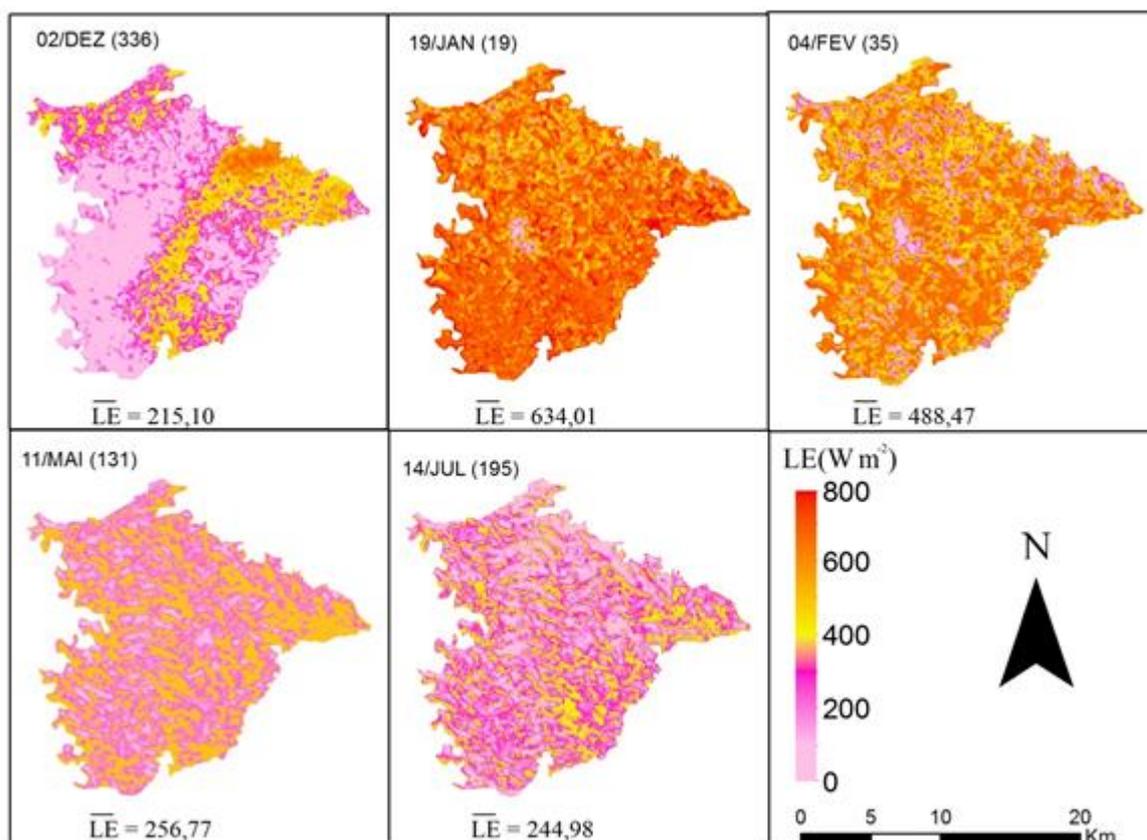


Figura 18 Distribuição espacial do fluxo de calor latente(LE) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.

O fluxo de calor latente foi estimado pela diferença entre as cartas do saldo de radiação à superfície (R_n) e as cartas do fluxo de calor no solo e do calor sensível(H). Como o fluxo de calor sensível em dezembro foi superestimado, estes valores foram desconsiderados.

Os mapas de H e LE são inversamente proporcionais, uma vez que as regiões nas quais o fluxo de calor latente é maior são associadas a áreas de vegetação intensa, com coloração laranja e vermelho nas imagens. Solo exposto e área urbana foram os alvos com menores LE e estão representados em coloração rosa.

Quanto aos valores médios, variaram de $215,10 W m^{-2}$ a $634,01 W m^{-2}$. Mendonça (2007), em seu trabalho utilizando imagens do sensor MODIS, observou valores médios de LE de 326,37, 287,74, 300,32, 211,17 e $134,16 W m^{-2}$ nos DS 339, 15,36, 139 e 200, respectivamente. Portanto, verifica-se que, nas imagens utilizadas neste estudo, com datas próximas a utilizada pelo autor acima, as médias obtidas para Salto do Lontra - PR foram todas superiores.

