



**Universidade Federal de Pernambuco
Centro de Tecnologia e Geociências
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil**

Leidjane Maria Maciel de Oliveira

**Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto
na bacia do rio Tapacurá - PE**

**Orientadora: Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro
Coorientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva**

**Tese de Doutorado
Recife – Pernambuco – Brasil
03/09/2012**

**Universidade Federal de Pernambuco
Centro de Tecnologia e Geociências
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil**

Leidjane Maria Maciel de Oliveira

**Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento
remoto na bacia do rio Tapacurá - PE**

Tese de Doutorado submetida ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco - UFPE como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutora em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos.

Orientadora: Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro
Coorientador: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Recife – Pernambuco – Brasil

03/09/2012

O48e Oliveira, Leidjane Maria Maciel de.
Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto na
Bacia do Rio Tapacurá-PE / Leidjane Maria Maciel de Oliveira. – Recife:
O Autor, 2012.
xvii, 136f., il., figs., gráfs., tabs.

Orientadora: Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro.
Co-Orientador Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, 2012.
Inclui Referências e Apêndices.

1. Engenharia Civil. 2. SEBAL. 3. MODIS. 4. Balanço de Energia.
I. Montenegro, Suzana Maria Gico Lima (Orientadora). II. Silva, Bernardo
Barbosa (Co-Orientador). III. Título.



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL

A comissão examinadora da Defesa de Tese de Doutorado

**Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento
remoto na bacia do rio Tapacurá - PE**

defendida por: Leidjane Maria Maciel de Oliveira

Considera a candidato APROVADA

Recife, 03 de setembro de 2012

Profa. Dra. Suzana Maria Gico Lima Montenegro
(Orientadora)

Prof. Dr. Gilberto Fernando Fisch - IAE
(examinador externo)

Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura - UFRPE
(examinador externo)

Profa. Dra. Josiclêda Domiciano Galvêncio - UFPE
(examinadora externa)

Profa. Dra. Sylvana Melo dos Santos - UFPE
(examinadora interna)

Sentimento e Ação

O sentimento cria a ideia.

A ideia gera a vontade.

A vontade acalentada forma a palavra.

A palavra orienta a ação.

A ação denota resultados.

Os resultados nos traçam o caminho nas áreas infinitas do tempo.

Cada criatura permanece na estrada que construiu para si mesma.

A escolha é sempre nossa.

Emmanuel

Dedico:

A Deus;

A minha voinha Maria José (In memoriam);

Aos meus amados pais, Maria (In memoriam) e Laércio;

*Ao meu querido marido João Salgueiro e a minha filha
Camila, especialmente, todo meu afeto.*

AGRADECIMENTOS

A Deus, a Jesus Cristo e aos Mentores Espirituais do Núcleo Espírita Jesus no Lar, por serem as luzes que guiam meus passos, fortalecendo a minha coragem, fé e paciência;

A João Salgueiro, pela cumplicidade na busca de dias mais felizes em nossas vidas;

A Camila, minha filha que realizou meu sonho de ser mãe, pelo seu amor;

Aos meus familiares pelo carinho, em especial a Kátia, Mônica, Sônia e Solange.

A profa. Dra. Suzana Montenegro pela orientação, incentivo, confiança, amizade e cada abraço que recebi. Querida, gosto de você!

Ao prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva pela orientação, convívio, amizade e confiança. Prof. Bernardo, meu sincero afeto!

Ao prof. Dr. Antônio C. D. Antonino pela colaboração acadêmica e amizade;

Aos professores da UFPE Dr. Roberto Azevedo, Dr. Almir Cirilo, Dr. Ricardo Braga, Dr. Jaime Cabral e Dr. Alfredo Ribeiro pelo convívio acadêmico;

Aos professores da banca: Dr. Gilberto Fernando Fisch, Dr. Geber Moura, Dra. Josiclêda Galvêncio e Dra. Sylvana Melo agradeço por todas as colaborações e sugestões;

Ao meu “irmão de ciência” Albert Einstein S. S. Moura, pela sua colaboração e disponibilidade em todos os momentos que precisei. Albert, obrigada pela paciência!

Ao Departamento de Geografia – Laboratório de Sensoriamento Remoto e Geoprocessamento – SERGEO, em especial Profa. Dra. Josiclêda Galvêncio, Célia Machado, Tiago Oliveira e Hewerton Silva. Célia, o carinho de nossa amizade.

A todos os colegas da UFPE e UFRPE: Pedro, Ada, Glawbber, Ana Cláudia, Edvânia, Fernandha, Dayana, Artur, Taciana, Tatiana, Felipe, Simone, Manuela, Edvaldo, Iane, Carlos, Prof. Romualdo, Antônio e Cássio pela felicidade que eles me ofereceram;

As secretárias do DECIV Janaína, Walquíria, Maria, Vera, Andréa e Claudiana pela amizade e disponibilidade. Janaína, para você meu carinho!

Ao proprietário da Fazenda Canadá Sr. Aglaíson Júnior pela liberação da área para instalação da estação meteorológica experimental, bem como o Sr. Dimas por toda sua gentileza.

Ao CNPq - Fundo Setorial CT-HIDRO, pela concessão da bolsa de Doutorado nos quatro anos de desenvolvimento desta pesquisa e a UFPE representada pelo Departamento de Engenharia Civil em especial ao Grupo de Recursos Hídricos, pela oportunidade de realizar o Curso de Doutorado;

Enfim, pela grande oportunidade de convívio com todos que acima citei e aqueles que de alguma forma contribuíram... meus sinceros agradecimentos.

Oliveira, L. M. M de. Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto na bacia do rio Tapacurá – PE. Recife, 2012, 136p. Tese (Doutorado), Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil.

RESUMO – Informações quantitativas da evapotranspiração, que constitui importante componente do ciclo hidrológico, são utilizadas na resolução de numerosos problemas que envolvem o manejo da água. Nesta pesquisa utilizou-se o algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL aplicado a imagens de satélite do Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – MODIS, para estimar os balanços de radiação e energia, bem como, a evapotranspiração real diária – ET em escala regional. O estudo foi realizado na bacia hidrográfica do rio Tapacurá no estado de Pernambuco, com doze imagens MODIS dos satélites Terra e Aqua entre os anos de 2010 e 2011. Instalou-se na área de estudo uma estação meteorológica experimental destinada à determinação do balanço de energia pela técnica de Razão de Bowen. Foram processadas cartas temáticas georreferenciadas do albedo da superfície, saldo de radiação, fluxos de calor no solo, sensível, latente e evapotranspiração real. Os resultados evidenciaram boa correlação entre o saldo de radiação medido e o estimado por sensoriamento remoto ($R^2 = 0,9355$). A ET pela Razão de Bowen variou de 3,6 a 4,9 mm dia⁻¹ e pelo algoritmo SEBAL utilizando produtos MODIS foi de 0,0 a 6,0 mm dia⁻¹, sendo seus menores valores registrados em áreas urbanas e os maiores no reservatório do Tapacurá. A validação da ET pelo SEBAL com o Balanço de Energia pela razão de Bowen apresentou Erro Absoluto Médio de 0,38 W m⁻², Erro Relativo Médio de 9,15% e Raiz do Erro Quadrático Médio de 0,49 W m⁻². Esta pesquisa demonstrou a eficiência da aplicabilidade desta metodologia para estudos da distribuição espacial da ET. O modelo SEBAL pode ser aplicado de forma prática, econômica e eficiente na geração de subsídios à adequada gestão dos recursos hídricos da região.

Palavras-chave: SEBAL, MODIS, balanço de energia

Oliveira, L. M. M de. Estimation of actual evapotranspiration by remote sensing in the river basin Tapacurá - PE. Recife, 2012, 136p. Tese (Doutorado), Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil.

ABSTRACT - Quantitative evapotranspiration, which is an important component of the hydrological cycle, is used to solve numerous problems involving water management. In this study, we used the Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL applied to satellite images from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer - MODIS to estimate the radiation and energy balance, as well as, daily actual evapotranspiration - ET on a regional scale. The study was conducted in Tapacurá river basin in the state of Pernambuco, with twelve images of MODIS Terra and Aqua satellites between 2010 and 2011. It settled in the area of a weather station experimental study aimed to determine the energy balance using Bowen ratio technique. Georeferenced thematic maps of surface albedo, net radiation, soil heat flux, sensible, latent and actual evapotranspiration were processed. The results showed good correlation between the net radiation measured and estimated by remote sensing ($R^2 = 0.9355$). The ET by Bowen ratio ranged from 3.6 to 4.9 mm day⁻¹ and the SEBAL algorithm using MODIS products was 0.0 to 6.0 mm day⁻¹, with its lower values recorded in urban areas and Tapacurá higher in the reservoir. The validation of SEBAL ET using the Energy Balance Bowen ratio presented a Mean Absolute Error of 0.38 W m⁻², a Relative Mean error of 9.15% and a Root Mean Square Error of 0.49 W m⁻². This research demonstrated the efficiency and applicability of this methodology to study the spatial distribution of ET. The SEBAL model can be applied in a practical, economical and efficient way by generating subsidies to proper water resources management in the region

Key-words: SEBAL, MODIS, energy balance

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	viii
LISTA DE TABELAS	xi
LISTA DE SÍMBOLOS	xiii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	xvii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Justificativa	1
1.2. Hipótese da pesquisa.....	3
1.3. Objetivos	4
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1. Recursos Hídricos	5
2.2. Evapotranspiração.....	6
2.3. Sensoriamento Remoto	10
2.4. Balanços de radiação e energia da superfície terrestre	15
2.4.1. Balanço de radiação	16
2.4.2. Balanço de energia.....	21
2.5. Balanço de Energia pela Razão de Bowen	24
2.6. Sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer - MODIS dos Satélites TERRA e AQUA	27
2.7. Estimativa da evapotranspiração real por meio do SEBAL	34
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	41
3.1. Área de estudo	41
3.2. Banco de dados meteorológicos da área de estudo.....	44
3.3. Imagens orbitais do sensor MODIS dos Satélites Terra e Aqua.....	46
3.4. Saldo de radiação instantâneo à superfície	49
3.4.1. Saldo de radiação Allen	50
3.4.2. Saldo de radiação Zillman	52
3.4.3. Saldo de radiação com medições locais da radiação solar.....	52
3.5. Fluxo de calor no solo.....	55
3.6. Fluxo de calor sensível	55
3.7. Fluxo de calor latente instantâneo	61
3.8. Evapotranspiração real diária.....	61
3.9. Evapotranspiração real por meio do Balanço de Energia pela Razão de Bowen	62
3.10. Evapotranspiração de referência	63

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	65
4.1. Condição meteorológica da área de estudo.....	65
4.2. Albedo da superfície	70
4.3. Saldo de radiação instantâneo	74
4.4. Fluxo de calor no solo.....	83
4.5. Fluxo de calor sensível	87
4.6. Fluxo de calor Latente	91
4.7. Saldo de radiação 24 horas	95
4.8. Evapotranspiração real diária.....	98
4.9. Validação do SEBAL.....	101
4.9.1. Evapotranspiração real pelo Balanço de Energia pela razão de Bowen	101
4.9.2. Evapotranspiração de referência	105
4.9.3. Validação do SEBAL.....	106
5. CONCLUSÕES	115
6. RECOMENDAÇÕES.....	116
REFERÊNCIAS	117
APÊNDICES	131

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Espectro eletromagnético.....	11
Figura 2 - Curva espectral da vegetação, água e solo.....	12
Figura 3 - Saldo de radiação à superfície (Rn)	16
Figura 4 - Diferentes fluxos energéticos (esquemático) em uma área vegetada	22
Figura 5 - Detalhamento dos “tiles” do sensor MODIS	31
Figura 6 - Localização espacial da bacia do rio Tapacurá no estado de Pernambuco.....	41
Figura 7 - Médias mensais históricas (1957-1993) da precipitação mínima (P_mín), média (P_méd), máxima (P_máx); temperatura do ar mínima (Ta_mín), média (Ta_méd), máxima (Ta_máx) e umidade relativa mínima (UR_mín), média (UR_méd), máxima (UR_máx) na bacia do rio Tapacurá - PE.....	43
Figura 8 - Detalhe esquemático da disposição dos sensores da estação meteorológica experimental na bacia do rio Tapacurá – PE	44
Figura 9 - Localização e sensores da estação meteorológica experimental da bacia do rio Tapacurá - PE.....	45
Figura 10 – Conversão do formato HDF para IMG no software Erdas Imagine	48
Figura 11 - Faixa da hora de passagem do satélite com a localização da bacia do rio Tapacurá no tile (H14_V9) na interface do software ArcGIS	48
Figura 12 – Sequência de processamento da carta temática do Rn com utilização dos produtos MODIS.....	49
Figura 13. Sequência de processamento da carta do fluxo de calor sensível – H ($W\ m^{-2}$) pelo SEBAL utilizando produtos MODIS na bacia do rio Tapacurá – PE.....	56
Figura 14 - Precipitação diária e temperaturas mínima, média e máxima diárias do ar em 2010 (A) e 2011 (B) na bacia do rio Tapacurá – PE.....	65
Figura 15 - Precipitação e umidades relativas mínima, média e máxima diárias em 2010 (A) e 2011 (B) na bacia do rio Tapacurá – PE.....	66
Figura 16 - Velocidade do vento média diária em 2010 (A) e 2011 (B) na bacia do rio Tapacurá – PE.....	67
Figura 17 - Variação temporal da precipitação, fluxo de calor no solo – G ($MJ\ m^{-2}$), saldo de radiação – Rn ($MJ\ m^{-2}$) e radiação global – Rg ($MJ\ m^{-2}$) em 2010 (A) e 2011 (B) na bacia do rio Tapacurá - PE.....	68
Figura 18 - Precipitação acumulada nos cinco dias antecedentes ao imageamento pelo MODIS na bacia do rio Tapacurá - PE	69
Figura 19 - Albedo da superfície - α (%) na bacia do rio Tapacurá – PE: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)	71
Figura 20 - Albedo da superfície - α (%) na bacia do rio Tapacurá – PE: 17/03/2011 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 13/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F)	72
Figura 21 - Variação temporal dos valores instantâneos do Saldo de radiação Allen – RnA, Saldo de radiação Zillman – RnZ, Saldo de radiação com índices locais de radiação solar – RnE baseados em produtos MODIS e saldo medido na estação meteorológica experimental.....	75

Figura 22 – Comparação entre o Saldo de radiação Allen – RnA (A), Saldo de radiação Zillman – RnZ (B) e o Saldo de radiação com índices locais de radiação solar – RnE (C) com relação ao saldo medido na bacia do rio Tapacurá – PE.....	76
Figura 23 - Saldo de radiação instantâneo – Rn ($W\ m^{-2}$) obtido com produtos MODIS na bacia do rio Tapacurá - PE: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)	80
Figura 24 - Saldo de radiação instantâneo – Rn ($W\ m^{-2}$) obtidos com produtos MODIS na bacia do rio Tapacurá - PE: 17/03/2010 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 15/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F)	81
Figura 25 - Variação temporal do fluxo de calor no solo pelo SEBAL – G ($W\ m^{-2}$) e do fluxo de calor no solo medido – G_{medido_sensor} na bacia do rio Tapacurá - PE	83
Figura 26 - Fluxo de calor no solo instantâneo - G ($W\ m^{-2}$) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido por meio do SEBAL e produtos MODIS: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F).....	85
Figura 27 - Fluxo de calor no solo instantâneo - G ($W\ m^{-2}$) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido por meio do SEBAL e produtos MODIS: 17/03/2011 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 13/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F).....	86
Figura 28 - Fluxo de calor sensível instantâneo - H ($W\ m^{-2}$) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)	88
Figura 29 - Fluxo de calor sensível - H ($W\ m^{-2}$) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS: 17/03/2011 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 13/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F).....	89
Figura 30 - Fluxo de calor latente instantâneo - LE ($W\ m^{-2}$) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)	92
Figura 31 - Fluxo de calor latente instantâneo - LE ($W\ m^{-2}$) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS: 17/03/2011 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 13/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F)	93
Figura 32 - Radiação solar incidente média diária medida na estação meteorológica experimental - $R_{OC_24h_medida}$ ($MJ\ m^{-2}$), saldo de radiação diário pelo SEBAL – Rn_{24h_SEBAL} ($MJ\ m^{-2}$) e saldo de radiação medido na estação meteorológica experimental – Rn_{24h_medido} ($MJ\ m^{-2}$) na área da estação meteorológica experimental	97
Figura 33 - Comparação entre saldo de radiação diário pelo SEBAL – Rn_{24h_SEBAL} ($MJ\ m^{-2}$) e saldo de radiação medido na estação meteorológica experimental – Rn_{24h_medido} ($MJ\ m^{-2}$) na área da estação meteorológica experimental da bacia do rio Tapacurá – PE.....	97
Figura 34 - Evapotranspiração real – ET ($mm\ dia^{-1}$) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS nos dias: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)	99
Figura 35 - Evapotranspiração real – ET ($mm\ dia^{-1}$) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS nos dias: 17/03/2011 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 13/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F)	100

- Figura 36 - Componentes do balanço de energia pelo BERB na bacia do rio Tapacurá – PE: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E); 03/09/2010 (F); 17/03/2011 (G) e 20/06/2011 (H)..... 102
- Figura 37 - Partição do saldo de radiação - R_n com os fluxos de calor latente - LE, sensível - H e no solo - G na bacia do rio Tapacurá - PE 103
- Figura 38 - Variação temporal em 2010 (A) e 2011(B) da evapotranspiração de referência – ETo ($mm\ dia^{-1}$) na bacia do rio Tapacurá - PE 105
- Figura 39 - Variação diurna da ET com médias em 30 min pelo BERB – ET_BERB e SEBAL – ET_SEBAL nos dias: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E); 03/09/2010 (F); 15/03/2011 (G) e 20/06/2011 (H).. 107
- Figura 40 - Exemplo da localização do pixel na estação meteorológica experimental (“pixel a”) e pixels adjacentes à estação meteorológica experimental (pixels de “b” até “i”) . 109
- Figura 41 - Valores da evapotranspiração real – ET ($mm\ dia^{-1}$) pelo SEBAL – ET_SEBAL , pelo BERB – ET_BERB em cada pixel adjacente, e a evapotranspiração de referência – ETo da bacia do rio Tapacurá – PE nos dias: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E); 03/09/2010 (F); 17/03/2011 (G) e 20/06/2011 (H)..... 110
- Figura 42 - Evapotranspiração real pelo SEBAL – ET_SEBAL ($mm\ dia^{-1}$) referentes aos pixels que apresentaram menores erros relativos e, pela razão de Bowen – ET_BERB ($mm\ dia^{-1}$) da bacia do rio Tapacurá – PE 112

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Valores de albedo de vários objetos imageados da superfície	20
Tabela 2 - Características dos satélites Terra e Aqua.....	28
Tabela 3 - Especificações técnicas do sensor MODIS	30
Tabela 4 - Produtos da superfície terrestre gerados pelo sensor MODIS.....	32
Tabela 5 - Produtos da superfície terrestre gerados pelo sensor MODIS.....	46
Tabela 6 - Fatores multiplicadores, adicionais e resoluções dos produtos MODIS utilizados	47
Tabela 7 - Resumo das equações utilizadas no Saldo de radiação Allen (RnA), Saldo de radiação Zillman (RnZ) e Saldo de radiação com medições locais da radiação solar (RnE).....	54
Tabela 8 - Resumo das equações para cálculo do fluxo de calor sensível – H (W m ⁻²).....	60
Tabela 9 - Variáveis no instante de passagem do satélite na estação meteorológica experimental: temperatura do ar – Ta (°C), umidade relativa – UR (%), velocidade do vento - Uest (m s ⁻¹), radiação global – Rg (W m ⁻²), saldo de radiação – Rn (W m ⁻²) e calor no solo – G (W m ⁻²)	70
Tabela 10 - Valores do albedo da superfície – α (%) na localização da estação meteorológica experimental na bacia do rio Tapacurá – PE	73
Tabela 11 - Dia sequencial do ano – DSA, data e hora das imagens - Data, Hora, e valores instantâneos do quadrado da distância relativa Terra-Sol - d ² (-), ângulo Zenital Solar – Z (graus), pressão atmosférica - P (kPa), pressão parcial do vapor d'água atmosférico - ea (kPa), água precipitável – W (mm) e transmissividade atmosférica da radiação solar- τ_{sw} (-)	75
Tabela 12 - Valores do Erro Absoluto – EA (W m ⁻²), Erro Relativo – ER (%) e Erro Médio Relativo – EMR (%) em relação ao Rn medido na bacia do rio Tapacurá – PE	77
Tabela 13 - Datas das imagens, valores do NDVI (-), SAVI (-), IAF (-), emissividade de cada pixel por Liang – ϵ_{Liang} , emissividade de cada pixel pelo SAVI e IAF - ϵ_{SAVI_IAF} (-), Temperatura da superfície – Ts (°C) e Saldo de radiação instantâneo – Rn (W m ⁻²) na localização específica da estação meteorológica experimental.....	78
Tabela 14 - Data das imagens e valores do Erro Absoluto – EA (W m ⁻²) e Erro Relativo – ER (%), entre o fluxo de calor no solo pelo SEBAL – G (W m ⁻²) e o fluxo de calor no solo medido no fluxímetro – Gmedido_sensor (W m ⁻²).....	84
Tabela 15 - Valores do fluxo de calor sensível instantâneo – H (W m ⁻²) pelo SEBAL na localização da estação meteorológica experimental na bacia do rio Tapacurá – PE.....	90
Tabela 16 - Valores do saldo de radiação instantâneo – Rn (W m ⁻²) obtido com produtos MODIS, fluxo de calor latente – LE_SEBAL (W m ⁻²) e percentual do LE em relação ao Rn na localização da estação meteorológica experimental na bacia do rio Tapacurá – PE.....	94
Tabela 17 - Valores de R_{TOA_24h} (MJ m ⁻²); $R_{OC,24h_medida}$ (MJ m ⁻²); τ_{sw24h} (-); Rn24h_SEBAL (MJ m ⁻²); Rn24h_medido (MJ m ⁻²) e valores do erro relativo – ER (%) entre os saldos de radiação na localização da estação meteorológica experimental na bacia do rio Tapacurá – PE	96

Tabela 18 - Valores da evapotranspiração real pelo método Balanço de Energia pela razão de Bowen – ET_BERB (mm dia ⁻¹) na bacia do rio Tapacurá – PE.....	104
Tabela 19 - Valores da evapotranspiração real pelo SEBAL– ET_SEBAL (mm 30min ⁻¹), evapotranspiração real pela razão de Bowen– ET_BERB (mm 30min ⁻¹), Erro Relativo – ER e Erro Absoluto – EA (mm 30min ⁻¹) na localização da estação meteorológica experimental.....	108
Tabela 20 - Erro Relativo - ER (%), Erro absoluto - EA (mm dia ⁻¹) e Erro Relativo Médio – ERM (%) entre a evapotranspiração SEBAL – ET_SEBAL em cada pixel adjacente e pela razão de Bowen – ET_BERB da bacia do rio Tapacurá – PE	111
Tabela 21 - Valores da evapotranspiração real pelo SEBAL – ET_SEBAL (mm dia ⁻¹), evapotranspiração real pela razão de Bowen – ET_RB (mm dia ⁻¹), Erro Relativo – ER (%), Erro Absoluto - EA (mm dia ⁻¹), na localização da estação meteorológica experimental.....	113

LISTA DE SÍMBOLOS

BOC	Balanço de Onda Curta
$R_{OC,INC}$	Radiação de onda curta incidente ($W m^{-2}$)
α	Albedo da superfície (%)
BOL	Balanço de Onda Longa
$R_{OL,ATM}$	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície ($W m^{-2}$)
$R_{OL,EMI}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície ($W m^{-2}$)
ε_0	Emissividade de cada pixel (-)
T_a	Temperatura do ar ($^{\circ}C$)
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$)
Rn	Saldo da radiação ($W m^{-2}$)
G	Fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$)
H	Fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$)
LE	Fluxo de calor latente ($W m^{-2}$)
H'	Fluxo de calor sensível associado à advecção de massa ($W m^{-2}$)
LE'	Fluxo de calor latente associado à advecção de vapor de água ($W m^{-2}$)
ΔF	Variação do armazenamento de energia, decorrente da atividade fotossintética da vegetação ($W m^{-2}$)
ΔHLE	Variação do armazenamento de calor, sensível e latente, observado no interior do volume de controle ($W m^{-2}$)
τ	Transporte de momentum
ρ	Densidade do ar ($kg m^{-3}$)
BERB	Balanço de energia pela razão de Bowen
u^*	Velocidade de fricção ($m s^{-1}$)
RnA	Saldo de radiação Allen ($W m^{-2}$)
RnZ	Saldo de radiação Zillman ($W m^{-2}$)
RnE	Saldo de radiação com medições locais de radiação solar ($W m^{-2}$)
S	Constante solar ($1.367 W m^{-2}$)
Z	Ângulo zenital solar (graus) obtido no produto MOD09GA
d^2	Quadrado da distância relativa Terra-Sol
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar

DSA	Dia sequencial do ano
K_t	Coeficiente de turbidez da atmosfera
P	Pressão atmosférica (kPa)
W	Água precipitável (mm)
Ta	Temperatura do ar (K),
h	Altitude da área de estudo (m)
e_a	Pressão atual de vapor de água (kPa)
UR	Umidade relativa do ar (%)
e_s	Pressão de saturação à temperatura do ar (kPa)
T_s	Temperatura da superfície obtida no produto MOD11A1 (K)
ε_0	Emissividade de cada pixel (-) obtida em função das emissividades superficiais das bandas 31 e 32 obtida do produto MOD11A1
ρ_i	Refletâncias monocromáticas relativas a cada uma das sete bandas espectrais do MODIS
β	Coeficiente de ajuste a ser obtido localmente
IAF	Índice de área foliar ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$)
SAVI	Índice de vegetação ajustado aos efeitos do solo (-)
NDVI	Índice de vegetação da diferença normalizada (-)
c_p	Calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível
dT	Gradiente de temperatura ($^{\circ}\text{C}$)
$z_{om_estação}$	Coeficiente de rugosidade local (m)
h	Altura média da vegetação (m)
$u_{*_estação}$	Velocidade de fricção (m s^{-1})
u_x	Velocidade do vento (m s^{-1}) na altura z_x (2,0 m, corresponde a altura do sensor instalado na estação meteorológica experimental no local da pesquisa)
Z_{om}	Coeficiente de rugosidade ao transporte de momentum (m)
$u_{*_inicial}$	Velocidade de fricção inicial (m s^{-1}),
$r_{ah_inicial}$	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível (m s^{-1})
z_1 e z_2	Níveis acima do dossel da vegetação, respectivamente, a 0,1 m e 2,0 m

“a” e “b”	Coeficientes obtidos com base nas componentes do balanço de energia dos pixels âncoras (frio e quente)
LE_{frio}	Fluxo de calor latente do pixel frio (W m^{-2})
H_{quente}	Fluxo de calor sensível (W m^{-2})
$T_{s_pixel_quente}$	Temperatura da superfície no pixel quente
$T_{s_pixel_frio}$	Temperatura da superfície no pixel frio ($^{\circ}\text{C}$)
L	Comprimento de Monin-Obukhov
$\Psi_{m(200m)}$	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de momentum na altura de 200 m
$\Psi_{h(2m)}$	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 2 m
$\Psi_{h(0,1m)}$	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 0,1 m
LE_{24h}	Fluxo de calor latente diário (W m^{-2})
FE_{24h}	Fração evaporativa diária (-)
Rn_{24h}	Saldo de radiação diário (W m^{-2})
τ_{24h}	Transmissividade atmosférica média diária
R_{TOA_24h}	Radiação solar diária incidente no topo da atmosfera (W m^{-2})
δ	Declinação do Sol (rad)
ω_s	Ângulo horário do nascer do Sol (rad)
φ	Latitude (rad)
δ	Declividade do Sol (rad)
γ	Constante psicrométrica ($0,066 \text{ kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)
ΔT	Diferença de temperatura do ar entre dois níveis ($^{\circ}\text{C}$)
Δe	Diferença da pressão de vapor entre dois níveis (kPa)
E_{To}	Evapotranspiração de referência por Penman-Monteith (mm dia^{-1})
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor na saturação ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)
γ	Constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)
T_{med}	Temperatura média diária calculada pelas temperaturas do ar máxima e mínima
U_2	Velocidade do vento a 2 metros de altura (m s^{-1})

ET_SEBAL	Evapotranspiração real estimada pelo SEBAL utilizando-se imagens do sensor MODIS (mm dia^{-1})
ET_BERB	Evapotranspiração real observada pelo método Balanço de Energia - Razão de Bowen (mm dia^{-1})
EA	Erro absoluto (mm dia^{-1})
EMA	Erro Médio Absoluto (mm dia^{-1})
ER	Erro Médio Relativo (%)
EMR	Erro Médio Relativo (%)
REQM	Erro Quadrático Médio (mm dia^{-1}).
X_{est}	Saldo de radiação ou evapotranspiração real pelo SEBAL
X_{obs}	Saldo de radiação medido ou evapotranspiração real pelo método Balanço de Energia pela Razão de Bowen
N	Número de pares das variáveis

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit-A
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer
ANA	Agência Nacional de Águas
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
ESE	Earth Science Enterprises
EOS	Earth Observing System
HBS	Humidity Sounder for Brazil
Landsat	Land Remote Sensing Satellite
LWIR	Long Wave Infrared
MISR	Multi-angle Imaging Spectroradiometer
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MOPITT	Measurements of Pollution in the Troposphere
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NIR	Near Infrared
ONU	Organização das Nações Unidas
PCD	Plataforma de Coleta de Dados
REHISA	Rede de Hidrologia do Semiárido
SMS1	Synchronous Meteorological Satellite 1
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SR	Sensoriamento Remoto
SWIR/MWIR	Short/Medium Wave Infrared
VIS	Visible
IPA	Empresa Pernambucana de Pesquisa Agropecuária

1. INTRODUÇÃO

1.1. Justificativa

O desenvolvimento social e econômico de uma região está diretamente relacionado à disponibilidade dos seus recursos hídricos, fato este que impõe um cuidadoso planejamento de seus múltiplos usos, de forma que a relação disponibilidade *versus* demanda seja equacionada para suprir sua população. Para que este planejamento seja implementado em ações de gestão, os impactos decorrentes das alterações do uso do solo exigem o monitoramento das componentes do ciclo hidrológico na unidade territorial básica, denominada bacia hidrográfica.

O Relatório de Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil (ANA, 2011) objetiva, através de uma visão atualizada, avaliar, essencialmente, as modificações verificadas no estado dos recursos hídricos, a ocorrência de eventos hidrológicos extremos, as condições de qualidade das águas superficiais e demais fatos relevantes em relação aos usos dos recursos hídricos, além da evolução dos instrumentos de gestão. Ao observar o comportamento dos recursos hídricos em escala global, constatou-se que o Brasil apresenta uma situação confortável, pois a disponibilidade hídrica *per capita*, determinada a partir de valores totalizados para o país, indica uma situação satisfatória, quando comparada aos valores dos demais países, segundo dados da Organização das Nações Unidas (ONU). Entretanto, apesar desse aparente conforto, existe uma distribuição espacial desigual dos recursos hídricos no território brasileiro. Cerca de 80% dos recursos hídricos brasileiros estão concentrados na Região Hidrográfica Amazônica, onde se encontra o menor contingente populacional do país, além de valores reduzidos de demandas consuntivas. Já na região Nordeste, os baixos índices de precipitação e a acentuada irregularidade de sua ocorrência, contribuem para reduzir a disponibilidade hídrica à sua população.

Dentre as diferentes componentes do ciclo hidrológico (precipitação, interceptação, infiltração, escoamento superficial, escoamento subterrâneo e evapotranspiração) a que apresenta maior dificuldade de monitoramento é a evapotranspiração (ET). Efetivamente, a irrigação é um dos múltiplos usos da água que apresenta maior demanda do recurso hídrico, superando os usos industriais, atividades recreativas e necessidades humanas, animais e domésticas. Com esta afirmativa, Bezerra *et al.* (2010) comentaram que estudos da evapotranspiração auxiliam e possibilitam as corretas práticas de irrigação, pois tais

estudos definem o momento de se efetuar as irrigações e a quantidade de água que deverá ser aplicada na área vegetada.

A evapotranspiração é uma função complexa das propriedades do solo, condições atmosféricas, uso do solo, vegetação e topografia, sendo influenciada por estes parâmetros no espaço e no tempo (COMPAORÉ *et al.*, 2008). Mediante esta afirmativa, a sua medição ou estimativa não é de fácil implementação, principalmente, em escala regional.

Inúmeras são as metodologias destinadas ao cômputo da evapotranspiração. Tais metodologias variam de equações empíricas, apoiadas em variáveis meteorológicas, técnicas de medições diretas usando os lisímetros, medições do balanço de energia baseadas nas técnicas da razão de Bowen, perfil aerodinâmico e correlação de turbilhões.

A determinação da evapotranspiração real por meio da combinação de Balanço de Energia e Razão de Bowen – BERB tem sido largamente utilizada. Esta metodologia baseia-se na razão entre os fluxos de calor sensível e latente ($\beta = H/LE$) que foi proposta por Bowen (1926) com pesquisas sobre balanço de energia em oceano. As principais vantagens do método da razão de Bowen são: (1) medições simples e diretas; (2) a hipótese de não serem necessárias informações a respeito das características aerodinâmicas da superfície de interesse; (3) poder estimar os fluxos em escala variada de tempo além de fornecer medições contínuas (TODD *et al.*, 2000) e; (4) os custos com equipamentos são bem mais baixos em comparação com os da correção de vórtices turbulentos.

Além das dificuldades técnicas e financeiras para a determinação experimental da evapotranspiração real, ainda existe um grande entrave: os resultados são limitados a uma determinada área com cobertura específica e homogênea. Métodos micrometeorológicos podem apenas fornecer medidas representativas de um tipo particular de cobertura vegetal quando existe uma extensa e uniforme área, bem como quando são também obedecidas determinadas condições de bordadura (AYENNEW, 2003; SÁNCHEZ *et al.*, 2008; SCOTT *et al.*, 2000).

Portanto, torna-se necessário procurar um caminho mais simples e viável, tanto do ponto de vista prático quanto do econômico, para estimar a evapotranspiração real em grandes áreas, ou seja, na escala regional. Neste contexto, o sensoriamento remoto é de grande utilidade, pois com qualidade e agilidade é a maneira mais efetiva e econômica para coletar dados necessários para monitorar e modelar fenômenos da natureza. O sensoriamento remoto aplicado à agricultura oferece diversas vantagens, pois possibilita a geração de séries temporais das cenas estudadas, possui cobertura espacial muito ampla e

as informações obtidas podem ser espacializadas e, em geral, revelam aspectos importantes para o planejamento agrícola das áreas irrigadas (BASTIAANSEN, 2000; SILVA, 2007).

A evapotranspiração real regional vem sendo determinada nos últimos anos por algoritmos que, por meio de imagens de satélites, convertem medidas instantâneas em totais diários. Um forte exemplo é o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), onde os fluxos são estimados por meio de imagens de satélite e poucos dados de superfície, proporcionando avaliar os componentes do balanço de energia à superfície, o que o torna uma metodologia muito aplicada em todo o mundo.

A bacia hidrográfica do rio Tapacurá tem fator preponderante na gestão dos recursos hídricos e naturais do estado de Pernambuco, principalmente para a Região Metropolitana do Recife. Tal afirmativa decorre da construção da barragem do rio Tapacurá em meados da década de 70 e caracterizada por: (1) gerar mais de 25% da água consumida na Região Metropolitana do Recife; (2) envolver uma significativa quantidade de municípios (Vitória de Santo Antão, Pombos, São Lourenço da Mata, Gravatá, Moreno e Chã Grande); (3) pertencer à Rede de Hidrologia do Semiárido - REHISA; (4) apresentar multiplicidade de conflitos de uso da água, tais como o abastecimento público, irrigação, uso industrial e outros; e (5) possibilitar o controle de inundações por meio da barragem em períodos extremos de precipitação.

Nos estudos da evapotranspiração por sensoriamento remoto, o satélite comumente utilizado é da série *Land Remote Sensing Satellite (Landsat)*, por apresentar resolução espacial de 30 m e banda termal. Entretanto, este satélite apresenta resolução temporal de 16 dias, disponibilizando duas imagens por mês. Outro aspecto de grande relevância é que a bacia hidrográfica do rio Tapacurá localiza-se em área de transição entre a Zona da Mata e o Semiárido, ainda muito próxima ao oceano Atlântico e com alta presença de nebulosidade, o que dificulta as aplicações baseadas em imagens orbitais. Desta forma, a resolução temporal se torna muito importante quando se pretende determinar a ET com base em imagens orbitais.

1.2. Hipótese da pesquisa

A hipótese que norteia a pesquisa é que seja possível determinar a evapotranspiração real diária na bacia do rio Tapacurá, não obstante a alta presença de nuvens nesta importante bacia hidrográfica do estado de Pernambuco, por meio de imagens MODIS.

1.3. Objetivos

Esta Tese de Doutorado tem por objetivo geral avaliar se há condições de se determinar a evapotranspiração real - ET na bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE por meio do algoritmo SEBAL e imagens MODIS.

Neste contexto, os objetivos específicos deste estudo são:

- Estimar o saldo de radiação - R_n por meio de imagens de alta resolução temporal e moderada resolução espacial e compará-lo com o R_n medido na estação meteorológica experimental instalada na área de estudo;
- Estimar os fluxos de calor no solo, sensível, latente e a evapotranspiração real em escala regional diária pelo algoritmo SEBAL;
- Avaliar os erros e dificuldades inerentes ao cálculo da ET, tendo por referência os dados da campanha experimental realizada na bacia no período de janeiro de 2010 a agosto de 2011 com a aplicação da técnica de Razão de Bowen.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Recursos Hídricos

Os processos hidrológicos na bacia hidrográfica possuem duas direções predominantes: vertical e horizontal. A primeira é representada pelos processos de precipitação, evapotranspiração, umidade e fluxo no solo, enquanto que a segunda pelo escoamento na direção dos gradientes da superfície (escoamento superficial e rios) e do subsolo (escoamento subterrâneo). O balanço de volumes na bacia depende inicialmente dos processos verticais e nesse sentido a vegetação desempenha um papel fundamental no balanço de energia e no fluxo de volumes de água (TUCCI, 2003).

O ciclo hidrológico representa a dinâmica dos fluxos nas direções vertical e horizontal, com a característica que lhe é totalmente peculiar: o comportamento aleatório da natureza. Tal comportamento de aleatoriedade define e altera as configurações do meio ambiente, exigindo assim medidas racionais para que cada etapa não cause tantos transtornos na vida humana, animal e vegetal. A eficiência no manejo dos recursos hídricos compõe uma das principais ações na busca do desenvolvimento para cada país. Tais ações devem ser implementadas de forma que a produção alimentar possa suprir a demanda populacional e, concomitantemente, tornar o meio ambiente sustentável.

Em 1997 concretizou-se a decisão do Brasil de enfrentar, com um instrumento inovador e moderno (Lei Federal 9.433/97), o desafio de equacionar a demanda crescente de água mediante o crescimento urbano, industrial e agrícola, potenciais conflitos gerados pelo binômio disponibilidade-demanda e o preocupante avanço da degradação ambiental de nossos rios e lagos. Com a lei sancionada em 8 de janeiro de 1997, ficou definida a Política Nacional de Recursos Hídricos e criou-se o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. Desde então, o país dispõe de um instrumento legal para garantir às gerações futuras a disponibilidade de água em condições adequadas. Neste ínterim, a água é conceituada como um bem de domínio público, dotado de valor econômico, sendo seus usos prioritários o abastecimento humano e a dessedentação de animais cuja gestão tem como unidade territorial a bacia hidrográfica (ANA, 2002).

No estudo realizado pela ANA (2006) intitulado Atlas Nordeste, objetivou-se: (1) diagnosticar a situação da oferta de água bruta; (2) identificar eventuais conflitos pelo uso da água para abastecimento urbano e outras demandas; (3) identificar e propor alternativas técnicas com garantia hídrica para atender às atuais e futuras demandas populacionais; (4) subsidiar o processo decisório para a aplicação de recursos na área de abrangência e; (5)

observar a sustentabilidade hídrica e operacional das obras identificadas. Na efetivação deste estudo, as variáveis selecionadas no trabalho adicionaram à precipitação, tradicional indicador adotado para delimitação de áreas críticas e medida de entrada de água, novas dimensões geoclimáticas que melhor traduzem a dinâmica da água, como: (1) capacidade de armazenamento no solo, um indicador de permanência da água; (2) a presença de cursos de água perenes, indicador do trânsito da água; e (3) a evapotranspiração potencial, indicador de perdas. Apesar do foco no abastecimento humano, analisaram-se dois cenários, tendencial e otimista e observaram que, além das demandas para o abastecimento humano e rural, foram estimadas as demandas de água para dessedentação animal, uso industrial e irrigação. Para esta última demanda, observou-se ser a irrigação a mais significativa (55 a 60%), seguida das demandas para abastecimento humano urbano (27 a 32%), indústria (7 a 8%) e dessedentação animal (4 a 5%).

A eficácia no uso dos recursos hídricos é de grande relevância social e ambiental e, quando na ineficiência extrema, pode comprometer a sustentabilidade da sociedade e da conservação ambiental. Tais usos são considerados consuntivos e não-consuntivos. O primeiro termo, consuntivo, é considerado quando parte da água captada é consumida no processo produtivo, não retornando ao curso de água (i.e. irrigação, saneamento, abastecimento público e diluição de efluentes). Já o não-consuntivo em contradição ao primeiro, a água não sofre alteração quantitativa (i.e. setores de energia e transporte) (ANA, 2011).

De fato, as medidas de gestão dos recursos hídricos exigem um fundamental suporte, ou seja, exigem uma série de monitoramento quantitativo dos componentes do ciclo hidrológico, dentre os quais se destaca a evapotranspiração. Neste contexto, o conhecimento da evapotranspiração real - ET das culturas e da vegetação em geral é fundamental à gestão de bacias hidrográficas, para a modelagem climática e hidrológica, definindo, por exemplo, a programação da quantidade e da frequência da irrigação de forma que a produção agrícola sustentável seja alcançada.

2.2. Evapotranspiração

A evapotranspiração - ET compreende a perda de água da superfície do solo ou da água livre (evaporação) e a perda de água pela vegetação controlada pela abertura dos estômatos (transpiração). Como o processo evapotranspirativo ocorre na interface do solo, planta e atmosfera, um complexo conjunto de fatores hidrometeorológicos, mediante a aleatoriedade da natureza, atua num movimento interligado e contínuo. Tais fatores (i.e.

precipitação, radiação, temperatura, umidade do ar, vento, entre outros) apresentam uma relação de reciprocidade muito significativa, impossibilitando uma análise de importância individualizada e sim uma visão de conjunto.

Uma parcela inicial da precipitação é retida pela vegetação; assim quanto maior for a superfície de folhagem, maior a área de retenção da água durante a precipitação. Esse volume de água retido é evaporado assim que houver capacidade potencial de evaporação. Quando esse volume, retido pelas plantas, é totalmente evaporado, as plantas passam a perder umidade para o ambiente através da transpiração. A planta retira essa umidade do solo através de suas raízes (TUCCI, 2003).

Informações quantitativas da evapotranspiração, que se constitui em importante componente do ciclo hidrológico, são utilizadas na resolução de numerosos problemas que envolvem o manejo da água. Tanto no planejamento de áreas agrícolas de sequeiro ou irrigadas, a previsão de cheias ou a construção e operação de reservatórios, requerem dados confiáveis de evaporação e/ou evapotranspiração. Entretanto, essas informações obtidas por medidas diretas de diferentes locais e condições meteorológicas distintas, não existem em quantidade suficiente. Assim, estimativas baseadas em princípios físicos e principalmente em equações empíricas são utilizadas como alternativas para suprir esta carência (PAIVA *et al.*, 2010). Outro aspecto importante (FERNANDES *et al.*, 2012) é que o manejo da água e a produtividade das culturas podem ser melhorados em função da confiabilidade dos métodos utilizados para estimar a evapotranspiração das culturas.