Na Figura 19 encontram-se as médias correspondentes aos valores de LE dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

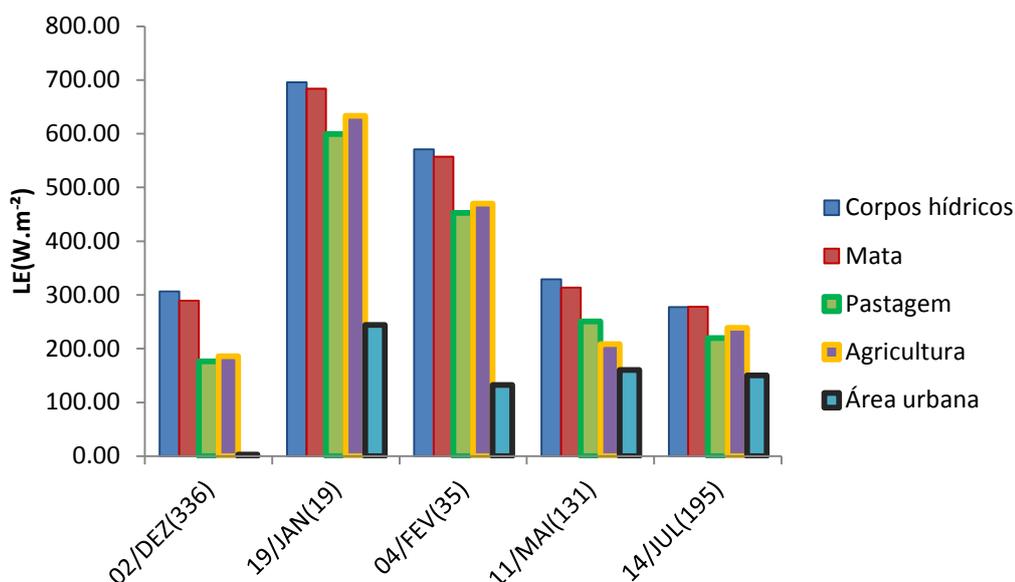


Figura 19 LE médio dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

De acordo com a análise da Figura 19, corpos hídricos e mata apresentaram as maiores médias de LE durante o período analisado. O DS 19 apresentou a imagem com média de $695,90 \text{ W m}^{-2}$ para corpos hídricos e $683,73 \text{ W m}^{-2}$ para mata nativa. E durante dezembro e julho as menores estimativas estão associadas à área urbana, com todas as médias inferiores a 250 W m^{-2} . Gomes, Santos e Almeida (2013) relataram em seu estudo terem observado maiores valores para corpos hídricos e áreas vegetadas, associaram os menores valores ao fato de estarem em área e urbana e de solo exposto, devido à baixa disponibilidade de umidade.

Da mesma forma, Monteiro *et al.* (2014) encontraram valores de LE acima de 608 W m^{-2} em janeiro, para áreas compostas de vegetação nativa e soja que apresentaram valores na ordem de 618 W m^{-2} e 580 W m^{-2} , para os meses de fevereiro e janeiro, respectivamente, quando a cultura estava em pleno desenvolvimento vegetativo, representando 85% e 95% de R_n , respectivamente. Para este estudo, a parcela de LE em janeiro e fevereiro para regiões de agricultura foram em 84 e 72% de R_n , respectivamente.

5.7 Evapotranspiração diária

Na Figura 20 são apresentados os mapas temáticos dos valores diários da evapotranspiração real (ET_r), estimados a partir do mapa de calor latente. Observa-se grande variabilidade espacial e uma relação entre baixos valores de ET_r com elevados valores do fluxo de calor sensível. A baixa umidade do solo resultou em evapotranspiração em menores taxas, indicando que a maior parte da energia foi utilizada para aquecer o ar.