Várias são as equações, métodos e modelos desenvolvidos para estimar a evapotranspiração, que por seu caráter empírico tem precisão variável. Alguns métodos a subestimam enquanto outros a superestimam, de modo que, calibrações e validações dos métodos são necessárias para se atingir uma estimativa da evapotranspiração com uma maior confiabilidade (MEIRELES, 2007). A estas limitações, adicione-se o fato de que os métodos e equações empregados tratam de estimativas em escala local.

De uma maneira geral, quanto maior a disponibilidade de energia solar, de temperatura do ar e de velocidade do vento e quanto menor a umidade relativa do ar, maior deverá ser a demanda evaporativa da atmosfera, ocasionando aumento na taxa de evapotranspiração, quando a umidade do solo não for fator restritivo (SILVA *et al.*, 2005b).

No tocante às áreas irrigadas, Silva *et al.* (2005b) e Machado *et al.* (2010) argumentam que pela ausência de procedimentos corretos para melhor controle da irrigação e mediante o desconhecimento das reais necessidades hídricas da vegetação, o

agricultor comete enganos no quantitativo e frequência do volume irrigado, acarretando em desperdício de energia, de água e comprometimento do nível e da qualidade da água subterrânea. Opostamente às áreas irrigadas, estudos quantitativos de evapotranspiração em agricultura de sequeiro também são importantes (LIMA *et al.*, 2005b), pois possibilitam estratégias de manejo em função das condições climáticas e hídricas do solo.

Moura (2009) comenta que grande parte dos trabalhos encontrados na literatura sobre a evapotranspiração se concentra na tentativa de encontrar um método que melhor se ajuste a determinadas condições climáticas e disponibilidade de dados. Através de diversas metodologias, pesquisadores buscam calibrar e validar métodos, sejam eles diretos ou indiretos.

Inúmeros são os métodos de estimativa da evapotranspiração e cada método apresenta pontos positivos (vantagens) e negativos (desvantagens). O objetivo da aplicação, a acurácia necessária, as condições da localização física de experimentos e os custos envolvidos, definem qual a melhor metodologia a ser utilizada.

Dentre os métodos indiretos destacam-se várias equações contidas na literatura sobre o tema. Entretanto, são equações desenvolvidas para cada área com características que lhe são peculiares. Mesmo assim, a utilização de métodos indiretos proporciona resultados satisfatórios (ALVES SOBRINHO *et al.*, 2011), além de minimizar custo e tempo, quando comparados com os métodos diretos. Dentre os métodos indiretos atualmente mais utilizados destacam-se os de Blanney-Criddle, Radiação Solar, Hargreaves & Samani, Thornthwaite e Penman-Monteith (OLIVEIRA *et al.*, 2008; MOURA, 2009; FERNANDES *et al.*, 2012).

A equação de Penman-Monteith versa em uma formulação das mais consistentes à determinação da evapotranspiração real das culturas por contemplar os termos energético e aerodinâmico. A mesma tem sido utilizada para o cálculo da evapotranspiração de referência (ET_o), que considera uma superfície de referência do tipo hipotética com uma altura de 0,12 m, resistência da cultura de 70 s m⁻¹ e albedo igual a 0,23, que se assemelha a uma superfície de grama verde (ALLEN *et al.*, 1998). Esse método foi padronizado em virtude da apresentação de estimativas confiáveis da ET_o para grama e alfafa, com valores próximos aos medidos com lisímetros (ALLEN, 2000).

No estudo de análise de sensibilidade da equação de Penman-Monteith, Silva *et al.* (2011b) constataram que na área em estudo, município de Capim – Paraíba, a variável mais sensível na determinação da ET_o foi o saldo de radiação, seguida da umidade relativa, velocidade do vento a 2 m de altura e a temperatura média do ar. Outra metodologia

utilizada para estimativa da ETo, foi a elaboração de Rede Neural Artificial (RNA) por Alves Sobrinho *et al.* (2011), em função de dados diários de temperaturas do ar, tendo como referência a ETo diária obtida pelo método de Penman - Monteith. Os resultados foram satisfatórios quando comparados com os métodos de Blaney - Criddle e Hargreaves. Os autores concluíram que a RNA poder ser considerada como parte integrante do conjunto de métodos indiretos para estimativa da evapotranspiração.

Os estudos concentrados em metodologias diretas têm se restringido a instituições de pesquisas com a finalidade de calibração dos métodos indiretos. Dentre os métodos diretos dois têm destaque que são os lisímetros e o balanço hídrico do solo.

Na bacia experimental do riacho Gameleira, uma sub-bacia do rio Tapacurá, Oliveira *et al.* (2008) construíram e calibraram um lisímetro de pesagem hidráulica com pistão de mercúrio e compararam os resultados, nas escalas diária e pentada, com nove métodos indiretos, quer sejam: Tanque Classe A, Camargo, Makkink, Radiação Solar, Jensen-Haise, Hargreaves-Samani, Blaney-Criddle, Penman e Penman-Monteith. Os autores obtiveram como melhor ajuste o método da Radiação Solar quando compararam os métodos com a equação de Penman-Monteith. Na mesma área de estudo, Moura (2009) construiu e calibrou um lisímetro de drenagem que apresentou sensibilidade aos períodos chuvosos, bem como aos dias em que a redistribuição interna da umidade do solo foi relevante. Evidenciou-se também a grande relevância da redistribuição da umidade no interior do lisímetro, demonstrando que após períodos chuvosos a evapotranspiração passa a ser influenciada principalmente pela umidade do solo.

Os dispositivos hidrometeorológicos utilizados para o monitoramento dos recursos hídricos, usualmente em regiões de difícil acesso e com necessidades de coletas de dados frequentes (semanais e/ou quinzenais) por longos períodos de tempo, exigem altos investimentos de recursos econômicos que muitas vezes não estão disponíveis (OLIVEIRA *et al.*, 2011). Neste contexto, a comunidade científica busca desenvolver novas tecnologias, como sensoriamento remoto, para implantação de pesquisas na obtenção de resultados eficazes e práticos com cobertura em áreas heterogêneas e de grandes dimensões.

A técnica do sensoriamento remoto vem oferecer um potencial para estimativa da ET sobre grandes áreas e regiões em que não existe uma densa rede de estações de dados meteorológicos básicos que subsidiam os inúmeros métodos de cálculos, resultando em alternativa para o monitoramento da ET com boa variabilidade espacial e temporal.

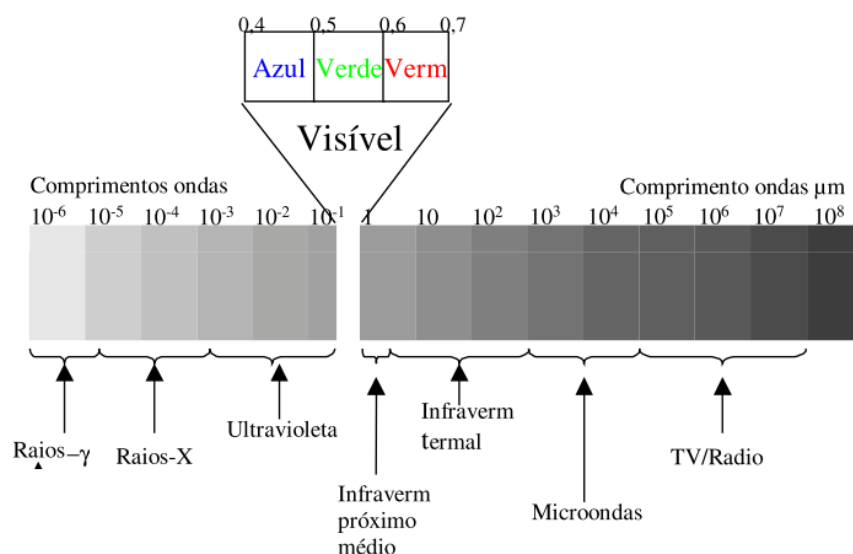
2.3. Sensoriamento Remoto

Sensoriamento Remoto (SR) compreende a utilização conjunta de sensores, equipamentos para processamento de dados e equipamentos de transmissão de dados colocados a bordo de aeronaves, espaçonaves, ou outras plataformas, com o objetivo de estudar eventos, fenômenos e processos que ocorrem na superfície do planeta Terra a partir do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnética e as substâncias que o compõem em suas mais diversas manifestações (NOVO, 2008).

A sequência histórica do sensoriamento remoto inicia-se em meados de 300 a.C. com o pensamento de um filósofo grego chamado Aristóteles idealizando uma máquina fotográfica em um experimento chamado “câmara obscura”. Após esta idealização, várias pesquisas foram desenvolvidas entre os séculos XIII e XIV, até que em 1859 alguém a bordo de um balão fotografou a superfície terrestre de uma vila perto de Paris – França. Entre a primeira e a segunda Guerra Mundial, as técnicas de fotografias aéreas foram aplicadas para levantamento de recursos naturais (formações geológicas, florestas, solos, agricultura e mapas cartográficos). Em 4 de outubro de 1957 foi lançado o primeiro satélite pelos Russos e em 1º de outubro de 1958 foi criada a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA/EUA), alavancando as tecnologias aeroespaciais e de satélites. Em 13 de outubro de 1959, com o lançamento do *Explorer 7*, foram produzidos os primeiros mapas globais de radiação solar refletida e da radiação de infravermelha emitida. A primeira imagem que mostra o globo terrestre e os sistemas de circulação atmosférica foi produzida pelo satélite TIROS 1 em 1960. Em 1974 foi lançado o primeiro satélite geoestacionário, *Synchronous Meteorological Satellite 1* (SMS1), recebendo e transmitindo dados das estações meteorológicas terrestres tipo Plataforma de Coleta de Dados (PCD). Desde 1972 foram lançados satélites de monitoramento de recursos ambientais, tais como os da série *Land Remote Sensing Satellite* (Landsat) e *Satellite Pour l'Observation de la Terre* (SPOT). A partir de 1986 foram lançados outros satélites entre eles o TERRA e o AQUA (FLORENZANO, 2007; NOVO, 2008).

A energia eletromagnética é o meio pelo qual as informações são transmitidas de um objeto ao sensor com a velocidade da luz ($300.000 \text{ km s}^{-1}$ no vácuo), podendo ser transferida diretamente da fonte por meio do espaço livre (janela atmosférica) ou indiretamente pela energia refletida ou emitida ao sensor nas condições de não vácuo. O espectro eletromagnético (Figura 1) representa a distribuição da radiação eletromagnética por regiões segundo o comprimento de onda ou frequência.

Figura 1 - Espectro eletromagnético

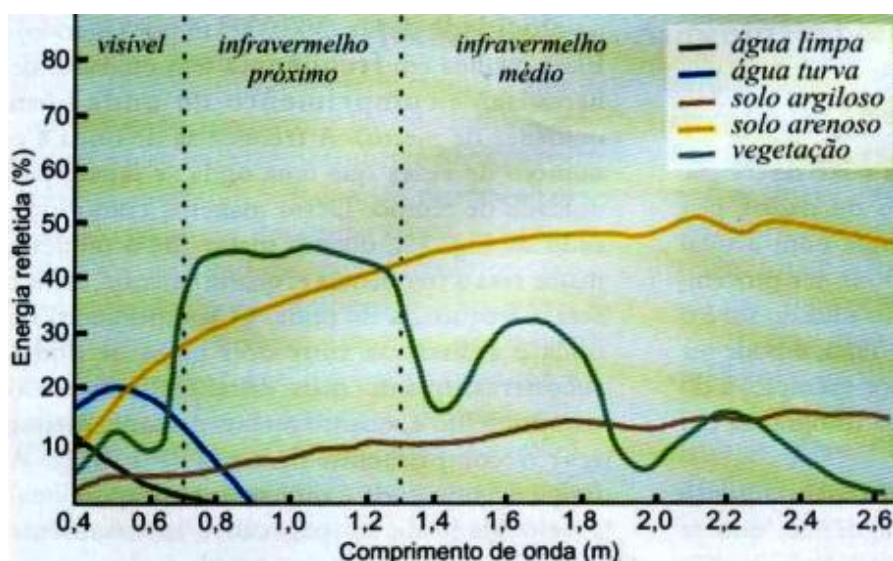


Fonte: Figueiredo, 2005

A radiação solar com comprimento de onda menor que $0,3 \mu\text{m}$ (raios gama, raios X e ultravioleta) é quase que totalmente absorvida pelo ozônio estratosférico, cuja utilização pelo SR abrange estudos de laboratório ou em condições sem interferência da atmosfera. Já a radiação com comprimento de onda maior que $0,3 \mu\text{m}$ pode penetrar na atmosfera e chegar à superfície terrestre, somente quando a atmosfera seleciona e disponibiliza algumas faixas que podem ser detectadas pelos sensores dos satélites denominadas janelas atmosféricas, que caracterizam-se por alcançarem o espectro eletromagnético nas faixas de ultravioleta e visível ($0,30$ a $0,75 \mu\text{m}$), infravermelha próxima ($0,77$ a $0,91 \mu\text{m}$), infravermelha termal (8 a $9,2 \mu\text{m}$ e 10 a $12,4 \mu\text{m}$) e, micro-ondas ($7,5$ a $11,5 \text{ mm}$ e $> 20 \text{ mm}$). A presença de nuvens aumenta a opacidade atmosférica por causa da absorção e do espalhamento pelas gotículas de água e/ou cristais de gelo. Isto limita a capacidade de observações via SR nas faixas de visível e infravermelho. Entretanto, nas faixas de micro-ondas e rádio, a nuvem é praticamente transparente (LIU, 2006).

O objeto existente na superfície terrestre se mostra por meio de uma energia que lhe é peculiar pertencente ao espectro eletromagnético, podendo ser captado e identificado pelo sensor do satélite. Esta energia peculiar é representada em uma curva singular no espectro eletromagnético denominada de assinatura espectral (Figura 2). Conforme cada faixa espectral de cada objeto, a representação do mesmo nas imagens vai variar do branco (quando refletem muita energia) ao preto (quando refletem pouca energia).

Figura 2 - Curva espectral da vegetação, água e solo



Fonte: Florenzano, 2007

Em SR a feição terrestre é registrada conforme a capacidade de interpretação do sensor que é caracterizado por suas resoluções, quais sejam: (1) resolução espectral, que é a capacidade que o sensor tem de medir a refletância de uma determinada faixa de comprimento da onda eletromagnética, ou seja, é a habilidade do sensor de separar objetos espectralmente semelhantes; (2) resolução espacial ou geométrica, representando a menor área da superfície terrestre que o sensor é capaz de individualizar; (3) resolução radiométrica que corresponde à radiação eletromagnética refletida e/ou emitida pelos alvos da superfície terrestre, permitindo diferenciação de um alvo do outro com associação ao número de dígitos binários (bits) necessários para armazenar o valor máximo de cada pixel possibilitando uma melhor separação de detalhes da superfície; (4) resolução temporal que é a frequência que um sensor imageia uma determinada área, denominada também de periodicidade ou repetitividade (FLORENZANO, 2007; SOUZA *et al.*, 2007).

Liu (2006) cita que o avanço rápido das tecnologias de sistema e sensores de satélites torna as resoluções espaciais e espectrais cada vez mais refinadas. Com as tecnologias atuais, os satélites militares e comerciais já possuem sensores hiperespectrais de alta resolução espectral, tal como o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) e os sensores de alta resolução espacial, tais como os sensores a bordo do satélite QuickBird II com resolução espacial de 61 cm e do satélite IKONOS de 1 m.

Souza *et al.* (2007), em pesquisas com técnicas de SR como subsídio aos estudos de levantamentos de florestas implantadas no Brasil, ressaltaram que as imagens digitais são

utilizadas neste tipo de estudo e que deve-se observar o tipo do sensor, localização da cena de cobertura da área, sua qualidade quanto à porcentagem de nuvens, datas disponíveis e época do ano.

O SR permite que pelo processamento digital das imagens seja possível extrair informações de uso e ocupação do solo pela análise *pixel a pixel*, de forma que cada um seja identificado e rotulado. Destaca-se, ainda, em Neves *et al.* (2007) que o processamento digital de imagens faz com que as informações radiométricas sejam mais facilmente discrimináveis pelo analista, consequentemente, facilita a extração de informações da imagem sobre os fenômenos ou outros objetos do mundo real, originando as cartas temáticas com variações espacial e temporal.

De maneira mais específica, Mendes & Cirilo (2001) comentaram que o SR possibilita a geração de significativa massa de dados com tal avanço tecnológico que permite: (1) aquisição de dados espacializados em lugar de observações pontuais; (2) obtenção de dados sobre o estado da superfície terrestre em grandes extensões e (3) agilização e maior precisão em levantamentos de campo. Em estudos mais recentes, como os de Bezerra *et al.* (2011) e Giongo *et al.* (2010), destaca-se que o sensoriamento remoto orbital torna-se cada vez mais importante no monitoramento de fenômenos meteorológicos e ambientais, pois proporciona melhor avaliação, manejo, rapidez, moderado custo, gerenciamento e gestão dos recursos naturais, como água, solo e vegetação.

Bastiaanssen (2000) ressalta que o planejamento de áreas agrícolas irrigadas encontra no SR um rico subsídio, pois proporciona estudo em áreas com vastas dimensões e consideráveis quantidades de séries temporais, de forma que, o planejamento seja baseado em uma vasta gama de informações.

Cunha *et al.* (2011) comentam que as variabilidades das feições e da topografia da superfície terrestre afeta a análise quantitativa de evapotranspiração. Áreas que apresentam maior exposição ao vento e incidência solar, mantendo-se nas mesmas condições de cobertura do solo e atmosféricas, teriam maiores taxas evapotranspirativas do que outras que estão protegidas da luz solar e ação dos ventos. Considerando que o sensoriamento remoto alcança extensas áreas, possibilitando uma diferenciação heterogênea, a utilização de sensores orbitais se constitui como uma importante técnica na compreensão dos processos evapotranspirativos, possibilitando análises de forma espacializada da superfície terrestre compreendendo a interação entre os diversos tipos de cobertura do solo e a correlação com os fatores topográficos e atmosféricos.

Quantificar o consumo hídrico sobre grandes áreas é importante para o manejo adequado, planejamento e gestão dos recursos hídricos. Dados espectrais obtidos por sensores e armazenados em formato digital, das regiões do visível e do infravermelho (refletido e termal) do espectro eletromagnético, são utilizados para obtenção do saldo de radiação *pixel a pixel* (ALLEN *et al.*, 2002; BISHT *et al.*, 2005; SILVA *et al.*, 2005b).

Estudos mais recentes (Bezerra *et al.*, 2010; Lopes *et al.*, 2011) comprovam que o SR apresenta potencial adequado para monitoramento e mapeamento do meio ambiente, envolvendo vários parâmetros biofísicos como albedo e temperatura da superfície, sendo os Índices de Vegetação (IV's) bastante explorados. Diversos IV's têm sido propostos na literatura com o objetivo de pesquisar as feições ambientais e detalhar o vigor da vegetação, especialmente nas regiões do visível e do infravermelho próximo.

Lopes *et al.* (2011) espacializaram a umidade do solo nos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte com base na temperatura da superfície e Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI). Nos resultados obtidos, os autores espacializaram o Índice de Umidade do Solo (IUS), estabeleceram graus de desertificação, delimitaram as áreas em processo de desertificação e verificaram que o IUS variou com a paisagem indicando uma relação direta com a densidade de vegetação relacionada com o NDVI.

Bezerra *et al.* (2010) estimaram a evapotranspiração fundamentada no coeficiente de cultura (K_c), obtido com base no NDVI a partir de imagens *TM – Landsat 5*. A metodologia avaliada propiciou resultados diários e sazonais da ET do algodoeiro com nível de precisão satisfatório e aceitável, apresentando diferenças inferiores a 10%, quando comparadas com estimativas da técnica de razão de Bowen. O desempenho da metodologia avaliada é compatível com o performance de algoritmos que utilizam dados de sensoriamento remoto (principalmente imagens de satélites) e que são constituídos de metodologias bastante complexas, a exemplo do *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) e do *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI).

Kustas *et al.* (2004) examinaram o efeito da resolução do sensor usando dados de satélite Landsat em área experimental no centro de Iowa – Estados Unidos e concluíram que a resolução de entrada não pode ser mais baixa que a extensão da escala que limita a área de estudo. Também, McCabe & Wood (2006), em estudos de evapotranspiração, utilizaram dados de satélites *Landsat ETM+*, ASTER e MODIS e concluíram o alto grau de consistência entre os dados obtidos do *Landsat ETM+* e ASTER, bem como a boa utilização do MODIS para estimativa da ET na escala regional.

Apesar da grande potencialidade da aplicação de dados de SR no monitoramento hidrológico, os desafios ainda são consideráveis justamente pela limitação desses dados, seja pelas lacunas temporais existentes entre os sucessivos imageamentos, limitação dos dados óticos e termais associados à cobertura de nuvens ou pelo imageamento impreciso em diferentes níveis (camadas) da atmosfera (RUHOFF, 2011). Mesmo nos casos de sensores que apresentam resolução temporal diária, como no caso do AVHRR e MODIS, a probabilidade de obtenção de imagens diárias sem cobertura de nuvens é baixa.

2.4. Balanços de radiação e energia da superfície terrestre

A energia solar é a principal fonte de energia à superfície terrestre e dissipa-se mediante quatro situações: (1) refletida pela superfície da terra – albedo, (2) aquece o ar em decorrência das variações da temperatura do ar – fluxo de calor sensível ao ar, (3) aquece o solo em consequência da temperatura do solo – fluxo de calor conduzido ao solo e (4) evapora água da superfície terrestre e retorna à atmosfera em forma de evapotranspiração – fluxo de calor latente. O cômputo das quatro situações descritas é evidenciado pelo quantitativo da energia líquida das radiações de onda curta e longa direcionada na superfície, denominada de balanço de radiação, saldo de radiação ou radiação líquida (R_n) e pelo quantitativo dos fluxos da utilização da R_n recebida pela superfície terrestre, denominada balanço de energia (LIU, 2006; PEREIRA *et al.*, 2002).

Os processos de condução, convecção, advecção e radiação desempenham fundamental papel no fluxo de energia na interface solo-vegetação-atmosfera. A condução consiste na transferência de calor por contato entre dois corpos com distintas temperaturas, de modo que o corpo mais quente cede calor para o mais frio. Na convecção, a transferência de calor ocorre por meio do deslocamento vertical das correntes aéreas; e na advecção, em conceito oposto de direção, é o deslocamento horizontal de um volume de ar. (MENDONÇA & DANNI-OLIVEIRA, 2007).