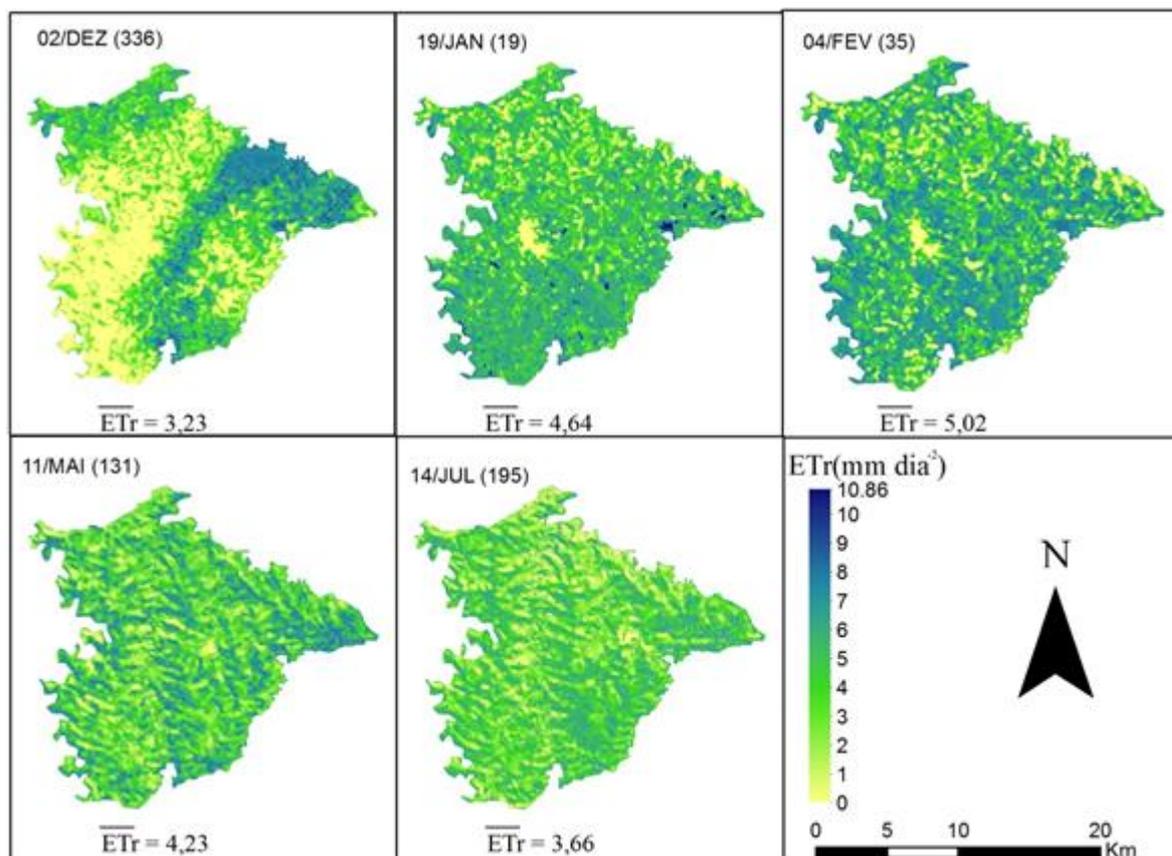


Figura 20 Evapotranspiração real diária (ETr) para o período de dez/2013 a jul/2014 no município de Salto do Lontra - PR.

A evapotranspiração das culturas agrícolas depende da demanda evaporativa da atmosfera, além das condições hídricas do solo e do estágio de desenvolvimento fenológico da cultura. No início do desenvolvimento da cultura, a evapotranspiração, devido à baixa porcentagem de cobertura vegetal, é composta principalmente de evaporação das superfícies d'água. À medida que a cultura se desenvolve, a taxa de evaporação diminui e a transpiração aumenta, fazendo com que a evapotranspiração da cultura aumente (ALLEN *et al.*, 1998).

Devido a isso, os maiores valores de evapotranspiração estão associados a culturas bem desenvolvidas. As médias variaram entre 3,23 e 5,02 mm dia^{-1} . Arraes *et al.* (2012) obtiveram médias entre 4,06 e 5,48 mm dia^{-1} , utilizando o SEBAL. Na determinação da ETr diária, por meio do SEBAL, foi estabelecido o critério de desconsiderar valores negativos, portanto, neste estudo todos os valores mínimos encontrados foram iguais a zero.

Na Figura 21 encontram-se as médias correspondentes de ETr diária dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

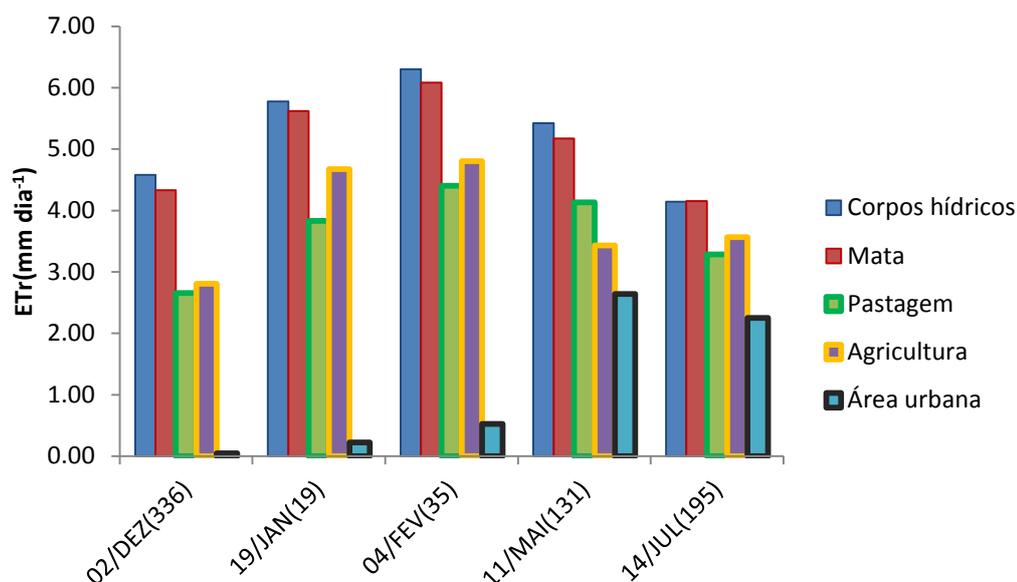


Figura 21 Etr diária média dos *pixels* nas áreas de corpos hídricos, mata, pastagem, agricultura e área urbana.

A evapotranspiração real diária sobre superfícies líquidas foi elevada, quando comparadas com outras áreas, com médias na faixa entre 4,14 e 6,3 mm dia⁻¹. Dentre as coberturas vegetadas a mata nativa apresentou maiores médias, com valores próximos aos obtidos para corpos hídricos.

Lima *et al.* (2014) estimaram a ETr diária para sub-bacias do Paracatu, utilizando imagens MODIS, e encontraram valores entre 4,1 e 6,0 mm dia⁻¹.

Em superfícies líquidas, o processo predominante é a evaporação, o que explica os resultados obtidos.

Para validação da evapotranspiração obtida com o SEBAL foram analisadas áreas de soja e pastagem e a evapotranspiração derivada do método $Kc \times ETo$ (ALLEN *et al.*, 1998). Os valores do erro absoluto e relativo encontram-se na Tabela 5.

Tabela 5 Erro absoluto médio - EAM (mm dia⁻¹) e erro relativo médio - ERM (%) entre a evapotranspiração real obtida pelo SEBAL e a evapotranspiração estimada pelo modelo de Penman Monteith FAO 56 (ALLEN *et al.*, 1998)

Dia sequencial do ano (DS)	EAM (mm h ⁻¹)	ERM (%)
336	0,41	4,89
19	0,39	6,77
35	1,00	19,66
131	0,68	16,33
195	0,80	37,03

Verifica-se, pela Tabela 5, que o menor erro relativo médio (ERM) foi 4,89% (DS 336) e o maior foi 37,03% no DS 195. Os resultados de ERM foram superiores aos encontrados por Bezerra, Silva e Ferreira (2008), que obtiveram erros inferiores a 10%; Entretanto, esses autores utilizaram valores horários (evapotranspiração real horária – mm h^{-1}) e os resultados obtidos neste estudo são de valores integrados do fluxo do calor latente instantâneo para o momento da passagem do satélite.

Segundo Allen, Tasumi e Trezza (2002), o resultado expressa a ET no intervalo de 9:00 as 10:00 h, o que pode explicar os erros superiores. Já os erros absolutos médios foram iguais ou inferiores a 1 mm dia^{-1} , corroborando os valores encontrados por Bezerra, Silva e Ferreira (2008).