A radiação solar é a principal fonte de energia para os processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem no sistema Terra-atmosfera. Neste contexto, Silva *et al.* (2010b) argumentaram que investigações referentes ao monitoramento da radiação solar enfrentam muitas limitações em função da baixa densidade de estações radiométricas sobre a região Nordeste do Brasil. Adicionalmente, Gomes *et al.* (2009) concordaram com este argumento quando elucidam que o saldo de radiação (R_n) pode ser obtido diretamente por meio de saldo radiômetros, que raramente são empregados em estações meteorológicas, mas tão somente em campanhas experimentais, uma vez que têm custo elevado e suas

medições são válidas para áreas com pequena dimensão. De fato, esta situação tem incentivado alguns pesquisadores a adotarem modelos baseados em dados de satélites, a fim de suprimir a baixa densidade de estações meteorológicas localizadas no Brasil.

2.4.1. Balanço de radiação

A radiação solar que atinge a superfície da terra é denominada de ondas curtas (comprimentos de onda entre 0,3 e 3,0 μm). Um feixe da radiação solar antes de chegar à superfície terrestre sofre várias interferências decorrentes das nuvens e constituintes atmosféricos (a exemplo do ozônio, oxigênio, dióxido de carbono e vapor de água), fazendo com que esta radiação seja absorvida, refletida ou espalhada. Ao vencer os obstáculos atmosféricos, a radiação solar alcança a superfície terrestre de forma direta e indireta, bem como, outra parte é refletida ao espaço de acordo com o poder refletor de cada superfície. Os ganhos e perdas, conforme Figura 3, são contabilizados como Balanço de Ondas Curtas (BOC) expresso em função da radiação solar e o albedo da superfície:

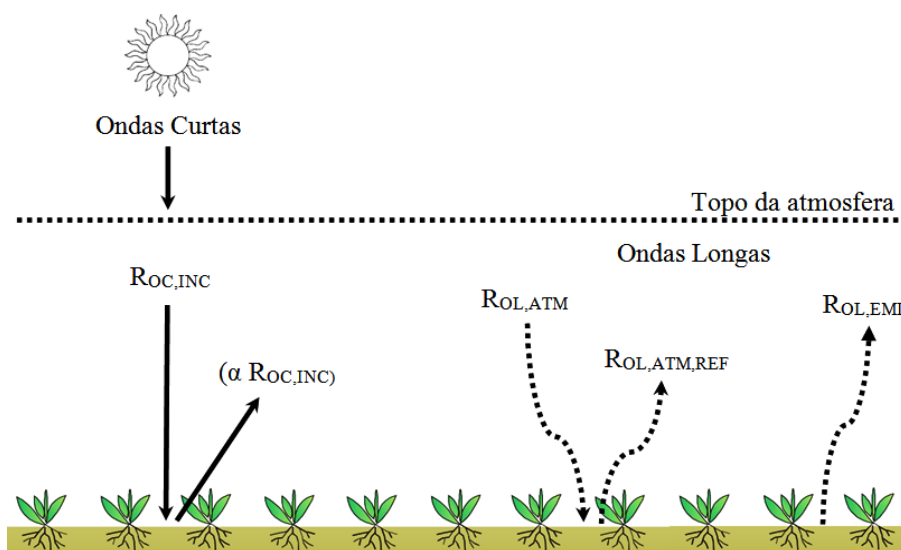
$$BOC = R_{OC,INC} - \alpha R_{OC,INC} \quad (01)$$

Ou, ainda, que:

$$BOC = R_{OC,INC} (1 - \alpha) \quad (02)$$

onde $R_{OC,INC}$ é a radiação de onda curta incidente e α , albedo.

Figura 3 - Saldo de radiação à superfície (R_n)



A radiação de onda longa emitida pela atmosfera é a outra fonte de radiação que incide na superfície terrestre. Esta radiação tem comprimento de onda variando de 5 a 100 μm e depende da temperatura do ar, quantidade de vapor de água nela presente e cobertura das nuvens. Cada corpo existente na superfície terrestre também vai emitir radiação que é função de sua temperatura e emissividade (poder emissor da superfície). Assim, o balanço de radiação de onda longa (BOL) é definido pela equação:

$$BOL = R_{OL,ATM} - R_{OL,ATM,REF} - R_{OL,EMI} \quad (03)$$

em que $R_{OL,ATM}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície; $R_{OL,ATM,REF}$, radiação de onda longa atmosférica refletida pela superfície e $R_{OL,EMI}$, radiação de onda longa emitida pela superfície.

A energia radiante emitida pela atmosfera obedece a lei de Stefan-Boltzmann, sendo proporcional à quarta potência da temperatura absoluta do corpo, conforme expressão:

$$R_{OL,ATM} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (04)$$

em que ε_a é a emissividade atmosférica, T_a , temperatura do ar e σ , constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

Assim, o saldo de radiação à superfície (R_n) pode ser obtido ao se contabilizar os fluxos de onda curta e onda longa (Figura 3) que chegam e que deixam a superfície terrestre, conforme equação:

$$R_n = R_{OC,INC} (1 - \alpha) + R_{OL,ATM} - R_{OL,ATM,REF} - R_{OL,EMI} \quad (05)$$

Ou, ainda, que:

$$R_n = R_{OC,INC} (1 - \alpha) + \varepsilon_o \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_o \sigma T_{sup}^4 \quad (06)$$

No manejo da irrigação, o saldo de radiação à superfície é um dos elementos mais relevantes no cálculo da demanda hídrica das culturas (ALLEN *et al.*, 1998). O R_n sintetiza a contabilidade dos fluxos radiativos descendentes e ascendentes, de onda curta e onda longa, que interagem com a superfície terrestre. Essa variável é essencial em estudos do balanço de energia, sendo de grande importância no monitoramento do clima, previsão de tempo, modelagem hidrológica e meteorologia agrícola (BISHT *et al.*, 2005).

O saldo de radiação exerce um papel fundamental nos processos de troca de calor e massa na baixa troposfera (SILVA *et al.*, 2005a), uma vez que se constitui no principal responsável pelo aquecimento do solo, do ar e, principalmente, pela evapotranspiração na vegetação nativa e das culturas. Adicionalmente a esta afirmativa, Di Pace *et al.* (2008) comentam que muitos instrumentos são capazes de medir com boa precisão o R_n ; entretanto, aqueles considerados convencionais proporcionam medidas pontuais que são representativas apenas para áreas de pequena dimensão. Quando há necessidade de estimativa desse elemento climático em grandes áreas, as técnicas baseadas em medições realizadas por sensores orbitais são mais apropriadas, porque reúnem alta cobertura espacial e têm baixo custo operacional.

Diversas pesquisas concentram-se no desenvolvimento de parametrizações para estimar as diferentes componentes do balanço de radiação à superfície. Zillman (1972) formulou modelo destinado à determinação da radiação de onda curta incidente em função da pressão parcial do vapor d'água atmosférico, a constante solar e o ângulo zenital solar. Adicionalmente, outro trabalho, como o de Prata (1996), se destinou ao cômputo da radiação de onda longa incidente utilizando a temperatura do ar e pressão de vapor na estimativa da emissividade atmosférica. Bastiaanssen *et al.* (1998a) também propuseram modelo de determinação da transmissividade atmosférica. Santos (2011) comentou que em outros estudos o saldo de radiação de onda longa e o saldo de radiação de onda curta têm sido estimados através de dados do sensor MODIS, utilizando-se respectivamente, a radiância e a refletância no topo da atmosfera, envolvendo o desenvolvimento de uma regressão estatística que incorpora dependência no ângulo zenital solar e/ou ângulo de visada do sensor (TANG *et al.*, 2006; TANG & LI, 2008; WANG & LIANG, 2009).

Silva *et al.* (2005b) estimaram o balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens *TM - Landsat 5* e obtiveram uma diferença considerável entre os valores dos dois anos estudados. Os autores justificaram que este fato poderia ser decorrente de evento chuvoso que teria afetado o albedo e a temperatura da superfície. De maneira mais específica, Di Pace *et al.* (2008) concluíram que deve-se levar em consideração os efeitos topográficos da região de estudo para estimativa do saldo de radiação com base em imagens de satélites.

Interações entre componentes do balanço de radiação condicionam as trocas de calor e massa entre superfície/atmosfera e possibilitam identificar alterações naturais ou antrópicas decorrentes de mudanças no uso do solo (SILVA *et al.*, 2011c). Tais alterações foram evidenciadas quando estes autores estudaram o perímetro irrigado São Gonçalo na

Paraíba e selecionaram alvos com diferentes tipos de cobertura do solo (espelho de água, pomar de coqueiro e solo sem cobertura vegetal), de forma que em cada alvo fossem avaliados o comportamento dos diferentes componentes do Rn. Os autores concluíram que: (1) os valores do saldo e albedo obtidos nos alvos selecionados estão em consonância com aqueles obtidos em outras áreas irrigadas do semiárido brasileiro, evidenciando sua sensibilidade a diferentes ocupações do solo e, (2) que a presença das áreas irrigadas na cena de estudo contribuiu substancialmente para reduzir a temperatura da superfície e, conseqüentemente, contribuiu para diminuir a temperatura do ar, afetando o clima localmente.

A sequência de imagens de albedo pode subsidiar o diagnóstico de alterações na superfície terrestre decorrentes de causas naturais ou antrópicas (ROBINOVE *et al.*, 1981), pois o incremento do albedo decorre do aumento do solo exposto e, opostamente, o decréscimo do albedo é, inicialmente, devido ao aumento da umidade do solo e densidade da vegetação. Silva *et al.* (2008) concluíram que o albedo da superfície é um parâmetro muito importante, pois o seu monitoramento possibilita detectar alterações que venham a ocorrer em diversos biomas do nosso planeta, resultantes de processos naturais e/ou antropogênicos. Para determinação do albedo pelo sensoriamento remoto aplicam-se diferentes parametrizações às reflectâncias espectrais da superfície, ocasião em que são feitas as devidas correções atmosféricas. Liang *et al.* (2002) obtiveram para vários sistemas (AVHRR, MODIS, ETM+ e outros) equações de transformação da reflectância de diferentes bandas espectrais em albedo da superfície.

O albedo de um alvo é definido como a razão entre os fluxos de radiação solar refletido pelo alvo e o fluxo de radiação solar incidente. Em geral consideram-se no seu cômputo os comprimentos de onda eletromagnética na faixa de 0,3 a 3,0 μm (visível e infravermelho próximo e médio). O albedo varia em função da posição do Sol, estágio de desenvolvimento da planta, grau de cobertura do solo, umidade do solo e do ar e, grau de cobertura de nuvens. Constitui um parâmetro importante no estudo de mudanças climáticas, desertificação, queimadas e impactos ambientais (BLAD & BAKER, 1972; JACOB & OLIOSO, 2005; SILVA *et al.*, 2005a).

O valor do albedo na superfície terrestre varia de 5% a 55% dependendo da vegetação, minerais e propriedades físicas e químicas do solo (Tabela 1).

Em pesquisas com sensoriamento remoto, quando captado pelos sensores dos satélites, o albedo é afetado pelas interferências atmosféricas e propriedades da superfície terrestre, exigindo que modelos de calibração para obtenção de resultados corrigidos.

Tabela 1 - Valores de albedo de vários objetos imageados da superfície

Superfície	Albedo (%)	Superfície	Albedo (%)
Solo negro e seco	14	Nuvens cumuliformes	70 - 90
Solo negro e úmido	8	Neve recém-caída	80
Solo nu	7 - 20	Neve caída há dias	50 - 70
Areia	15 - 25	Gelo	50 - 70
Dunas de areia	30 - 60	Água, altura solar 5-30°	6 - 40
Florestas	3 - 10	Água, altura solar >40°	2 - 4
Floresta tropical úmida	7 - 15	Cidades	14 - 18
Campos naturais	3 - 15	Concreto seco	17 - 27
Savana	16 - 18	Madeira	5 - 20
Campos cultivos secos	20 - 25	Asfalto	5 - 10
Cana-de-açúcar	15	Terra	31
Gramados	15 - 30	Lua	6 - 8

Fonte: Mendonça & Danni-Oliveira (2007)

Silva *et al.* (2005a) determinaram o albedo em áreas irrigadas em Petrolina – PE e Juazeiro – BA com imagens *TM - Landsat 5* nos anos de 2000 e 2001. Os autores constataram não haver diferenças consideráveis no albedo para os anos estudados, quando se considerou a imagem em sua totalidade. Entretanto, algumas áreas ocupadas com cultivos irrigados apresentaram diferenças marcantes de um ano para o outro, resultante das práticas agrícolas existentes. Outro estudo relevante foi realizado por Giongo *et al.* (2010), quando estimaram o albedo da superfície em áreas de cana-de-açúcar e cerrado em São Paulo e obtiveram resultados consistentes com o monitoramento existente na área de estudo. Tem-se utilizado em alguns trabalhos a sazonalidade do albedo da superfície de forma que se pesquisem as respostas desta variável em períodos secos e chuvosos (PINHEIRO *et al.*, 2010), este estudo possibilitou verificar o quanto os corpos componentes de uma bacia podem influenciar de formas diferentes no balanço de radiação, especificamente em períodos chuvosos extremos.

Silva *et al.* (2010d) analisaram a evolução do processo de desertificação em região pertencente ao semiárido brasileiro (Floresta – PE) em áreas conservadas e degradadas. O estudo concluiu que na área degradada os valores do albedo foram superiores aos da área conservada e apresentaram menor dispersão em torno da média, comprovando a

homogeneidade dos solos desnudos. Já na área conservada detectou-se um processo de degradação do solo, confirmado mediante o aumento do albedo entre os anos estudados.

Oliveira *et al.* (2011) diagnosticaram o albedo da superfície e o índice de área foliar na bacia hidrográfica do rio Tapacurá. Os autores concluíram: (1) aumento nos valores do albedo e diminuição nos valores do IAF entre 1989 e 2007; (2) os dois índices comprovaram a expansão urbana dos municípios de Vitória de Santo Antão e Pombos e; (3) um evento chuvoso em julho de 1989 influenciou no albedo, tendo em vista o maior conforto hídrico em que a vegetação encontrava-se submetida.

2.4.2. Balanço de energia

O balanço de energia expressa o transporte vertical turbulento de vapor de água para a atmosfera, fundamentado no princípio de conservação da energia aplicado aos diferentes fluxos energéticos que acontecem na superfície.

A Figura 4 ilustra um volume de controle onde se aplicando o princípio de conservação da energia a movimentação dos fluxos pode ser expressa por:

$$R_n + G + H + LE + H' + LE' + \Delta F + \Delta HLE = 0 \quad (07)$$

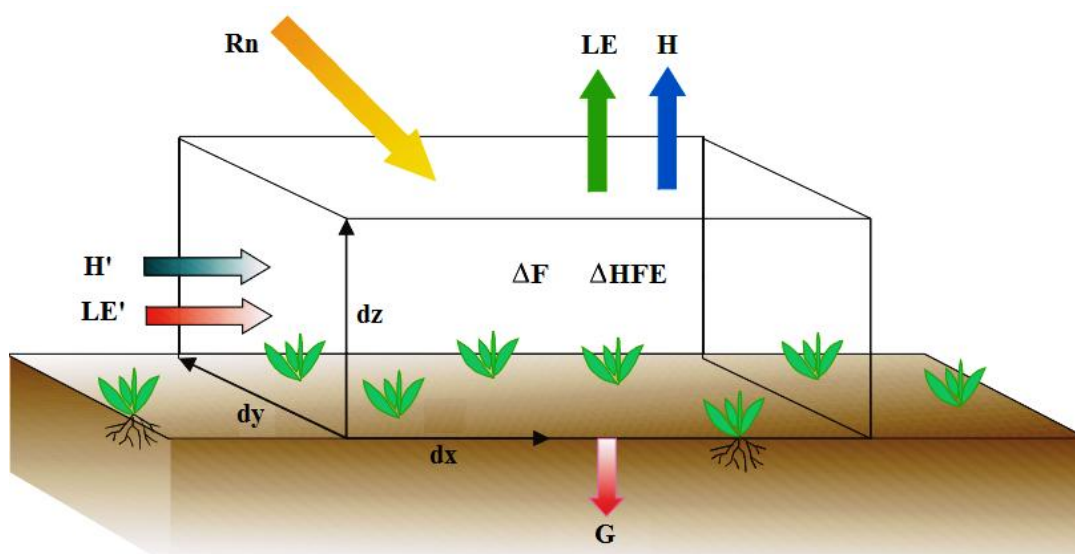
em que R_n é o saldo da radiação ($W\ m^{-2}$), isto é, o fluxo de energia radiativa efetivamente disponível, após descontadas as perdas inerentes à reflexão e emissão; G fluxo de calor no solo ($W\ m^{-2}$) decorrente das trocas com o solo subjacente; H fluxo de calor sensível ($W\ m^{-2}$) transportado por turbulência para a atmosfera; LE fluxo de calor latente ($W\ m^{-2}$) devido à transferência vertical do vapor de água gerado pela evapotranspiração; H' fluxo de calor sensível associado à advecção de massa ($W\ m^{-2}$); LE' fluxo de calor latente associado à advecção de vapor de água ($W\ m^{-2}$); ΔF variação do armazenamento de energia ($W\ m^{-2}$), decorrente da atividade fotossintética da vegetação e ΔHLE variação do armazenamento de calor, sensível e latente ($W\ m^{-2}$), observado no interior do volume de controle.

Estudos práticos referentes ao transporte vertical turbulento de vapor de água para a atmosfera permitem a introdução de algumas hipóteses restritivas. Uma hipótese seria que a quantidade de energia acumulada em decorrência da atividade fotossintética da vegetação (ΔF), representa somente 1 a 2% do total da radiação solar incidente, o que torna desprezível este termo. A mesma quantidade insignificante acontece com a variação do armazenamento de calor, sensível e latente, observado no interior do volume de controle (ΔHLE), podendo este termo também ser desprezível. Outra hipótese é que caso a

vegetação ofereça ao solo uma cobertura uniforme, tanto o fluxo de calor sensível associado à advecção de massa (H') como o fluxo de calor latente associado à advecção de vapor de água (LE') podem ser negligenciados. Quando essas condições são satisfeitas, pode-se considerar o fechamento do balanço de energia, pela seguinte expressão:

$$Rn + G + H + LE = 0 \quad (08)$$

Figura 4 - Diferentes fluxos energéticos (esquemático) em uma área vegetada



Fonte: adaptado de Varejão-Silva, 2006

O transporte de diversas propriedades atmosféricas (i.e. calor latente, calor sensível, vento, CO_2 etc) é feito através dos turbilhões que se deslocam aleatoriamente acima de uma superfície, numa tendência de homogeneização das propriedades com a altura.

Evidentemente, é lógico supor que todas as propriedades atmosféricas sejam igualmente transportadas pelo mesmo turbilhão. Esse é o princípio fundamental que se baseia a hipótese da similaridade, ou seja, no mesmo escoamento os coeficientes de transporte turbulento das diferentes propriedades atmosféricas são iguais. Portanto, uma solução é conhecer a densidade de fluxo de outra propriedade qualquer. O vento, componente horizontal do movimento do ar, é uma propriedade de fácil medida e sua velocidade horizontal gera o *transporte de momentum* (τ) da atmosfera para superfície, ou seja, o transporte vertical dos fluxos pela equação (PEREIRA *et al.*, 1997):

$$\tau = \rho u^{*2} \quad (09)$$

onde ρ é a densidade do ar úmido e u^* é a velocidade característica do escoamento ou a velocidade de fricção.

O conceito de turbulência está muito associado ao de eficiência de mistura. A importância de se conhecer a variação da velocidade do vento com a altura reside no fato de que, quanto maior for o gradiente vertical de velocidade do ar, mais intensa será a turbulência (VAREJÃO-SILVA, 2006).

A velocidade de fricção (u^*) está relacionada com a rapidez com que se processa a transferência de quantidade de movimento para a superfície, sendo em função de dois níveis de deslocamento (z_1 e z_2) tendo com referência o plano dossel e o tipo de vegetação. Consequentemente, a absorção do *transporte de momentum* (τ) varia mediante a superfície existente onde a movimentação do vento terá sua característica que lhe é peculiar. Por exemplo, em uma superfície evaporante lisa (lago, solo descoberto ou gramado) a absorção se dá diretamente na superfície, de forma diferente quando a superfície evaporante encontra obstáculos (caules, folhas, ramos, troncos etc) a absorção acontece em todo o perfil da vegetação. Em contradição a esse turbilhão de movimentos acontece a resistência aerodinâmica (r_a) que a camada de ar impõe ao transporte de qualquer propriedade atmosférica (PEREIRA *et al.*, 1997).

A rugosidade natural da superfície, devido à resistência que oferece ao vento, gera turbulência (maior sobre os continentes que sobre os oceanos), contribuindo para acelerar, ainda mais, a transferência vertical de calor e vapor de água. A influência da rugosidade natural da superfície da Terra sobre o ar em movimento diminui progressivamente com a altura (VAREJÃO-SILVA, 2006). O comprimento da rugosidade da superfície (Z_{om}) representa exatamente onde a rugosidade não influencia e a velocidade do vento tende a zero.

A estabilidade atmosférica afeta o movimento vertical do ar de forma que, convecção e turbulência são aumentadas quando o ar é instável e inibido quando o ar é estável. Quando o ar tem uma tendência para quase neutro, a atmosfera encontra-se em condição de neutralidade, ou seja, não há trocas de calor no ambiente, apesar de haver variação térmica, tal condição, geralmente acontece no início e no final do período diurno.

Fernandes (2007) evidenciou a importância da determinação dos fluxos de calor latente e sensível, que ocorrem entre a vegetação e o meio ambiente, pois eles representam a troca de calor e a perda de água pela cultura, fatores importantes na avaliação do balanço de energia e estresse hídrico da cultura e da evapotranspiração. Ainda de maneira mais específica, Silva *et al.* (2010a) citam que o fluxo de calor latente representa essencialmente

o fluxo de massa na forma de vapor de água para a atmosfera do nosso planeta, e o fluxo de calor sensível, o grande responsável pelo aquecimento das áreas urbanas.