6 CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos nesta pesquisa, pode-se concluir que:

- O algoritmo SEBAL estimou satisfatoriamente os componentes do balanço de energia (R_n , G , H , LE), entretanto, observou-se que os resultados do estudo utilizando imagens do Landsat 8 são, geralmente, superiores quando comparados aos resultados encontrados em outros estudos.
- Quanto à diferença de padrão obtida para ET_r e os componentes do balanço de energia para os principais usos de solo na bacia, a determinação dos fluxos em imagens de diferentes datas, durante o ano permitiu entender de que forma a energia solar é transformada ao chegar à superfície e que este processo foi fortemente influenciado pelo tipo de cobertura do solo. A presença de áreas urbanas ficou associada a extremos de energia utilizada para aquecimento do ar/solo, enquanto vegetações e corpos hídricos correspondem a regiões com altas taxas de evapotranspiração.
- Há boa concordância entre as estimativas obtidas pelo SEBAL e o modelo de Penman Monteith FAO 56 (ALLEN *et al.*, 1998), validando o algoritmo como ferramenta no auxílio para obtenção desta variável. Os erros entre os modelos foram iguais ou menores a $1,00 \text{ mm dia}^{-1}$, concordando com os já encontrados na literatura. Entretanto, algumas equações não possuem parâmetros determinados para as condições do sudoeste paranaense, o que pode ter contribuído para os resultados não terem sido mais precisos.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As condições a serem feitas referem-se à importância da continuidade do estudo da determinação da ET_r utilizando imagens de satélite. O algoritmo SEBAL possui limitações quanto aos parâmetros utilizados nas equações não terem sido determinados para as condições do sudoeste paranaense e além da necessidade de grande quantidade de medidas providas de estação meteorológica. Como sugestão para trabalhos futuros pode-se testar a validade de modelos mais simples que utilizem poucos dados meteorológicos, à exemplo do SAFER, ou mesmo trabalhos em que os parâmetros do SEBAL sejam revisados para outras condições de clima e solo.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R. G. *et al.* Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. p. 1–15, 1998.
- ALLEN, R. G. *et al.* Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Applications. **Journal of Hydrology**, v. 133, n. 4, p. 395-406, 2007.
- ALLEN, R. G.; ASCE, M. A penman for all seasons. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 112, n. 4, p. 348–368, 1986.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **Surface energy balance algorithm for land (SEBAL)**. Advanced training and users Manual. Idaho: [s.n.], 2002. p. 1-98.
- ANDRADE, S. C. P. *et al.* Estimativa de albedo, NDVI e temperatura de superfície no município de Santarém - PA. *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, XVI., 2013, Foz do Iguaçu. Anais...* Foz do Iguaçu: [s.n.], 2013 - p. 1129-1135.
- ARIZA, A. **Descripción y corrección de productos Landsat 8 LDCM (Landsat data continuity mission)**. 1. ed. Bogota D.C, Colômbia: Instituto Geografico Agustin Codazzi, 2013.
- ARRAES, F. D. D. *et al.* Variabilidade do NDVI na área em torno do açude Orós - Ceará. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, Fortaleza, v. 4, n. 3, p. 156–160, 2010.
- ARRAES, F. D. D. *et al.* Estimativa da evapotranspiração e umidade do solo usando dados de sensores orbitais em área irrigada. *In: CONGRESSO NORTE NORDESTE DE PESQUISA E INOVAÇÃO, VII, 2012. Palmas. Anais...* Palmas: [s.n.], 2012.
- BASTIAANSSEN, W.G.M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain, 1995. 273 f. Tese (Ph.D.) - Wageningen Agricultural University, Wageningen, 1995.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. *et al.* A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). **Journal of Hydrology**, v. 213, p. 198–212, 1998.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 87–100, 2000.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. *et al.* SEBAL - Model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 131, n. 1, p. 85–93, 2005.
- BERNARDO, S. Impacto ambiental da irrigação no Brasil. Recursos hídricos e desenvolvimento sustentável da agricultura. *In: Silva, D.D. da; Pruski, F.F. (eds.) - Brasília: MMA; SRH; ABEAS; Viçosa: UFV, Departamento de Engenharia Agrícola, 1997. 252p*
- 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 Paulo, v. 23, n. 3, p. 305–317, 2008.

BEZERRA, J. M. **Estimativa da evapotranspiração real para área de caatinga utilizando Sebal**. 2013. 61f. Dissertação (Mestrado em Engenharia de água e solo) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2013.

BISHT, G. *et al.* Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. **Remote Sensing of Environment**, v. 97, p. 52-67, doi:10.1016/j.rse.2005.03.014, 2005.

BORATTO, I. M. D. P.; GOMIDE, R. L. Aplicação dos índices de vegetação NDVI, SAVI e IAF na caracterização da cobertura vegetativa da região Norte de Minas Gerais. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, XVI, 2013. Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: INPE, 2013. p. 7345-7352.

BORGES, A. C.; MENDIONDO, E. M. Comparação entre equações empíricas para estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 11, n. 31, p. 293–300, 2007.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil - Informe 2012**. Brasília - DF: Ministério do Meio Ambiente; Agência Nacional de Águas, 2012.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. D. Reidel Publ., Boston.1982.

CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M. B. P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. **Bragantia**, v. 59, n. 2, p. 125–137, 2000.

CAVIGLIONE, J. H. ; KIIHL, L. R. B. ; CARAMORI, P. H. ; OLIVEIRA, D. **Cartas climáticas do Paraná**. Londrina : IAPAR, 2000

CHRISTOFIDIS, D. **Água: gênese, gênero e sustentabilidade alimentar no Brasil**. Brasília - DF: [s.n.], 2006.

CORREIA, F. W. S.; ALVALA, R. C. S.; GIELOW, R. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz de Iguaçu - PR. **Anais...** Foz de Iguaçu: 2002. p. 2794-2800.

CRUSIOL, L. G. T. *et al.* NDVI de estádios de desenvolvimento da soja BRS 284 em condições de campo. *In*: JORNADA ACADÊMICA DA EMPRAPA SOJA, VIII, 2013, Londrina. **Anais...** Londrina: Embrapa Soja, 2013. p. 87-91.

FERNANDES, E. J.; TURCO, J. E. P. Evapotranspiração de referência para manejo da irrigação em cultura de soja. **Irriga**, Botucatu, v. 8, n. 2, p. 132–141, 2003.

FRANCO, R. A. M. *et al.* Avaliação do balanço de energia em diferentes tipos de uso e cobertura da terra na região noroeste do Estado de São Paulo. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, XVI, 2013, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: 2013. p. 6909-6916.

GIONGO, P. R. *et al.* 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.

GIONGO, P. R.; VETTORAZZI, C. A. Albedo da superfície por meio de imagens TM-Landsat 5 e modelo numérico do terreno. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 18, n. 8, p. 833–838, 2014.

GOMES, H. B. *et al.* Mapeamento Temático da Cobertura Vegetal na Microrregião do Sertão do São Francisco Alagoano, Utilizando Imagens TM LANDSAT 5. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife v. 5, p. 1121–1132, 2012.

GOMES, L. C. F.; SANTOS, A. C. C.; ALMEIDA, H. A. De. Balanço de Energia à Superfície para a Cidade de Patos-PB Usando Técnicas de Sensoriamento Remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife v. 6, n. 1, p. 15–28, 2013.

GÓMEZ, M. *et al.* Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles / ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. **Remote Sensing of Environment**, v. 96, p. 399–408, doi:10.1016/j.rse.2005.03.006, 2005.

GONZAGA, E. P.; SANTOS, V. V.; NICÁCIO, R. M. Análise do comportamento do NDVI e NDWI em períodos de diferentes intensidades pluviométricas no Sertão alagoano. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, XV., 2011, Curitiba. **Anais...** Curitiba: 2011. p. 1736-1743.

IPARDES: INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL. Caderno estatístico do município de Salto do Lontra. Fevereiro, 2014. Disponível em: www.ipardes.gov.br. Acesso em: 26 de fevereiro de 2014.

JENSEN, J.R. *Remote Sensing of the Environment: An Earth Resource Perspective*. 2. ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2007. 598p.

KJAERGAARD, J. H.; PLAUBORG, F.; MOLLERUP, M.; PETERSEN, C. T.; HANSEN, S. (2008). Crop coefficients for winter wheat in a sub-humid climate regime. *Agricultural Water Management*, v.95, p.918 -924.

LI, P.; JIANG, L.; FENG, Z. Cross-Comparison of Vegetation Indices Derived from Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) and Landsat-8 Operational Land Imager (OLI) Sensors. **Remote Sensing**, v. 6, n. 1, p. 310–329, doi:10.3390/rs6010310, 2013.