Silva & Bezerra (2006) ressaltaram que a obtenção do balanço de energia na superfície é de suma importância na modelagem atmosférica e na estimativa da ET, que por sua vez é essencial para o manejo dos recursos hídricos, com especial enfoque em áreas irrigadas e bacias hidrográficas. Esta afirmativa foi evidenciada quando esses mesmos autores determinaram H e LE em áreas irrigadas próximas ao lago de Sobradinho usando o sensoriamento remoto em imagens *TM - Landsat 5*. Os resultados obtidos indicaram que os valores dos fluxos foram compatíveis com estudos realizados em pomares de diferentes frutíferas na área estudada, bem como em outras regiões.

Mendonça (2007) destacou que o solo funciona como uma espécie de reservatório de calor que libera ou armazena energia em escala diária, sazonal e anual. O solo se aquece e resfria a partir do balanço de energia na interface solo-atmosfera, o que resulta na propagação de uma onda de calor, por condução, para as camadas inferiores do solo. Da mesma forma é transferido calor para a atmosfera por condução e principalmente por convecção. O fluxo de calor no solo pode ser monitorado por fluxímetros (LIMA *et al.*, 2011a; OLIVEIRA *et al.*, 2009) ou por meio do sensoriamento remoto (MENEZES *et al.*, 2011; SILVA & BEZERRA, 2006).

Avaliar alterações nos componentes dos balanços de radiação e energia em áreas vegetadas nativas quando substituídas por cultivos comerciais são estudos importantes nos dias atuais, face às alterações climáticas em curso no nosso planeta (Silva *et al.*, 2010e). Nesse contexto, a análise quantitativa dos fluxos de calor latente e sensível representa um grande subsídio na identificação do uso e ocupação do solo que ocorreram ao longo dos anos.

2.5. Balanço de Energia pela Razão de Bowen

O método balanço de energia pela razão de Bowen (BERB) baseia-se na razão entre os fluxos de calor sensível e latente ($\beta = H / LE$) que foi proposta por Bowen (1926) em pesquisas sobre balanço de energia, combinando as variáveis atmosféricas e energia disponíveis na superfície evaporante. Esta metodologia permite a partição dos componentes do balanço de energia e o valor β depende fundamentalmente das condições hídricas da superfície evaporante (PEREIRA *et al.*, 1997). Se a superfície estiver umedecida, maior parte de R_n será utilizada por LE, resultando em β pequeno. Se, pelo

contrário, a superfície apresentar restrição hídrica, maior parte de R_n será utilizada no aquecimento do ar, resultando em β elevado.

Este método tem sido largamente utilizado por diversos pesquisadores (FUCHS & TANNER, 1970; CRAGO & BRUTSAERT, 1996; ASSENG & HSIAO, 2000; LIMA *et al.*, 2005a; LIMA *et al.*, 2005b; GAVILÁN & BERENGENA, 2007; AZEVEDO *et al.*, 2007; ZHANG *et al.*, 2008; LIMA *et al.*, 2011a). Adicionalmente, Azevedo *et al.* (2003) determinaram as necessidades hídricas de frutíferas cultivadas nas condições semiáridas do Nordeste do Brasil e Silva *et al.* (2006) empregaram o BERB em pomar de mangueira irrigada. Souza *et al.* (2008a), por sua vez, obtiveram as componentes do balanço de energia em diversos estágios de desenvolvimento do abacaxizeiro cultivado em condições de irrigação suplementar e Borges *et al.* (2008) avaliaram a contribuição do calor armazenado acima das placas de fluxo de calor no solo e no dossel vegetativo sobre os componentes do balanço de energia.

Pieri & Fuchs (1990) em estudos do BERB destacaram que esta metodologia baseia-se na separação das densidades de fluxo de calor sensível e latente. A hipótese de similaridade impõe que tanto o calor, como o vapor de água, são transportados no mesmo turbilhão e consequentemente, essas fontes de calor e vapor são uniformemente distribuídas na superfície. Os gradientes de temperatura e umidade relativa monitorados em alturas iguais em dois níveis distintos são utilizados no cálculo da razão de Bowen, permitindo a partição da energia disponível ($R_n - G$) entre os fluxos de calor latente (LE) e de calor sensível (H) (SILVA *et al.*, 2011a).

A metodologia BERB apresenta vantagens operacionais e de cálculo, como por exemplo, que os instrumentos requeridos são simples e não necessitam de sensores com respostas rápidas, pois o fluxo médio de 15 minutos a 1 hora são adequados para se obter bons resultados. Entretanto, os sensores devem estar calibrados, pois os gradientes da temperatura e da concentração de vapor em duas alturas distintas são muito pequenos.

Da mesma forma como em qualquer metodologia, algumas restrições existem e interferem nos resultados obtidos. Todd *et al.* (2000) e Angus & Watts (1984) comentaram que tais restrições são detectadas na sensibilidade do sensor de medir os gradientes dos componentes do balanço de energia; a descontinuidade de dados quando a razão de Bowen se aproxima de -1 ; o "fetch" (bordadura) adequado para segurança das hipóteses do método, implicando na necessidade de um barlavento com extensão mínima de 100 vezes a altura da cultura e; a igualdade entre os coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível

(Kh) e latente (Kw) que será válida apenas para condições de estabilidade atmosférica próximas à neutralidade.

Outro importante detalhe são os diferentes tipos de erro que as variáveis climáticas são submetidas. Em pesquisa realizada por Hupet & Vanclooster (2001), três fontes de erros influenciam os resultados: (1) fonte de erro que envolve o operador e o instrumento, ou seja, relativo às propriedades dos sensores, calibração e manuseio dos instrumentos; (2) estimativa de certa variável climática em função de outra e; (3) frequência temporal de coleta dos dados climáticos.

Mesmo sendo o BERB um método bastante utilizado, alguns autores têm relatado limitações em seu uso. Desta forma, visando refinar esta metodologia alguns pesquisadores propuseram critérios para melhorar os resultados. Destaca-se o estudo realizado por Perez *et al.* (1999), que verificaram dois pontos vulneráveis: (1) que os dados inconsistentes (valores absolutos da razão de Bowen superiores a 0,7) ocorriam, principalmente, próximo do nascer e pôr do Sol e à noite devido à inversão térmica e, (2) ocorrência de baixos gradientes de pressão de vapor (menores que $0,03 \text{ kPa m}^{-1}$) originários de advecção reduzida, chuvas ou após irrigação. Esses autores também concluíram que pequenos valores de gradientes de vapor de água fomentam a inconsistência do método e que dois tipos de dados devem ser rejeitados: os dados noturnos e os obtidos após precipitação ou irrigação. Ohmura (1982) recomenda que para aqueles dados nos quais as medições dos gradientes de temperatura e de pressão de vapor foram menores que o limite da resolução dos sensores, devem ser desconsiderados. Outras pesquisas foram realizadas com o mesmo intuito, como os trabalhos de Ortega-Farias *et al.* (1996) e Unland *et al.* (1996), que incluíram ainda os casos em que os valores de β estão próximo de -1; alguns autores eliminam os valores de β abaixo de -0,75 ou valores entre $-1,3 < \beta < -0,7$. Adicionalmente, pesquisa realizada por Jarvis *et al.* (1976) mostraram a necessidade do estabelecimento de uma faixa de β para utilização em floresta de coníferas, argumentando serem entre 0,1 a 1,5 em condições secas e -0,7 a 0,4 em condições úmidas.

Lima *et al.* (2005a) quantificaram a partição do saldo de radiação, medida durante todo ciclo fenológico de feijão caupi, nos fluxos de calor latente, sensível e no solo no Brejo Paraibano. Os autores verificaram que, com exceção dos períodos mais secos, as variações do fluxo de calor latente (LE) seguiram as variações do saldo de radiação (Rn). Constatou-se também que a fração de Rn utilizada como LE aumentou com a evolução da cobertura do solo pela cultura, enquanto a fração utilizada como fluxo de calor sensível - H e de calor no solo - G, diminuiu. Com esta mesma cultura Lima *et al.* (2011b) compararam

o H obtido pelo método do balanço de energia-razão de Bowen e pelo método aerodinâmico. Os resultados evidenciaram excelente concordância entre as duas metodologias, independentemente das condições de umidade do solo e das condições atmosféricas.

Lima *et al.* (2005b) compararam o BERB com a equação de De Bruin & Holtslag (1982), que é uma modificação semi-empírica da equação de Priestley & Taylor (1972), utilizada no feijão caupi no em Areia – PB e obtiveram valores próximos entre as duas metodologias e coeficiente de determinação - R^2 de 0,9764.

Oliveira *et al.* (2009) determinaram os componentes do balanço de energia em mamona cultivada em condições de sequeiro no Brejo Paraibano e verificaram que os maiores valores de LE foram encontrados na fase de enchimento das bagas, indicando um maior consumo de água pela mamona nessa fase. Com a mesma metodologia, Biudes *et al.* (2009) estimaram a variação sazonal do balanço de energia em duas áreas com características climáticas similares: o Pantanal próximo a Cuiabá – MT e em pastagem mista, onde pode-se observar que o fluxo de calor latente foi maior no cambarazal e os H e G foram maiores na pastagem durante todo o ano.

Na análise da evapotranspiração com estudos em algodoeiro irrigado no Ceará, Bezerra *et al.* (2010a) definiram uma equação do coeficiente de cultivo (Kc) em função de cada fase fenológica, com R^2 de 0,7229.

2.6. Sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer - MODIS dos Satélites TERRA e AQUA

Anderson *et al.* (2003) comentaram que nas últimas décadas as atividades industriais e agropecuárias têm contribuído em grande escala com as mudanças climáticas, exigindo que o planeta Terra seja estudado em uma visão globalizada. Para tal estudo, a própria aleatoriedade dos fenômenos da natureza exige um banco de dados com informações que permitam diferenciar tendências de curto e longo prazos, bem como em escalas regionais e globais. Como suporte a esse estudo, a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA/EUA) em seu programa *Earth Science Enterprises* (ESE) vem desenvolvendo observações da superfície da Terra, oceanos e atmosfera no projeto intitulado *Earth Observing System* (EOS).

O programa ESE objetiva determinar como a Terra está mudando e quais as consequências para a vida nesse planeta, desenvolvendo um entendimento de seu funcionamento como um sistema único e integrado. Estes dados adquiridos em todo o

planeta permitem um monitoramento de longa duração da superfície, necessários para o entendimento de mudanças globais (JUSTICE *et al.*, 2002).

O projeto EOS objetiva a compreensão e monitoramento da radiação solar, atmosfera, oceanos e continentes podendo ser um subsídio para estudos de: (1) mudanças na cobertura da terra e produtividade global, incluindo tendências e modelos em escala regional, biodiversidade e produtividade primária global; (2) predição de clima anual e interanual, que melhora os cálculos do tempo e da extensão geográfica de anomalias climáticas; (3) perigos naturais, incluindo a caracterização de desastres e redução de riscos, como, queimadas, vulcanismos, inundações e estiagens; (4) estudo da variabilidade climática em longo prazo, para ajudar os cientistas a identificar os mecanismos e fatores que determinam as variações climáticas, incluindo os impactos das alterações humanas; e (5) estudo do ozônio atmosférico, para auxiliar os cientistas a detectarem mudanças, suas causas e consequências (ANDERSON *et al.*, 2003). Este referido projeto contempla vários satélites, entre eles Terra e Aqua, caracterizados na Tabela 2.

Tabela 2 - Características dos satélites Terra e Aqua

Item	Terra (EOS-AM1)	Aqua (EOS-PM1)
Instituição	NASA	NASA
País/região	Estados Unidos, Japão e Canadá	Estados Unidos, Japão e Brasil
Lançamento	18/12/1999	04/05/2002
Veículo lançador	Atlas IIAS	Delta II
Situação até 2012	ativo	ativo
Órbita	Polar e heliossíncrona	Polar, circular e heliossíncrona
Altitude	705 km	705 km
Tempo órbita	98,10 min	99 min
Hora passagem	10:30 a.m.	1:30 p.m.
Período revisita	1 a 2 dias	1 a 2 dias

Fonte: NASA (2012)

O satélite Terra ou EOS-AM1 foi lançado em dezembro de 1999, com início do monitoramento em fevereiro de 2000, sendo o horário de passagem no Equador às 10h30min e contempla cinco sensores: *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), *Multi-angle Imaging Spectroradiometer* (MISR); *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER); *Clouds and the Earth's Radiant*

Energy System (CERES) e *Measurements of Pollution in the Troposphere* (MOPITT). Já o satélite Aqua ou EOS-PM1 foi lançado em maio de 2002, sendo o horário de passagem às 13h30min e também contempla cinco sensores: *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), *Advanced Microwave Sounding Unit-A* (AMSU), *Humidity Sounder for Brazil* (HBS); *Advanced Microwave Scanning Radiometer* (AMSR-E) e; *Clouds and the Earth's Radiant Energy System* (CERES).

O sensor MODIS dispõe de 36 bandas espectrais em função do comprimento de onda, sendo as resoluções espectrais distribuídas a seguir: (a) as 19 primeiras situadas no espectro eletromagnético (405 nm a 2155 nm), direcionadas às aplicações terrestres (bandas 1 a 7); oceânicas (bandas 8 a 16) e medições atmosféricas (bandas 17 a 19); (b) as bandas 20 a 36, com exceção da banda 26 (1360 a 1390 nm), cobrem a porção termal do espectro (3660 nm a 14385 nm) e podem ser utilizadas por diferentes campos das ciências naturais, conforme comentam Barker *et al.* (1992). Sua utilização associa-se à medição de propriedades das nuvens, fluxo de energia radiante, aerossóis, mudanças no uso e cobertura das terras, queimadas e atividades vulcânicas, entre outras (EMBRAPA, 2012).

A melhor resolução espacial do sensor MODIS é de 250 m. A resposta em um pixel é resultante da integração das radiâncias de diferentes alvos e ocasiona a predominância de mistura espectral *intra-pixel* (SILVA *et al.*, 2010a). Com relação à resolução espacial, estes mesmos autores avaliaram o potencial de uso do modelo linear de mistura espectral - MLME aplicado em imagens MODIS e discriminaram as classes de cobertura vegetal natural e antropogênica do Cerrado matogrossense. Também no tocante à resolução temporal, os produtos MODIS apresentam grandes possibilidades de pesquisa, como no estudo de Becerra *et al.* (2009) que relacionaram o padrão sazonal da vegetação com a precipitação na região de Cerrado da Amazônia Legal, usando índices de vegetação (IV's). Os autores concluíram que a frequência regular de dados IV's do MODIS permitiu elaborar séries temporais que facilitam o acompanhamento do ciclo sazonal da vegetação, e citam que o Índice Melhorado de Vegetação (EVI) permitiu analisar melhores períodos com maior cobertura de nuvens, enquanto que o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI) permitiu separar melhor as classes de uso e cobertura da terra ao longo do ciclo anual. A Tabela 3 detalha as especificações técnicas do sensor MODIS.

Wolfe *et al.* (2002) explicaram que o MODIS imageia, simultaneamente, em cada banda, 10 fileiras de pixels para os detentores de 1 km; 20 para os detentores de 500 m; e 40 para os detentores de 250 m de resolução espacial. O sensor apresenta quatro planos focais: Infravermelho Termal - *Long Wave Infraered* (LWIR); Infravermelho Médio –

Short/Medium Wave Infrared (SWIR/MWI); Infravermelho Próximo - *Near Infrared* (NIR) e Visível - *Visible* (VIS).

Tabela 3 - Especificações técnicas do sensor MODIS

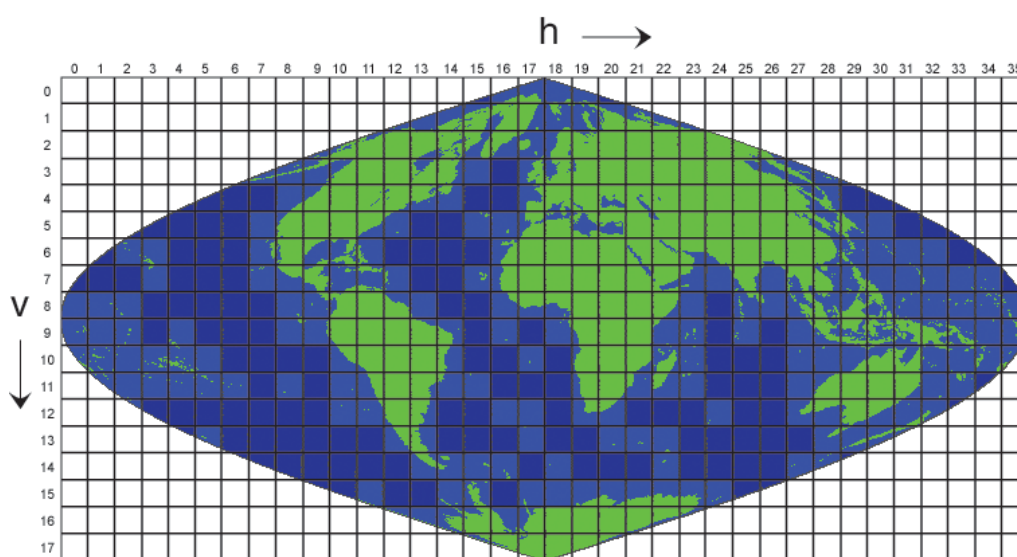
Item	Especificação
Órbita	705 km; síncrona com o sol; polar; 10h30min e 13h30min
Resolução espectral	0,4 – 14,4 μm
Resolução espacial	250 m (2 bandas - vermelho ao infravermelho próximo); 500 m (5 bandas - azul); 1000 m (29 bandas) em nadir
Resolução temporal	Diária (norte da latitude 30°) e a cada dois dias (lat. < 30°)
Cobertura espectral	$\pm 55^\circ$; 2.330 km em fileira
Quantização	12 bits
Tamanho	1,0 x 1,6 x 1,0 m
Peso	228,70 kg
Taxa de dados	6,2 Mbps (média); 10,8 Mbps (dia); 2,5 Mbps (noite)

Fonte: Justice *et al.* (2002) e NASA (2012)

Ao se combinarem características das imagens (qualidade geométrica, radiométrica, espectral e temporal) com os algoritmos de geração de produtos validados, é possível estimar, por exemplo, os parâmetros biofísicos da vegetação. Os produtos voltados para aplicações terrestres, gerados pelo MODIS, estão basicamente direcionados para o monitoramento da cobertura vegetal do planeta, para identificar mudanças decorrentes de variações no clima e tempo (JUSTICE *et al.*, 2002).

Os produtos MODIS já são georreferenciados pela técnica paramétrica onde pontos de controle são localizados no meio dos quatro planos focais e usados como referência (banda hipotética ideal ou banda 0), possibilitando a remoção das direções tendenciosas. Os dados monitorados são processados em 4 níveis (0 a 4) para serem disponibilizados a comunidade, com suas devidas validações e garantia de qualidade (QA – *Quality Assurance*). A menor unidade de processamento denominada “*Tile*”, detalhado na Figura 5, correspondente a uma área georreferenciada de 1.200 x 1.200 km (TELLES *et al.*, 1995; ANDERSON *et al.*, 2003).

Figura 5 - Detalhamento dos “tiles” do sensor MODIS



Fonte: NASA (2012)

Os produtos MODIS apresentam 11 (onze) usos primários distribuídos em suas 36 bandas, quer sejam: superfície terrestre/nuvem – bandas 1 e 2; propriedades da superfície/nuvem – bandas 3 a 7; cor dos oceanos/fitoplânctons/bioquímica – bandas 8 a 16; vapor de água atmosférico – bandas 17 a 19; temperatura das nuvens/superfície – bandas 20 a 23; temperatura atmosférica – bandas 24 e 25; cirrus – banda 26; vapor de água – bandas 27 a 29; ozônio – banda 30; temperatura das nuvens/superfície – bandas 31 e 32 e; altitude/topo da nuvem – bandas 33 e 36 (BARKER *et al.*, 1992).

Na Tabela 4 apresentaram-se os produtos da superfície terrestre gerados pelo MODIS, sendo que os mesmos são disponibilizados em *Hierarchy Data Format* - HDF, pois essa configuração possibilita uma implementação transparente de acesso aos dados, por meio de ferramentas específicas (NASA, 2012; PONZONI & SHIMABUKURO, 2009).

O produto MOD09 reúne a reflectância espectral da superfície para cada banda deste sensor que é utilizada no cálculo do albedo e índices de vegetação. Os produtos MOD 10 e 29 são dados utilizados no balanço de energia global. O MOD11 disponibiliza a temperatura da superfície e pode ser utilizado para pesquisas na estimativa de processos de modificação da superfície da Terra referente à Hidrologia, Climatologia, Ecologia e Biologia. O MOD43 disponibiliza os parâmetros da distribuição da função da reflectância bidirecional (BDRF) e albedo, detectando a fração de energia descendente que é refletida de volta à atmosfera pela superfície mediante o mosaico existente na área escolhida (ANDERSON *et al.*, 2003; ATAÍDE, 2007).

Tabela 4 - Produtos da superfície terrestre gerados pelo sensor MODIS

Produtos	Discriminação	Resolução	
		Temporal	Espacial
MOD09	Reflectância superfície	1 e 8 dias	1 km; 250 m e 500 m
MOD10	Cobertura de neve e extensão de gelo na superfície do mar	5 min; 1 e 8 dias	500 m
MOD11	Temperatura da superfície da Terra e emissividade	5 min; 1, 8 e 32 dias	1; 5; 56 km
MOD29	Cobertura de neve e extensão de gelo na superfície do mar	5 min; 1 e 8 dias	1 e 28 km
MOD43	BRDF / albedo	16 dias	1 km
MOD13	Índices vegetação (NDVI e EVI)	16; 30 e 32 dias	1 e 28 km; 250 m e 500 m
MOD15	Índices área foliar (LAI) e FPAR	8 e 32 dias	1 e 56 km
MOD17	Fotossíntese líquida e produtividade primária	8; 32 e 365 dias	1 e 56 km
MOD12	Cobertura da Terra e mudanças na cobertura da Terra	96 dias	1 km
MOD14	Anomalias termais, fogo e queima de biomassa	5 min; 1 e 8 dias	1 e 28 km
MOD44	Conversão da cobertura vegetal	32 e 365 dias	1 km e 250 m

Fonte: Justice *et al.* (2002) e Latorre *et al.* (2003)

Para estudos da vegetação disposta na superfície da Terra, o produto MOD13 disponibiliza dados temporais e espaciais da cobertura vegetal da superfície da Terra, ou ainda, detecta as mudanças globais da vegetação e dos parâmetros biofísicos do dossel. Dois índices compõem este produto: (1) índice da diferença normalizada (NDVI) e (2) índice de vegetação melhorado (EVI). O MOD15 é composto por duas variáveis que referem-se a estrutura do dossel, taxa de energia e troca de massas, o índice de área foliar (LAI) e fração da radiação fotossinteticamente ativa absorvida pela vegetação (FPAR). O MOD17 fornece dados de fotossíntese líquida e produtividade primária líquida, proporcionando dados de crescimento da vegetação terrestre e sua produtividade, estes dados podem ser utilizados com subsídio aos estudos de estimativa de rendimento de colheita, produtividade de florestas e crescimento da vegetação.