LIBERATO, A. M.;; CARDOSO, F. L. e BERNARDO, B. da S. Uso de técnicas de sensoriamento remoto na estimativa do saldo de radiação em Rondônia use of techniques of remote sensing in the estimate of the net radiation in Rondônia. **Pesquisa e Criação**, Porto Velho, v. 10, n. 2, p. 153–164, 2011.

LIMA, E. D. P. *et al.* Evapotranspiração real diária em sub-bacias do Paracatu, utilizando produtos do sensor Modis. **CERES**, Viçosa, v. 61, n. 1, p. 17–27, 2014.

LIMA, P. C. S. *et al.* Albedo de pastagem e caatinga. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA. XVI, Belo Horizonte, 2009. **Anais...** 2009.

LOPES, A. A. *et al.* Avaliação do albedo em áreas agrícolas identificadas a partir de índices de vegetação. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, XVII., 2012, Gramado - RS. **Anais...** Gramado: SBMET, 2012.

MACHADO, C. C. *et al.* Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM – Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 1, p. 55–67, 2014.

MENDONÇA, J. C. *et al.* Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) na região Norte Fluminense , RJ 1 of reference crop evapotranspiration (ET_o) for. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 2, p. 275–279, 2003.

MENDONÇA, J. C. **Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região norte fluminense, RJ.** 2007. 167f. UENF 2007. Tese (Doutorado em Produção Vegetal). UENF, Campos dos Goytacazes, 2007.

MENDONÇA, J. C. *et al.* ESTIMATIVA DO FLUXO DO CALOR SENSÍVEL UTILIZANDO O ALGORITMO SEBAL E IMAGENS MODIS PARA A REGIÃO NORTE FLUMINENSE , RJ. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 1, p. 85-94, 2012.

MONTEIRO, P. F. C. *et al.* Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração para áreas de cultivo de soja no sul do Brasil utilizando imagens do sensor TM Landsat 5. **Bragantia**, Campinas, v. 73, n. 1, p. 72–80, 2014.

MOREIRA, E. B.;; NÓBREGA, R. S. e SILVA, B. B. *Revista Brasileira de Geografia Física.* **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 3, p. 589–601, 2011.

MOREIRA, L. C. J. *et al.* Variabilidade local e regional da evapotranspiração estimada pelo algoritmo SEBAL. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 30, n. 6, p. 1148–1159, 2010.

National Aeronautics and Space Administration (NASA). Landsat Data Continuity Mission: Continuously Observing Your World. 2014. Disponível em: <http://ldcm.gsfc.nasa.gov/mission_details.html>. Acesso em: 03 março de 2014.

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

PEREIRA, G. *et al.* Albedo de microssistemas pantaneiros a partir de imagens de satélite. **Revista Brasileira de Cartografia**, São Paulo, v. 59, n. 1, p. 55–61, 2005.

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

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

ROERINK, G. J.; MENENTI, M. S-SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. **Physics and Chemistry of the Earth (B)**, v. 25, n. 2, p. 147-157, 2000.

SANTOS, C. A. C. **Estimativa da evapotranspiração real diária através de análises micrometeorológicas e sensoriamento remoto.** 2009. 144f. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola e Micrometeorologia) - Universidade Federal de Campina Grande - 2009a.

SANTOS, C. A. C. *et al.* Obtenção do saldo de radiação em áreas de pastagem e floresta na amazônia (estação seca) através do sensor MODIS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 3, p. 420-432, 2014.

SANTOS, C. A. C.; LIMA, J. R. A. Análise dos efeitos da expansão urbana de Manaus - AM sobre parâmetros ambientais através de imagens de satélite. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 6, n. 1, p. 1-14, 2013.

SANTOS, T. V. **Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do jacuí por meio de imagens orbitais**. 2009. 96f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto Aplicado a Recursos Naturais e do Ambiente) - Universidade do Rio Grande do Sul (UFRGS) - Porto Alegre, 2009b.

SHIKLOMANOV, I. A. **World water resources a new appraisal and assessment for the 21st century**. Washington: IHP/UNESCO, 2013.