Os produtos direcionados à cobertura terrestre o MOD12 disponibilizam os tipos de cobertura terrestre e mudanças ocasionadas pelas atividades humanas (i.e. urbanização).

Este produto mede as proporções de radiação disponível nos comprimentos de onda que a vegetação absorve radiação fotossinteticamente ativa (400 a 700 nm). Já o produto MOD14 visualiza dados de modificações da superfície terrestre decorrente de alterações da temperatura por queimadas. Este mesmo produto considera impactos no meio ambiente que decorrem em: (1) mudança do estado físico da vegetação, (2) liberação de gases de efeito estufa e reativos a queima da biomassa, (3) outros efeitos que atingem a flora existente. O MOD44 configura a distribuição global das mudanças na superfície da Terra decorrente de eventos naturais extremos e atividades humanas (ANDERSON *et al.*, 2003; JUSTICE *et al.*, 2002; LATORRE *et al.*, 2003).

Bisht *et al.* (2005) inovaram ao mapear Rn apenas com produtos MODIS com aplicação de um modelo senoidal. Foram utilizados cinco produtos MODIS e nenhuma observação feita em superfície. Uma restrição ao uso dessa metodologia é que a mesma é válida apenas para dias sem ocorrência de nebulosidade e por considerar Rn nulo em todo o período noturno.

Ataíde *et al.* (2006) estimaram o saldo de radiação diurno sobre áreas homogêneas para dias de céu claro tendo como subsídio imagens do sensor MODIS - Terra e Aqua. O estudo dos autores foi baseado na proposta de Bisht *et al.* (2005) para eliminar ao máximo a necessidade de dados obtidos em superfície assim como a contribuição de dados gerados por modelos. Nos valores estimados, os autores concluíram que quando compararam os resultados dos sensores Terra e Aqua com os valores medidos na estação automática, o sensor Terra apresentou valores mais precisos.

Adami *et al.* (2008) avaliaram dados multitemporais obtidos pelo sensor MODIS para o estudo da dinâmica espaço-temporal de duas sub-regiões do bioma pantanal. Os autores usaram a análise de componentes principais e diferenciaram quatro comportamentos distintos: áreas permanentemente alagadas; áreas não inundáveis, composta por vegetação; áreas inundáveis com maior resposta de vegetação e áreas com vegetação ripária.

Com a utilização de 10 imagens do sensor MODIS a bordo do satélite Terra do ano de 2005 no município de Santa Rita do Passa Quatro – SP, Santos (2011) avaliou o quanto a substituição da vegetação primária por cana-de-açúcar afetou o balanço de radiação. As técnicas empregadas proporcionam destacar padrões que diferenciam os biomas em estudo e concluir que a substituição da vegetação nativa por cana-de-açúcar aumenta o albedo e a temperatura da superfície, além de diminuição no saldo de radiação; porém, impactando claramente o clima das áreas motivo de tal substituição.

Estudos com imagem de satélites possibilitam também analisar variações de comunidades de vegetação e suas alterações fenológicas. De fato, Formigoni *et al.* (2011) avaliaram comportamento temporal do Índice de Vegetação Melhorado (EVI) do sensor MODIS, de diferentes tipos de vegetação do Nordeste Brasileiro no período de 6 anos (2000 a 2006). Para se cobrir o período estudado, os autores utilizaram um total de 144 imagens EVI livres de nuvens com resolução espacial de 250 m. Ao observarem o comportamento do EVI constataram que os dados EVI foram sensíveis aos diferentes tipos de vegetação; a vegetação Amazônia apresentou a menor variação multitemporal dos valores de EVI, todavia apresentando os valores mais elevados e; a vegetação de caatinga analisada apresentou a maior variação dos valores de EVI.

2.7. Estimativa da evapotranspiração real por meio do SEBAL

O *Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)* foi desenvolvido por Bastiaanssen (1995) e validado em campanhas experimentais na Espanha e no Egito, usando imagens *TM - Landsat 5* (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998a,b). O SEBAL é um algoritmo desenvolvido para estimar os balanços de radiação e energia à superfície, por meio de imagens multiespectrais de satélites que contenham o canal termal e com dependência mínima de dados de superfície. Para sua implementação, faz-se também necessário dados de sensoriamento remoto em condições de céu sem nuvens e a presença de áreas secas e úmidas nas imagens de satélite utilizadas. O mesmo tem sido utilizado em diferentes países, produzindo resultados significativos com precisão e praticidade, com vistas à racionalização do uso dos recursos naturais, avaliação de grandes áreas irrigadas, manejo da irrigação e gerenciamento de recursos hídricos (BASTIAANSSEN, 2000; MENEZES *et al.*, 2011; MORSE *et al.*, 2000; SILVA & BEZERRA, 2006).

O SEBAL é uma das metodologias mais atraentes para aplicações operacionais, pois sua calibração interna de correções atmosféricas e da emissividade da superfície lhe permite calcular com satisfatória acurácia a temperatura da superfície (T_s). Esta afirmativa foi exposta por Courault *et al.* (2005), em seu artigo de revisão sobre o trabalho realizado na comunidade internacional nos últimos 25 anos relacionado com o sensoriamento remoto termal. Esses autores argumentam ainda que na aplicabilidade do SEBAL quantifica-se o fluxo de calor latente (LE) como resíduo da equação do balanço de energia e determina-se em seguida a evapotranspiração regional. A parametrização do algoritmo pode ser aplicada em imagens digitais de qualquer sensor orbital que efetue medidas de radiancia no visível, infravermelho próximo e termal, tais como: Mapeador Temático do satélite Landsat 5,

NOAA-AVHRR, Terra/MODIS e Terra/ASTER. Considerando que cada sensor tem sua característica instrumental peculiar (i.e. resolução espacial e temporal), o sensor a ser escolhido será função dos diferentes tipos de estudos, considerando a área, a escala e o tipo de análise almejada.

Tasumi *et al.* (2003) estimaram a ET pelo modelo SEBAL nos Estados Unidos e compararam com outras metodologias, inclusive a de medida direta por lisímetro e evidenciaram que o SEBAL apresentou bom concordância com outros métodos consagrados na literatura.

Mendonça (2007) estimou os componentes do balanço de energia à superfície e a evapotranspiração com imagens do sensor MODIS na região Norte Fluminense – RJ e validou os resultados com dados de quatro estações meteorológicas existentes na área. Testou-se o algoritmo em sua forma clássica e modificada por alterações nos critérios de seleção dos pixels âncoras, utilizados no procedimento da estimativa do fluxo de calor sensível. Os resultados indicaram que a modificação nos critérios alterou os resultados obtidos, com destaque para o procedimento que adota o saldo diário da radiação (R_n 24h) na conversão de valores instantâneos para totais diários.

Novas (2008) mapeou as componentes do balanço de radiação à superfície terrestre e índices de vegetação em área com a bacia do rio Pratygy, em Alagoas, por meio de dados de sensores remotos em dias de céu claro. A análise das áreas críticas em relação à ocorrência de perda da cobertura vegetal comprovou que o NDVI tem relação indireta com o albedo da superfície e com a T_s , enquanto com o R_n uma relação direta. A análise das áreas críticas de perda ou ganho de R_n comprovou que o albedo e a T_s quase sempre atuam inversamente com o R_n e os índices de vegetação diretamente. Ficou evidenciada a apropriada potencialidade do emprego do SEBAL em estudos de alterações na vegetação e uso da terra em escala de bacias hidrográficas, uma vez que a identificação em mudanças das espécies pode ocorrer pelo estudo dos mapas de R_n e de índices de vegetação.

O SEBAL é constituído, quase que totalmente, por parametrizações físicas bem estabelecidas e pouco complexas (ANDRADE, 2008), sendo que do total de passos existentes, poucos são aqueles que envolvem parametrizações empíricas. Mediante suas características, o SEBAL é considerado uma opção promissora para a estimativa dos componentes do balanço de energia por sensoriamento remoto, possuindo a flexibilidade para que sejam acoplados outros modelos, como o que foi desenvolvido por Monteith para estimativa da produtividade de biomassa das culturas. Em complementar a esta afirmativa, Andrade (2008) obteve resultados consistentes quando da aplicação do SEBAL em

imagens dos sensores MODIS - Terra e *TM - Landsat 5* para a obtenção dos fluxos de energia à superfície, evapotranspiração e produção de biomassa da cana-de-açúcar na Fazenda Boa Fé, no Triângulo Mineiro no município de Conquista – Minas Gerais.

Bezerra *et al.* (2008) estimaram a evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais *TM - Landsat 5* e compararam a mesma evapotranspiração determinada pelo método Balanço de Radiação pela razão de Bowen (BERB), em dois campos irrigados com mamona e algodão no Cariri cearense. Os autores obtiveram neste estudo erro absoluto máximo de 0,50 mm d⁻¹ e erro relativo máximo de 9,40% entre as duas metodologias, evidenciando assim, a potencialidade da técnica. Ainda no mesmo estudo, evidenciou-se que o SEBAL propicia ampla variabilidade espacial da ET comprovado quando detectaram diferentes ocupações do solo, o que demonstra que se aplicado aos dados de altas resoluções temporal e espacial a metodologia pode ser utilizada em escalas operacional e de rotina tornando-se assim, uma importante ferramenta no monitoramento das necessidades hídrica de culturas.

Ainda em cultura de algodão, Santos *et al.* (2010) avaliaram a precisão da ET diária quando na utilização de quatro imagens *TM - Landsat 5* do ano de 2005, no estado do Ceará, para aplicação dos algoritmos SEBAL (BANTIAANSSEN, 2000) e S-SEBI (ROERINK *et al.*, 2000; SOBRINO *et al.*, 2005, 2007) e comparados com o método razão de Bowen (LIMA *et al.*, 2011a; OLIVEIRA *et al.*, 2009). A comparação entre os valores obtidos pelos algoritmos e os valores medidos em campo apresentou precisão satisfatória com um evidente melhor desempenho do algoritmo SEBAL. Os resultados comprovaram que o algoritmo S-SEBI é uma ferramenta importante a ser aplicada na análise da ET em regiões semiáridas, devido a sua praticidade na obtenção do balanço de energia, assim como, por seu processamento ser mais simples do que o do algoritmo SEBAL, o qual necessita da solução de um processo iterativo.

Estudos da dinâmica espaço - temporal de parâmetros biofísicos possibilitam detectar e entender as modificações nas feições da superfície terrestre bem como as alterações climáticas ao longo do tempo. Em estudo desenvolvido por Machado *et al.* (2009), quando da aplicação do SEBAL para quantificar o índice de área foliar e o fluxo de calor no solo, caracterizou-se a cobertura vegetal da bacia hidrográfica do rio Capibaribe – PE. Os autores evidenciaram que em zonas de maior altitude e declividade não sofreram grandes modificações mesmo ocorrendo o desenvolvimento de atividades antrópicas e que o aumento expressivo do fluxo de calor no solo também exprime a diminuição da cobertura vegetal verificada na área central da bacia. Na mesma linha de investigação, Silva *et al.*

(2009) analisaram a evolução do processo de desertificação através do NDVI na região do Sertão do estado de Pernambuco pela série temporal de imagens *TM - Landsat 5* e verificaram que a vegetação característica da região diminuiu sua área e que poderá acontecer um processo de desertificação na região. Também Machado *et al.* (2010) utilizaram o Índice de Vegetação ajustado por Solo (SAVI) e a temperatura da superfície, onde analisaram as mudanças ambientais de forma multitemporal no Parque Natural de Serra da Estrela em Portugal e concluíram que alterações do uso e ocupação do solo, principalmente a substituição de florestas resinosas para florestas abertas, corte e novas plantações, tiveram reflexo observável nas cartas de SAVI.

Com a utilização do SEBAL torna-se possível a estimativa de parâmetros essenciais ao monitoramento da degradação ambiental. Nesse sentido, Rodrigues *et al.* (2009) analisaram a sazonalidade de parâmetros biofísicos (i.e. albedo, NDVI, saldo de radiação e fluxo de calor no solo). Os resultados mostraram que as variáveis investigadas apresentaram alterações entre estações secas e chuvosas, sendo os maiores valores de albedo registrados na estação seca. O NDVI apresentou maior sensibilidade ao regime hídrico, mostrando alto potencial de recuperação da vegetação ao efeito da precipitação. As margens do rio Trussu no Ceará apresentaram NDVI superior a 0,39, sendo indicativo de preservação da mata ciliar. Esta mesma metodologia e objetivos foram aplicadas por Borges *et al.* (2010) no estado da Bahia, só que em área de algodoeiro irrigado. Evidenciou-se que a técnica empregada capturou de forma nítida a variabilidade temporal e espacial de R_n e dos parâmetros biofísicos, cujos valores encontrados são compatíveis com os reportados na literatura para a mesma cultura sob regime de irrigação.

Muitas das aplicações do SEBAL têm ocorrido em regiões áridas e/ou semiáridas, e nesse sentido, Silva *et al.* (2010e) calibraram a metodologia em diferentes ambientes do nosso país continental e investigaram a sua aplicabilidade em condições climáticas diferentes daquelas que o mesmo tem sido aplicado. Quando os autores avaliaram o estudo, concluíram que as componentes derivadas do SEBAL apresentaram boa concordância com aquelas medidas em estação micrometeorológica e as alterações climáticas promovidas pela substituição do Cerrado pela cana-de-açúcar resultaram no aumento da temperatura e que áreas irrigadas contribuíram para redução da temperatura da superfície e do ar.

Bastiaanssen (2000) avaliou a evapotranspiração em área de vales na bacia de Gediz – Turquia e obteve para os dias 26/06/1998 e 29/08/1997 ET com valores respectivos de 3,1 e 3,4 mm dia⁻¹. Em pesquisas realizadas na Venezuela em áreas

agrícolas, Trezza (2006) detectou evapotranspiração variando de 0,1 a 8,2 mm dia⁻¹, em áreas irrigadas nas quais o principal cultivo era o arroz e a ET média foi de 4,4 mm dia⁻¹.

As imagens do sensor ASTER integradas ao modelo SEBAL, podem ser eficientes para estimar, com adequada precisão e representação espacial, os componentes relacionados às trocas de radiação e energia entre atmosfera e superfície. Santos *et al.* (2010a) ratificaram a eficiência deste sensor na aplicação do algoritmo SEBAL quando avaliaram o fluxo de calor e a evapotranspiração no cultivo de arroz na região central do Rio Grande do Sul. Estes autores encontraram em alvos imageados de lavouras de arroz evapotranspiração variando de 5,8 a 7,8 mm dia⁻¹ no dia 04/03/2004. Esta variação foi confirmada com os valores típicos de evapotranspiração de arroz nos trópicos de 4,0 a 6,0 mm dia⁻¹ (estação chuvosa) e 6,0 a 7,0 mm dia⁻¹ (estação seca). Já Giacomoni (2005) mapeou os fluxos em superfície por meio de imagens orbitais do sensor AVHRR/NOAA, com resolução espacial média de 1.000 m na ocasião em que obteve resultados consistentes.

Machado *et al.* (2010a) obtiveram a evapotranspiração real no município de São José do Sabugi na Paraíba utilizando imagens digitais TM - Landsat 5 datada de 13/01/2009. A ET neste estudo variou com valores inferiores a 1 mm dia⁻¹ (solo exposto); valores entre 4 a 6 mm dia⁻¹ (vegetação nativa preservada); valores menores que 2 mm dia⁻¹ (pouca cobertura vegetal e atividades antrópicas). Os autores não validaram a metodologia, pela carência de dados, entretanto a relação LE/Rn24h obtida na cultura de manga foi de 0,55, sendo este resultado coerente com culturas de sequeiros. A metade noroeste da área estudada apresentou baixos valores de ET e corresponde a área que apresenta maiores dificuldades de gerenciamento dos recursos hídricos. O SEBAL pode ser usado como ferramenta útil e econômica para monitorar as necessidades hídricas das culturas.

O saldo de radiação pode ser também determinado em áreas montanhosas com o *Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration* (METRIC), proposto por Allen *et al.*, (2007a,b) e empregado por Gomes *et al.* (2009) na determinação do Rn em diferentes biomas no estado de São Paulo, quando na ocasião concluíram que a metodologia aplicada à estimativa de Rn nas áreas selecionadas, alcançou valores muito consistentes. Os fundamentos usados no METRIC para obtenção de Rn são basicamente os mesmos usados SEBAL; no entanto, no METRIC foram adotadas correções propostas por Trezza (2002) e Tasumi (2003) que o torna aplicável em áreas montanhosas, com pixels com considerável inclinação e que alteram os valores da refletividade de cada pixel,

afetando o cômputo dos índices de vegetação, albedo e, consequentemente, do saldo de radiação (SILVA, 2009).

Em estudos mais recentes, o SEBAL vem sendo utilizado como uma ferramenta de apoio para estudos que envolvem agricultura e meio ambiente, de forma que a sua implantação não tenha como foco único resultados quantitativos e sim, como suporte em planejamento de ações mitigadoras na questão de desperdício de recursos hídricos utilizados na agricultura. O emprego do SEBAL em conjunto a Equação de Penman-Monteith (ALLEN *et al.*, 1998), permite a determinação do K_c e, consequentemente, a definição, com mais acurácia, do quantitativo de irrigação necessária àquela exata cultura. Esta relação foi confirmada por Bezerra *et al.* (2012) quando na determinação da evapotranspiração e do coeficiente de cultura do algodoeiro irrigado. O estudo compreendeu todo o ciclo fenológico da cultura, em oito pivôs e imagens correspondentes a cada ciclo de semeadura. Os autores concluíram que o NDVI mostrou-se um bom indicador do desenvolvimento da cultura, constituindo ferramenta importante para o manejo da cultura e estimativa da produtividade; a ET diária estimada para todo o ciclo da cultura atingiu valor máximo pouco superior a 6 mm dia^{-1} , demonstrando coerência com os valores apresentados pela literatura e que o K_c estimado foi coerente aos valores relatados pela literatura para o algodoeiro herbáceo nas fases fenológicas consideradas.

Santos (2011a), quando estudou a região no Baixo Rio Colorado – Califórnia no oeste dos Estados Unidos, determinou a evapotranspiração real diária (ET) da vegetação *Tamarisk*, utilizando dados micrometeorológicos e o algoritmo SEBAL, através de imagens *TM - Landsat 5*, e validou os resultados da ET estimados pelo algoritmo com os medidos através da técnica da razão de Bowen. Os resultados obtidos evidenciaram que as estimativas da ET pelo algoritmo SEBAL são similares aos valores medidos na estação meteorológica experimental através do método da razão de Bowen. Os baixos erros quadrático médio e percentual médio entre os valores da ET medidos e os estimados pelo SEBAL, demonstram a aplicabilidade do método na obtenção da distribuição espacial da ET.

Lima (2010) utilizou o SEBAL juntamente com produtos MODIS – Terra e estimou os componentes do balanço de energia, a evapotranspiração e os componentes do balanço hídrico nas condições climáticas das sub-bacias do ribeirão Entre Ribeiros e rio Preto. O autor encontrou resultados dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração compatíveis com a literatura em culturas de feijão. Como a maior parte do período de estudo foi na estação seca, na análise do balanço hídrico, o escoamento superficial não foi

expressivo. A técnica de SR apresentou-se como alternativa de pesquisa, principalmente na área de estudo por apresentar limitações de dados meteorológicos.

Ruhoff (2011) verificou acurácia das estimativas de ET baseadas em modelos de sensoriamento remoto quando comparadas a medições pontuais obtidas a partir de estações de fluxo e a partir do fechamento do balanço hídrico a médio e longo prazo. O mesmo utilizou-se do algoritmo SEBAL em escala regional (BASTIAANSEN, 1995) e o algoritmo MOD16 para escalas continentais e globais, baseado em produtos do sensor MODIS (MU *et al.*, 2007; MU *et al.*, 2011). As análises realizadas sugerem que os algoritmos SEBAL e MOD16 podem capturar razoavelmente bem as respostas da vegetação em relação à variabilidade espacial e temporal em larga escala. Considerando que esses algoritmos podem ser aplicados desde escalas regionais até escalas globais, os resultados estão em um intervalo de acurácia aceitável, indicando um potencial significativo no monitoramento espacial e temporal do processo de ET de forma contínua e sistemática a partir de informações obtidas por sensoriamento remoto.