SHILPAKAR, L. R. **Geo-information procedures for water accounting: a case of the east Rapti River basin, Nepal**. 2003. 91f. Tese (Doutorado em Geociência e Observação Terrestre)

SILVA, A. M. **Análise da variabilidade espaço-temporal da cobertura do solo e de parâmetros biofísicos na bacia experimental de São João do Cariri - pb análise da variabilidade espaço-temporal da cobertura do solo e de parâmetros biofísicos na bacia experimental de São João do Cariri - PB**. 2014. 57f. Monografia (Bacharel em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba - João Pessoa, 2014.

SILVA, A. P. N. Da *et al.* Albedo de superfície estimado a partir de imagens Landsat 5 – TM no semiárido brasileiro. **Revista de Geografia**, Recife, v. 27, n. 1, p. 154–168, 2010.

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

SILVA, B. B. da; Bezerra M. V.C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, São José dos Campos v.14, n.2, p.174-186, 2006

SILVA, B. B. *et al.* Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do Semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. **Pesquisa agropecuária brasileira**, Brasília, v. 9, n. 47, p. 1218–1226, 2012.

SINGH, R. K. *et al.* Application of SEBAL model for mapping evapotranspiration and estimating surface energy fluxes in South-Central Nebraska. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 134, n. 3, p. 273–285, 2008.

SINGH, Ramesh P.; ROY, Sudipa; KOGAN, F. Vegetation and temperature condition indices from NOAA AVHRR data for drought monitoring over India. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 22, p. 4393-4402, 2003.

SU, Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 6, n. 1, p. 85–99, 2002.

SUN, Z. *et al.* Evapotranspiration estimation based on the SEBAL model in the Nansi Lake Wetland of China. **Mathematical and Computer Modelling**, v. 54, n. 3-4, p. 1086–1092, doi:10.1016/j.mcm.2010.11.039, 2011.

SYPERRECK, V. L. G. **Avaliação de desempenho de modelos para estimativas de evapotranspiração de referência para região de Palotina, Paraná**. 2006. 51f. Dissertação

(Mestrado em Agronomia) - Universidade Estadual do Oeste do Paraná - Unioeste, Marechal Cândido Rondon, 2006.

TEIXEIRA, A. H. C. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated crops and natural vegetation in the São Francisco River basin (Brazil) using remote sensing and Penman-Monteith equation. **Remote Sensin**, v. 2, p. 1287–1319, doi:10.3390/rs0251287, 2010.

TEIXEIRA, A. H. D. C. *et al.* Energy and water balance measurements for water productivity analysis in irrigated mango trees, Northeast Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 1524–1537, doi:10.1016/j.agrformet.2008.05.004, 2008.

TEIXEIRA, A. H. D. C. *et al.* Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. Part A: Calibration and validation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 462–476, doi:10.1016/j.agrformet.2008.09.016, 2009.

TIMMERMANS, W. J. MEIJERINKL, A. M. J. Remotely sensed actual evapotranspiration : implications for groundwater management in Botswana. **International Journal of Applied Earth Observation**, v. 1, n. 3, p. 222–233, 1999.

United States Geological Survey (USGS). **Landsat Project Description**. Disponível em: <http://landsat.usgs.gov/about_project_descriptions.php> Acesso em: 19 jul 2013.

VELOSO, G. *et al.* Estimativa de evapotranspiração de referência para o município de Fernandes Pinheiro – PR. **Acta Igazu**, Cascavel, v. 1, n. 1, p. 15–22, 2012.

VICENTE, L. E. *et al.* Séries temporais de NDVI do sensor SPOT vegetation e algoritmo SAM aplicados ao mapeamento de cana-de-açúcar. **Pesquisa agropecuária brasileira**, Brasília, v. 47, n. 9, p. 1337–1345, 2012.

WRUBBLACK, S. C. **Caracterização do uso e ocupação do solo e qualidade da água com utilização de técnicas de geoprocessamento**. 2012. 88f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Estadual do Oeste do Parana - UNIOESTE - Cascavel, 2012.

XU, C. Y.; SINGH, V. P. Evaluation and generalization of temperature-based methods for calculating evaporation. **Hydrological processes**, v. 15, p. 305–319, 2001.

XU, D.; GUO, X. Compare NDVI extracted from Landsat 8 imagery with that from Landsat 7 imagery. **American Journal of Remote Sensing**, v. 2, n. 2, p. 10–14, doi:10.11648/j.ajrs.20140202.11, 2014.