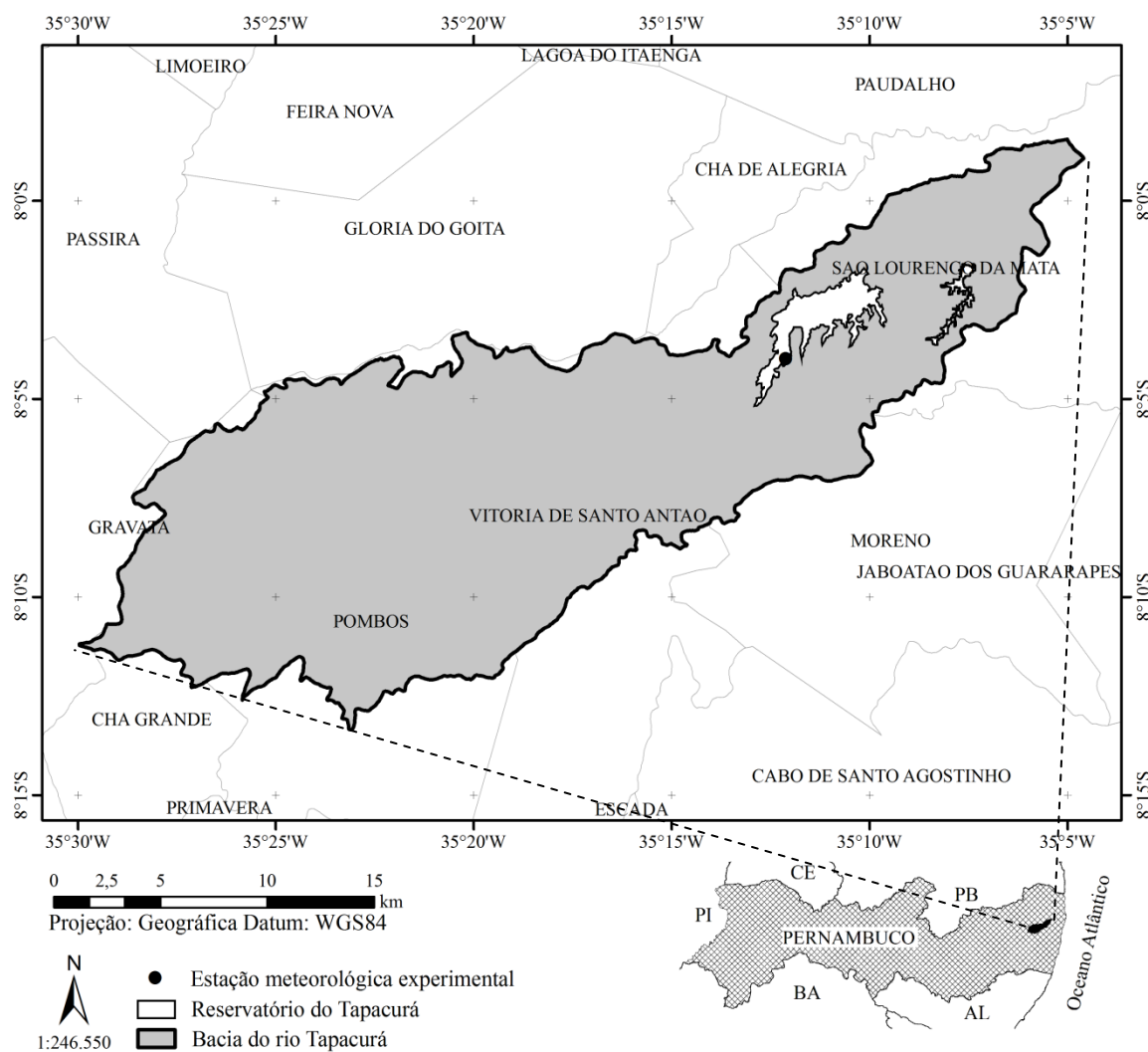
Ressaltam-se ainda que outros algoritmos têm sido estudados e implantados para pesquisas em balanço de radiação e energia, tais como: *Two-Source Energy Balance* (TSEB) aplicado por Norman *et al.* (1995); *Surface Energy Balance System* (SEBS) utilizado por SU *et al.* (2002) e *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI) utilizado por Roerink *et al.* (2000) e Santos & Silva (2008).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Área de estudo

O presente estudo foi realizado na bacia hidrográfica do rio Tapacurá (Figura 6), sub-bacia do rio Capibaribe, Pernambuco, integrante da Rede de Hidrologia do Semiárido - REHISA, com área de drenagem de aproximadamente 480 km² localizada entre as coordenadas 35°05' e 35°30' de longitude Oeste e 07°58' e 08°13' de latitude Sul. (REHISA, 2004; SILVA *et al.*, 2010c). Esta bacia é composta por doze sub-bacias, sendo as principais formadas pelos riachos Itapessirica, Natuba, Gameleira e Várzea do Una.

Figura 6 - Localização espacial da bacia do rio Tapacurá no estado de Pernambuco



A bacia do rio Tapacurá abrange os municípios de Vitória de Santo Antão, Pombos, São Lourenço da Mata, Gravatá, Moreno e Chã Grande. Desses municípios, Vitória de Santo Antão e Pombos são os mais representativos, por constituírem maiores percentuais de área dentro da bacia, respectivamente 53,7% e 60,3%.

A cidade de Vitória de Santo Antão é a nona maior cidade de Pernambuco, com aproximadamente 371 km², 123.930 habitantes e Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) igual a 0,663. Destaca-se como centro comercial e de prestação de serviços, além de contar com um parque industrial relativamente importante na produção de bebidas, produtos cerâmicos e alimentares (BRAGA, 2001; IBGE, 2010).

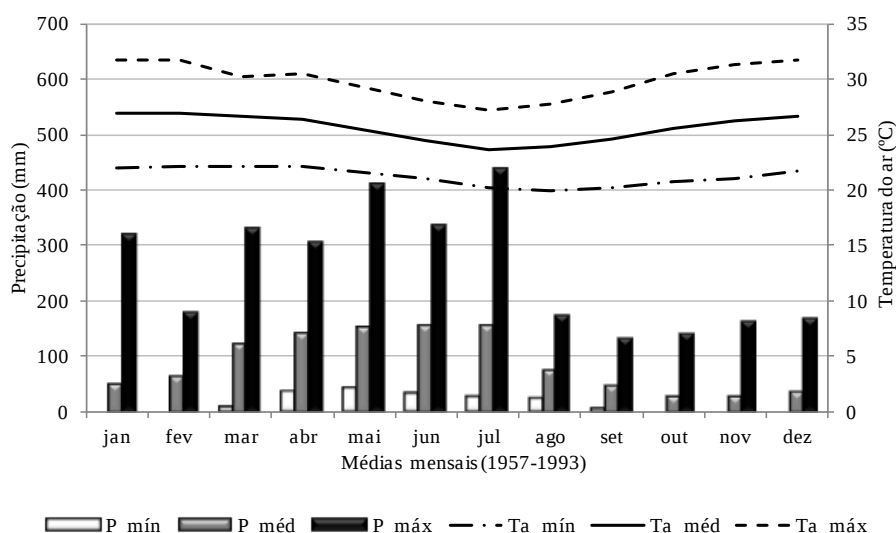
A cidade de Pombos tem aproximadamente 207 km², 23.057 habitantes e Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) igual a 0,641. O comércio é considerado local e de pequeno porte, entretanto recebe grande influência das atividades rurais, em especial de cultura de abacaxi e horticultura (BRAGA, 2001; IBGE, 2010).

Os solos da bacia são predominantemente do tipo Argissolo Vermelho seguido do Argissolo Amarelo. Há também, em menor proporção, Gleissolo, Luvisolo, Neossolo, Quartzarênico, Neossolo Regolítico e Latossolo Amarelo. O relevo da bacia está em sua maior parte constituído por colinas e cristas, sendo sua paisagem composta por remanescentes da Mata Atlântica e alguns remanescentes de Caatinga. Apresenta áreas tanto da Zona da Mata Úmida como do Agreste Subúmido e o clima dominante da bacia é o As', qual seja, clima quente e úmido do tipo pseudo tropical na classificação climática de Köppen (BRAGA, 2001; DUARTE *et al.*, 2007; EMBRAPA, 1999).

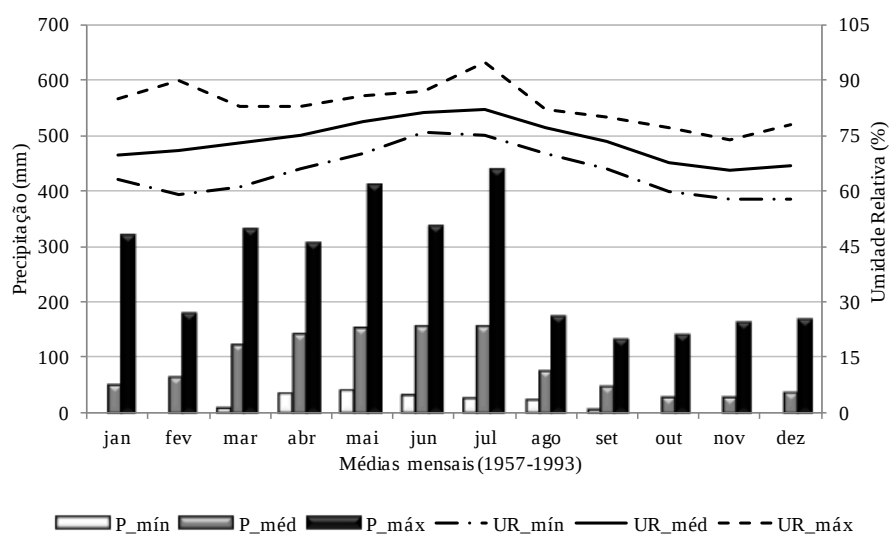
A Figura 7 apresenta as médias mensais históricas (1957-1993) da precipitação mínima (P_mín), média (P_méd), máxima (P_máx); temperatura do ar mínima (Ta_mín), média (Ta_méd), máxima (Ta_máx) e umidade relativa mínima (UR_mín), média (UR_méd), máxima (UR_máx) na bacia do rio Tapacurá. Os dados foram monitorados na estação experimental da Empresa Pernambucana de Pesquisa Agropecuária (IPA) localizada nas coordenadas 08°08' S e 35° 22' W. Observa-se que o período chuvoso posiciona-se entre os meses de março a julho, com precipitação pluviométrica anual de 1.017 mm. A temperatura média mensal oscila entre 23,7 e 27,0 °C, enquanto a umidade relativa do ar, durante os meses de maio a agosto, é superior a 75%.

Figura 7 - Médias mensais históricas (1957-1993) da precipitação mínima (P_mín), média (P_méd), máxima (P_máx); temperatura do ar mínima (Ta_mín), média (Ta_méd), máxima (Ta_máx) e umidade relativa mínima (UR_mín), média (UR_méd), máxima (UR_máx) na bacia do rio Tapacurá - PE

A.



B.

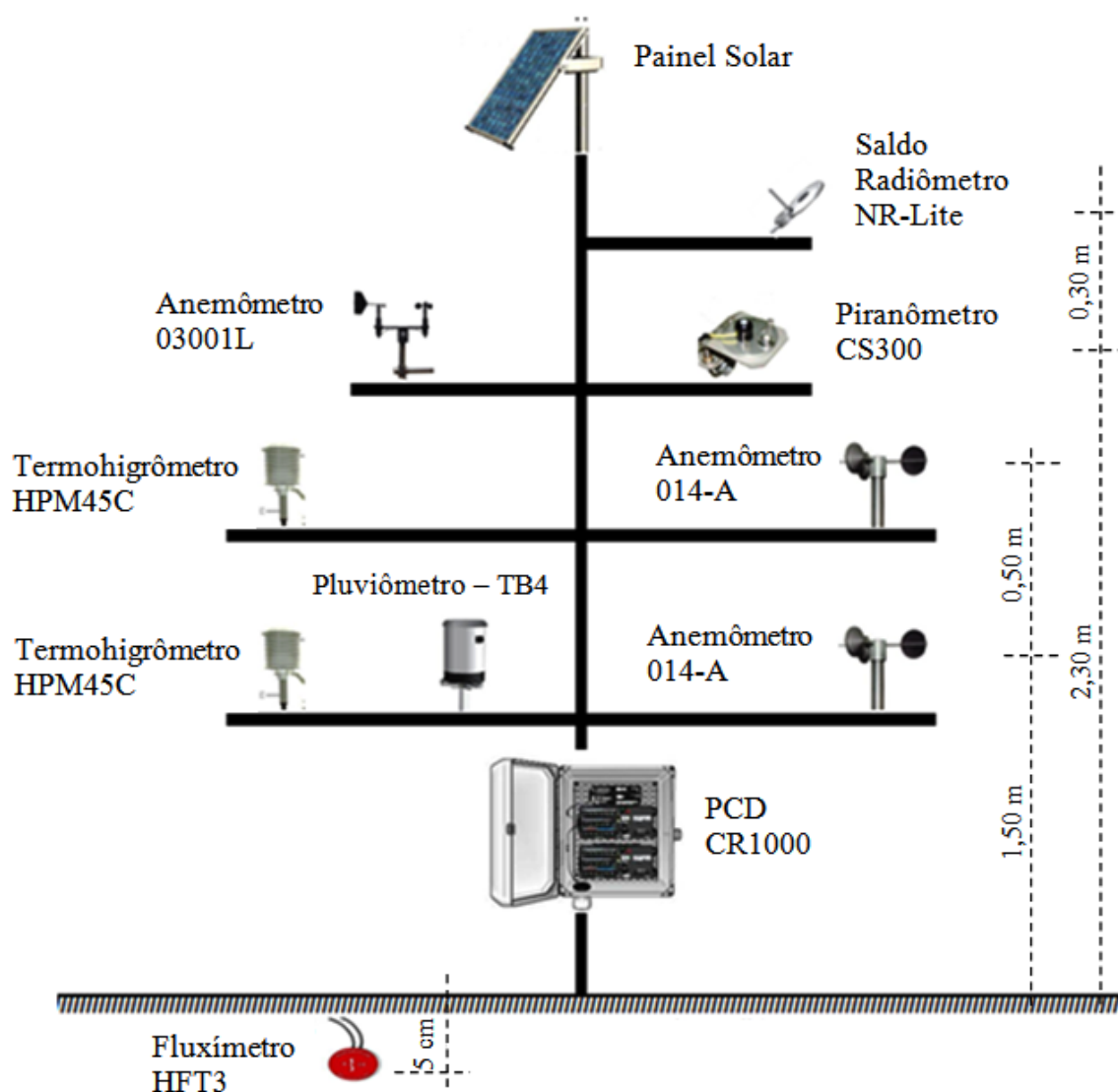


A bacia hidrográfica do rio Tapacurá é de importância estratégica à Região Metropolitana do Recife, uma vez que é manancial para abastecimento público de mais de um milhão de habitantes, contribuindo com mais de 25% da água consumida, por meio do reservatório da barragem do Tapacurá, com capacidade de acumulação de 94.200.000 m³ (SOUZA *et al.*, 2008b).

3.2. Banco de dados meteorológicos da área de estudo

Para determinação da evapotranspiração real, tanto pelo SEBAL como no Balanço de Energia pela Razão de Bowen (BERB), realizou-se monitoramento de algumas variáveis hidrometeorológicas. Para suprir esta necessidade foi instalada uma estação meteorológica experimental em dezembro de 2009, conforme localização: 08°05'19"S; 35°14'56"W; 143 m, em área pertencente à Fazenda Canadá próxima a cidade de Vitória de Santo Antão – Pernambuco, conforme detalhe esquemático apresentado na Figura 8.

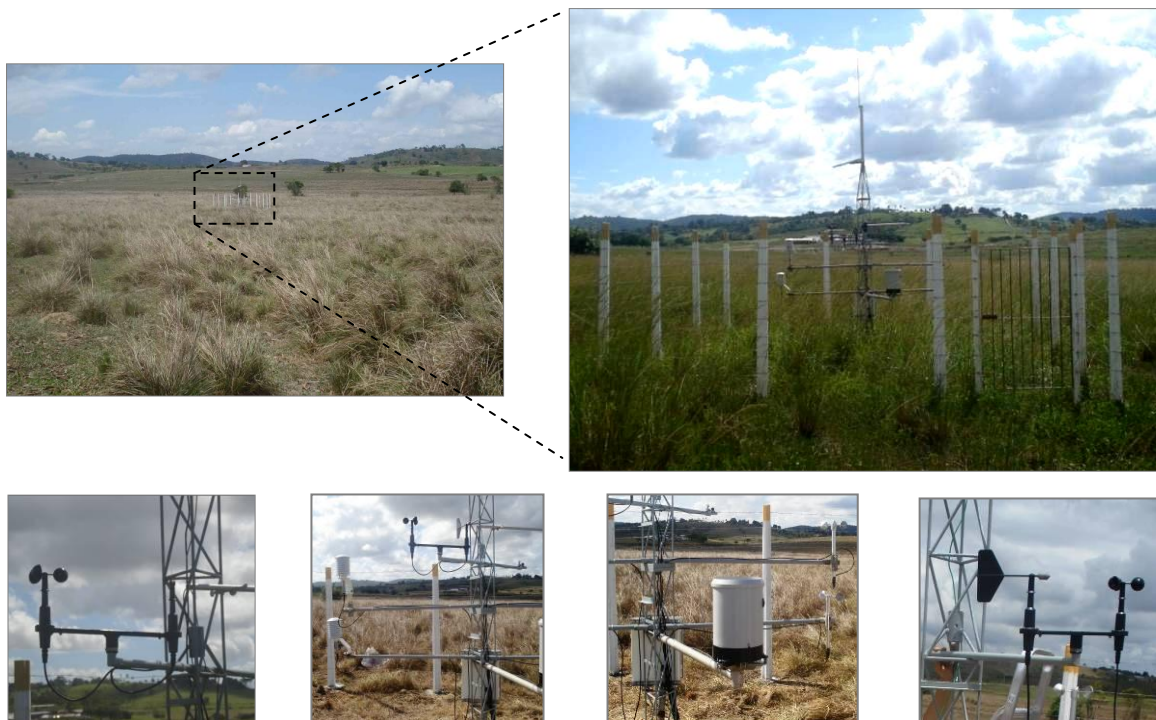
Figura 8 - Detalhe esquemático da disposição dos sensores da estação meteorológica experimental na bacia do rio Tapacurá – PE



A referida estação meteorológica experimental, totalmente automatizada, contemplou nove sensores para medições de: temperatura e umidade relativa do ar (dois termohigrômetros, modelo HMP45C da *Vaisala Inc.*), velocidade do vento (dois anemômetros modelos 014A da *Met One*); velocidade e direção do vento (03001L da R. M. Young); saldo de radiação (saldo radiômetro modelo NR-LITE da *Kipp & Zonen*), radiação solar global (piranômetro modelo CS300 da *Kipp & Zonen*), precipitação (pluviômetro modelo TB4 da *Campbell Scientific*) e calor do solo (fluxímetro modelo HFT3 da *Campbell Scientific*). Os sensores foram acoplados a dois sistemas de aquisição de dados CR-1000 da *Campbell Scientific* programados para efetuar leitura dos sensores a cada 5 segundos e extrair médias a cada 30 minutos. Quinzenalmente foram realizadas manutenções dos sensores (limpeza e inspeção de funcionamento), ocasião em que se efetuava a coleta dos dados armazenados.

O local escolhido para implantação da estação meteorológica experimental apresentou alcance geográfico com significativa área de bordadura, onde se observou extensa escala homogênea de cobertura vegetal com pasto em capim-lucas (*Sporobolus Indicus*), conforme Figura 9.

Figura 9 - Localização e sensores da estação meteorológica experimental da bacia do rio Tapacurá - PE



3.3. Imagens orbitais do sensor MODIS dos Satélites Terra e Aqua

Os produtos MODIS foram adquiridos gratuitamente no *Global Visualization Viewer* (GLOVIS) da *United States Geological Survey* (USGS) pelo site <http://glovis.usgs.gov>. O *tile* que engloba a bacia do rio Tapacurá é o h14_v09 (Figura 5) e as imagens são disponibilizadas no formato *Hierarchical Data Format* (HDF).

O critério de seleção das imagens foi o de menor presença de nuvens. Entretanto, na área de estudo a ausência de nuvens ocorre raramente. Assim, verificaram-se por análise visual entre todas as imagens disponíveis nos anos de 2010 e 2011 as que apresentaram menor incidência de nuvens, o que totalizou 309 *download*; em seguida, com análise visual mais refinada, escolheram-se apenas aquelas com tal incidência de nuvens que possibilitassem a aplicação do SEBAL, o que resultou em 12 imagens em condições de uso da técnica, conforme informações da Tabela 5.

Tabela 5 - Produtos da superfície terrestre gerados pelo sensor MODIS

Item	DSA	Data	Horário passagem (h)	Satélite
01	069	10/03/2010	10:00	Terra/MOD
02	120	30/04/2010	10:30	Terra/MOD
03	127	07/05/2010	13:30	Aqua/MYD
04	184	03/07/2010	13:24	Aqua/MYD
05	227	15/08/2010	10:12	Terra/MOD
06	246	03/09/2010	13:36	Aqua/MYD
07	076	17/03/2011	14:06	Aqua/MYD
08	096	06/04/2011	13:42	Aqua/MYD
09	112	22/04/2011	13:42	Aqua/MYD
10	133	13/05/2011	14:00	Aqua/MYD
11	151	31/05/2011	13:48	Aqua/MYD
12	171	20/06/2011	13:24	Aqua/MYD

Na elaboração desta pesquisa foram utilizados dois produtos MODIS dos satélites Terra (MOD) e Aqua (MYD). O primeiro deles foi o MOD11A1, que contempla doze camadas com resolução espacial de 1 km; entretanto, para implementação do SEBAL são necessárias apenas três camadas: a da temperatura da superfície (K), a que contém a hora local e aquelas com as emissividades de cada *pixel*. O segundo produto utilizado foi o

MOD09GA, que contempla duas resoluções espaciais, 1 km e 500 m, perfazendo nove e doze camadas, respectivamente. O produto utilizado com a primeira resolução espacial (1 km) foi a camada do ângulo zenital solar – Z (graus) e com a segunda resolução espacial (500 m) foram empregadas as reflectâncias da superfície referentes às bandas de 1 a 7.

Para utilização efetiva dos produtos MODIS, aplicam-se fatores de correção, multiplicador ou multiplicador e adicional referente a cada camada utilizada (Tabela 6), de forma que o valor resultante desta operação matemática represente, no *pixel* da imagem, o real valor da variável na área de estudo.

Para manuseio, recorte, empilhamento e álgebra entre as imagens utilizou-se o software *Erdas Imagine* e para montagem final dos layouts o *ArcGis*, ambos com licença do Departamento de Engenharia Civil da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

Para melhor visualização dos mapas temáticos, utilizou-se o modelo digital de elevação (MDE) das cenas SB25YC e SB25VA, dados de radar da missão *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM), através do acesso à página da web da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). As mesmas foram empilhadas, mosaicadas e recortadas de acordo com a área da bacia do rio Tapacurá – PE.

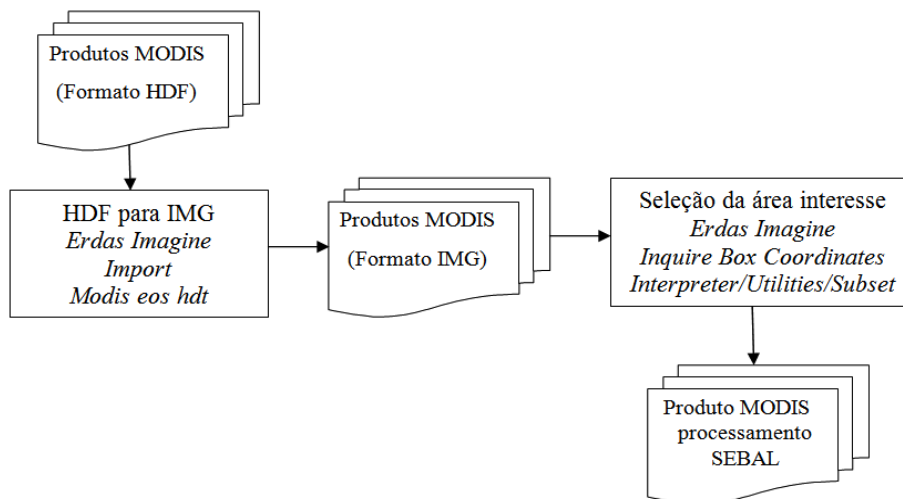
Tabela 6 - Fatores multiplicadores, adicionais e resoluções dos produtos MODIS utilizados

Discriminação da camada	Fatores		Resoluções	
	Multiplicador	Adicional	Temporal	Espacial
MOD11A1 ou MYD11A1				
Temperatura da superfície (K)	0,02	-	Diária	1 km
Hora local (hora)	0,1	-	Diária	1 km
Emissividade de cada <i>pixel</i> banda 31 (-)	0,002	0,490	Diária	1 km
Emissividade de cada <i>pixel</i> banda 32 (-)	0,002	0,490	Diária	1 km
MOD09GA ou MYD09GA				
Ângulo Zenital Solar (graus)	0,01	-	Diária	1 km
Reflectância banda1 (620–670 nm) (-)	0,0001	-	Diária	500 m
Reflectância banda2 (841–876 nm) (-)	0,0001	-	Diária	500 m
Reflectância banda3 (459–479 nm) (-)	0,0001	-	Diária	500 m
Reflectância banda4 (545–565 nm) (-)	0,0001	-	Diária	500 m
Reflectância banda5 (1230–1250 nm) (-)	0,0001	-	Diária	500 m
Reflectância banda6 (1628–1652 nm) (-)	0,0001	-	Diária	500 m
Reflectância banda7 (2105–2155 nm) (-)	0,0001	-	Diária	500 m

Fonte: NASA (2012)

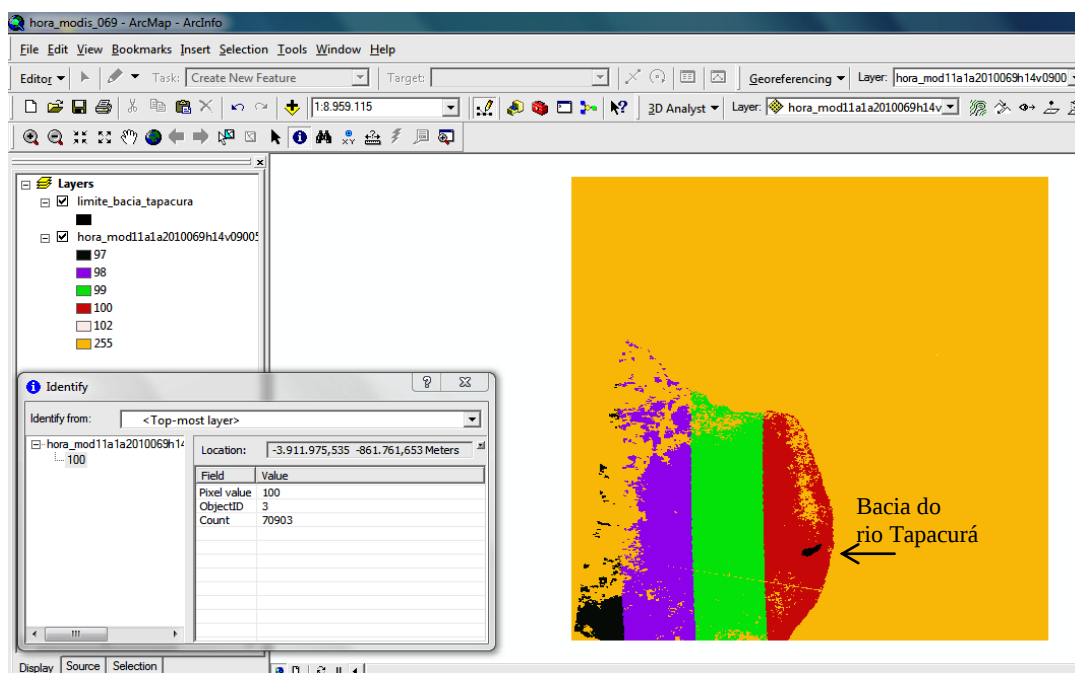
Os produtos MODIS são disponibilizados já georreferenciados e corrigidos os efeitos atmosféricos em formato HDF. Embora reconhecido pelo *Erdas Imagine*, fez-se necessário importar os arquivos MODIS em HDF e gerá-los em formato IMG, conforme Figura 10.

Figura 10 – Conversão do formato HDF para IMG no *software Erdas Imagine*



Verificaram-se nos produtos MOD11A1 ou MYD11A1 na terceira camada (Day_view_time) a hora de passagem do satélite. Na Figura 11 observou-se a faixa da hora de passagem do satélite, bem como a localização da bacia do rio Tapacurá no *tile* (h14_v09) pela interface do ArcGIS.

Figura 11 - Faixa da hora de passagem do satélite com a localização da bacia do rio Tapacurá no *tile* (H14_V9) na interface do software ArcGIS



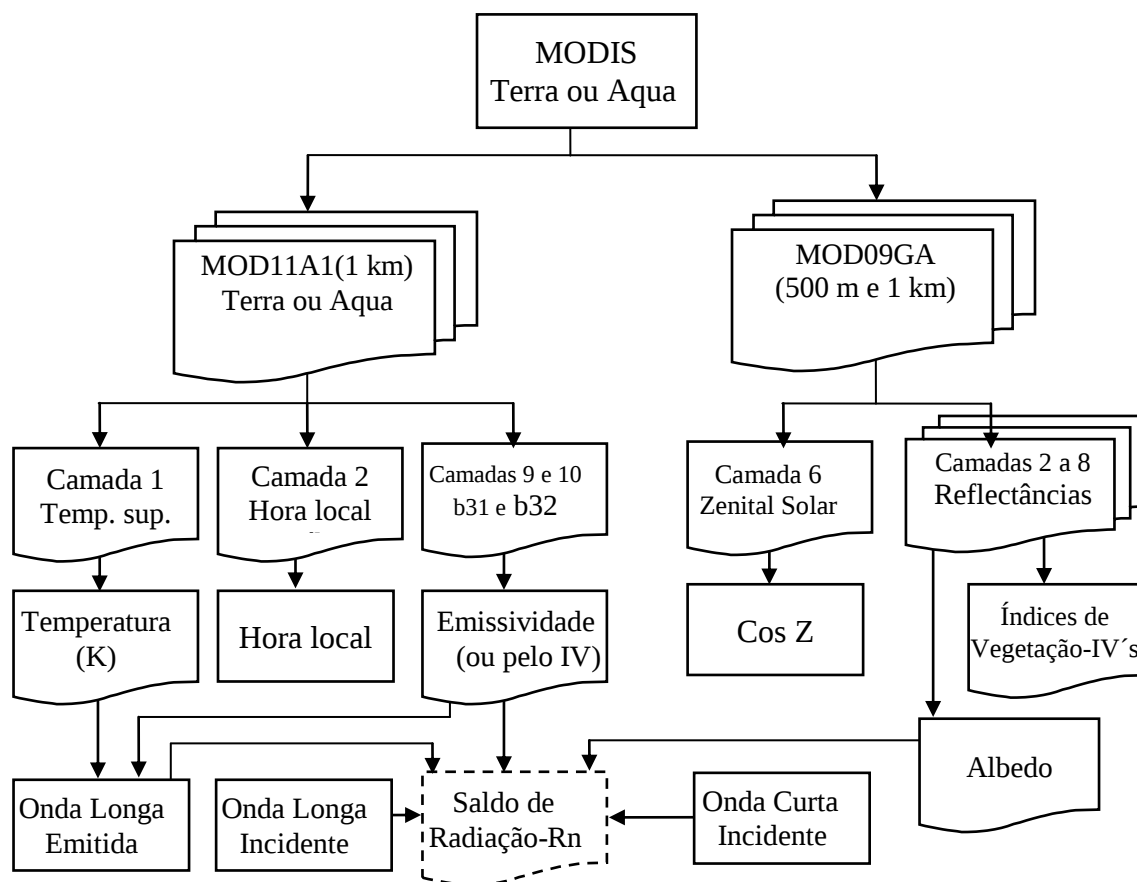
A hora de passagem do satélite correspondeu à multiplicação do valor da faixa de hora onde a bacia localiza-se (Figura 11) pelo fator multiplicador 0,1, conforme Tabela 6. Considerando-se a pequena dimensão espacial da bacia do rio Tapacurá – PE, selecionou-se a hora – H e o ângulo zenital solar – Z relativos ao *pixel* central do recorte na área de estudo.

3.4. Saldo de radiação instantâneo à superfície

A sequência de processamento do saldo de radiação instantâneo à superfície – R_n ($W\ m^{-2}$) com utilização de imagens do sensor MODIS está representada na Figura 12 e efetivou-se conforme a equação seguinte (ALLEN *et al.*, 2007a; SILVA *et al.*, 2011c; BEZERRA *et al.*, 2012):

$$R_n = R_{OC,INC} (1 - \alpha) + R_{OL,ATM} - R_{OL,EMI} - (1 - \varepsilon_0) R_{OL,ATM} \quad (10)$$

Figura 12 – Sequência de processamento da carta temática do R_n com utilização dos produtos MODIS



O saldo de radiação foi obtido segundo três procedimentos distintos quanto à radiação de onda curta incidente, radiação de onda longa incidente e emissividade de cada *pixel*. Para diferenciação de cada critério definiu-se a seguinte convenção: Saldo de radiação Allen – RnA, Saldo de radiação Zillman - RnZ e Saldo de radiação com medições locais de radiação solar - RnE.

3.4.1. Saldo de radiação Allen

No saldo de radiação Allen – RnA (W m^{-2}), a radiação de onda curta incidente - $R_{OC,INC}$ (W m^{-2}) refere-se ao fluxo de radiação solar global (direta e difusa) que incide em cada *pixel* na ocasião de passagem do satélite e pode ser computada pela equação (ALLEN *et al.*, 2007a; SILVA *et al.*, 2010e):

$$R_{OC,INC} = \frac{S \cos Z \tau_{sw}}{d^2} \quad (11)$$

em que S é a constante solar (1.367 W m^{-2}); Z , ângulo zenital solar (graus), obtido no produto MOD09GA; d^2 , quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} , a transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar. A distância relativa Terra-Sol - d^2 (-) foi obtido segundo equação Duffie & Beckman (1991):

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cos\left(\frac{DSA 2\pi}{365}\right)} \quad (12)$$

em que DSA é o dia sequencial do ano.

A transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar (τ_{sw}) foi determinada em função da pressão atmosférica e da água precipitável (ASCE-EWRI, 2005; ALLEN *et al.*, 2007a; GOMES *et al.*, 2009; SILVA *et al.*, 2011c)

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp\left[\frac{-0,00146P}{K_t \cos Z} - 0,075\left(\frac{W}{\cos Z}\right)^{0,4}\right] \quad (13)$$

em que K_t é o coeficiente de turbidez da atmosfera ($K_t = 1$, para céu claro e limpo); P , pressão atmosférica (kPa) e W , água precipitável (mm) calculada segundo expressão (GARRISON & ADLER, 1990):

$$W = 0,14e_a P + 2,10 \quad (14)$$

$$P = 101,3 \left(\frac{T_a - 0,0065h}{T_a} \right)^{5,26} \quad (15)$$

em que T_a é a temperatura do ar (K); h (m), altitude da área; e_a , pressão atual de vapor de água (kPa) que foi obtida em função da umidade relativa do ar - UR (%) medida na estação meteorológica experimental e pressão de saturação - e_s (kPa) à temperatura do ar:

$$e_a = \frac{UR.e_s}{100} \quad (16)$$

$$e_s = 0,61078 \exp \left[\frac{17,269T_{ar}}{(237,3+T_{ar})} \right] \quad (17)$$

A equação de Stefan-Boltzmann destina-se ao cômputo da radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção a cada *pixel* da superfície - $R_{OL,ATM}$ ($W m^{-2}$), conforme:

$$R_{OL,ATM} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (18)$$

em que ε_a é a emissividade atmosférica, que foi obtida segundo Bastiaanssen (1995):

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (19)$$

em que σ representa a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67.10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$) e T_a (K), temperatura do ar medida na estação meteorológica experimental passagem do satélite.

A radiação de onda longa emitida pela superfície - $R_{OL,EMI}$ ($W m^{-2}$) foi calculada também segundo a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{OL,EMI} = \varepsilon_0 \sigma T_{sup}^4 \quad (20)$$

em que T_{sup} é a temperatura da superfície (K) obtida no produto MOD11A1 e ε_0 , emissividade de cada *pixel* (-), obtida em função das emissividades superficiais das bandas 31 e 32, também do produto MOD11A1, qual seja (DI LONG *et al.*, 2010; LIANG, 2004):

$$\varepsilon_0 = 0,273 + 1,778\varepsilon_{31} - 1,807\varepsilon_{31}\varepsilon_{32} - 1,037\varepsilon_{32} + 1,774\varepsilon_{32}^2 \quad (21)$$

O albedo da superfície representa a razão entre a radiação solar global refletida e incidente atuantes em cada *pixel* e para sua determinação utilizou-se equação proposta por Tasumi *et al.* (2008):

$$\alpha_T = 0,215\rho_1 + 0,215\rho_2 + 0,242\rho_3 + 0,129\rho_4 + 0,101\rho_5 + 0,062\rho_6 - 0,036\rho_7 \quad (22)$$

em que ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 , ρ_4 , ρ_5 , ρ_6 e ρ_7 , representam as refletâncias monocromáticas relativas a cada uma das sete bandas espectrais do MODIS, distribuídas por meio do produto MOD09GA.

3.4.2. Saldo de radiação Zillman

No saldo de radiação Zillman – RnZ ($W\ m^{-2}$), a radiação de onda curta incidente $R_{OC,INC}$ ($W\ m^{-2}$) foi obtido através da metodologia proposta por Zillman (1972):

$$R_{OC,INC} = \frac{S \cos^2 Z}{1,085 \cos Z + e_a(2,7 + \cos Z)10^{-3} + \beta} \quad (23)$$

onde $\beta = 0,1$ e as demais variáveis já foram previamente definidas.

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção a cada *pixel* da superfície - $R_{OL,ATM}$ ($W\ m^{-2}$) foi calculada utilizando-se a Equação 18, entretanto com a emissividade atmosférica segundo o modelo proposto por Prata (1996):

$$\varepsilon_a = 1 - (1 + \xi) \exp\{-(1,20 + 3\xi)^{1/2}\} \quad (24)$$

em que:

$$\xi = \frac{46,5e_a}{T_a} \quad (25)$$

A radiação de onda longa emitida pela superfície - $R_{OL,EMI}$ ($W\ m^{-2}$), bem como o albedo, foram calculados conforme o saldo de radiação Allen – RnA .

3.4.3. Saldo de radiação com medições locais da radiação solar

No Saldo de radiação com medições locais da radiação solar – RnE ($W\ m^{-2}$), a $R_{OC,INC}$ ($W\ m^{-2}$) foi medida na estação meteorológica experimental por um Piranômetro (modelo CS300 da *Kipp & Zonen*) instalado a 2,30 m da superfície do solo.

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção da superfície - $R_{OL,ATM}$ ($W\ m^{-2}$) foi calculada utilizando-se a Equação 18, com a emissividade atmosférica referente a Equação 24. O albedo foi calculado conforme o empregado no saldo de radiação Allen – RnA.

A radiação de onda longa emitida pela superfície - R_{OL_EMI} ($W\ m^{-2}$) foi calculada segundo a Equação 20, entretanto a emissividade de cada *pixel* foi calculada em função do IAF e SAVI. Condicionalmente, na utilização da Equação 26 em imagem de satélite deve-se observar que para *pixels* com $IAF \geq 3$, $\varepsilon_o = 0,98$ e corpos de água ($SAVI < 0,1$), $\varepsilon_o = 0,985$ (ALLEN *et al.*, 2002):

$$\varepsilon_o = 0,95 + 0,01IAF \quad (26)$$

em que IAF é o Índice de Área Foliar (-), que representa a razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, que foi calculada por proposta empírica de Allen *et al.* (2002):

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (27)$$

em que SAVI é o Índice de Vegetação Ajustado aos Efeitos do Solo (HUETE, 1988), calculado pelas bandas do infravermelho próximo - ρ_{ivp} e do vermelho - ρ_{ver} do produto MOD09GA:

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{b2} - \rho_{b1})}{(L + \rho_{b2} + \rho_{b1})} \quad (28)$$

em que L é um fator de ajuste que depende do solo da área de estudo. Considerou-se $L = 0,1$ por resultar em IAF mais compatível com os obtidos em superfície, conforme Silva *et al.* (2011c) e Allen *et al.* (2002); ρ_{b1} e ρ_{b2} correspondem às reflectâncias das bandas 1 e 2 do MOD09GA.

Na Tabela 7 apresenta-se um resumo das equações utilizadas no cômputo do Saldo de radiação Allen (RnA), Saldo de radiação Zillman (RnZ) e Saldo de radiação com medições locais da radiação solar (RnE).

Tabela 7 - Resumo das equações utilizadas no Saldo de radiação Allen (RnA), Saldo de radiação Zillman (RnZ) e Saldo de radiação com medições locais da radiação solar (RnE)

RnA	RnZ	RnE
$Rn = R_{OC,INC}(1 - \alpha) + R_{OL,ATM} - R_{OL,EMI} - (1 - \varepsilon_0) R_{OL,ATM}$ (Eq.10)		
$R_{OC,INC} = \frac{S \cos Z \tau_{sw}}{d^2}$ (Eq.11)	$R_{OC,INC} = \frac{S \cos^2 Z}{1,085 \cos Z + e_a(2,7 + \cos Z)10^{-3} + \beta}$ (Eq.23)	Medida na estação meteorológica experimental
$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cos\left(\frac{DSA2\pi}{365}\right)}$ (Eq.12)	-	-
$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp\left[\frac{-0,00146P}{K_i \cos Z} - 0,075\left(\frac{W}{\cos Z}\right)^{0,4}\right]$ (Eq.13)	-	-
$W = 0,14e_a P + 2,10$ (Eq.14)	-	-
$P = 101,3 \left(\frac{T_a - 0,0065h}{T_a}\right)^{5,26}$ (Eq.15)	-	-
$e_a = \frac{URe_s}{100}$ (Eq.16)	-	-
$e_s = 0,61078 \exp\left[\frac{17,269T_{ar}}{(237,3 + T_{ar})}\right]$ (Eq.17)	-	-
$R_{OL_ATM} = \varepsilon_a \sigma T_a^4$ (Eq.18)		
$\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau_{sw})^{0,09}$ (Eq.19)	$\varepsilon_a = 1 - (1 + \xi) \exp\left\{-(1,20 + 3\xi)^{1/2}\right\}$ (Eq.24)	
-	$\xi = \frac{46,5e_a}{T_a}$ (Eq.25)	
$R_{OL_EMI} = \varepsilon_0 \sigma T_{sup}^4$ (Eq.20)		
$\varepsilon_0 = 0,273 + 1,778\varepsilon_{31} - 1,807\varepsilon_{31}\varepsilon_{32} - 1,037\varepsilon_{32} + 1,774\varepsilon_{32}^2$ (Eq.21)	$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01IAF$ (Eq.26)	
$\alpha_T = 0,215\rho_1 + 0,215\rho_2 + 0,242\rho_3 + 0,129\rho_4 + 0,101\rho_5 + 0,062\rho_6 - 0,036\rho_7$ (Eq.22)		
-	-	$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91}$ (Eq.27)
-	-	$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{b2} - \rho_{b1})}{(L + \rho_{b2} + \rho_{b1})}$ (Eq.28)

3.5. Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo – G ($W\ m^{-2}$) foi obtido segundo modelo desenvolvido por Bastiaanssen (2000), válido para valores próximos ao meio-dia:

$$G = \left[T_s (0,0038 + 0,0074\alpha)(1 - 0,98\ NDVI^4) \right] R_n \quad (29)$$

em que T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$) obtida no produto MOD11A1; α , albedo da superfície (%); NDVI, índice de vegetação da diferença normalizada, todos computados *pixel a pixel* e com suas equações já detalhadas. No cômputo do G em corpos de água ($NDVI < 0$), que na pesquisa está bem representado pelo reservatório de Tapacurá, considerou-se $G = 0,3R_n$ (ANDRADE, 2008; SILVA *et al.*, 2010a; SILVA & BEZERRA, 2006).

3.6. Fluxo de calor sensível

O cálculo do fluxo de calor sensível – H ($W\ m^{-2}$) representa a essência do SEBAL e sua obtenção efetiva-se mediante um processo iterativo, conforme ilustrado na Figura 13.

Primeiramente, considera-se que a atmosfera esteja em condição de estabilidade neutra. Entretanto, durante o processo iterativo detecta-se a condição da estabilidade atmosférica (estável, instável ou neutra) e efetivaram-se as correções necessárias. O valor de H no algoritmo SEBAL foi obtido conforme a seguinte equação (ALLEN *et al.*, 2007a; BASTIAANSEN *et al.*, 1998; SILVA *et al.*, 2010d; SILVA & BEZERRA, 2006):

$$H = \frac{\rho c_p dT}{r_{ah}} \quad (30)$$

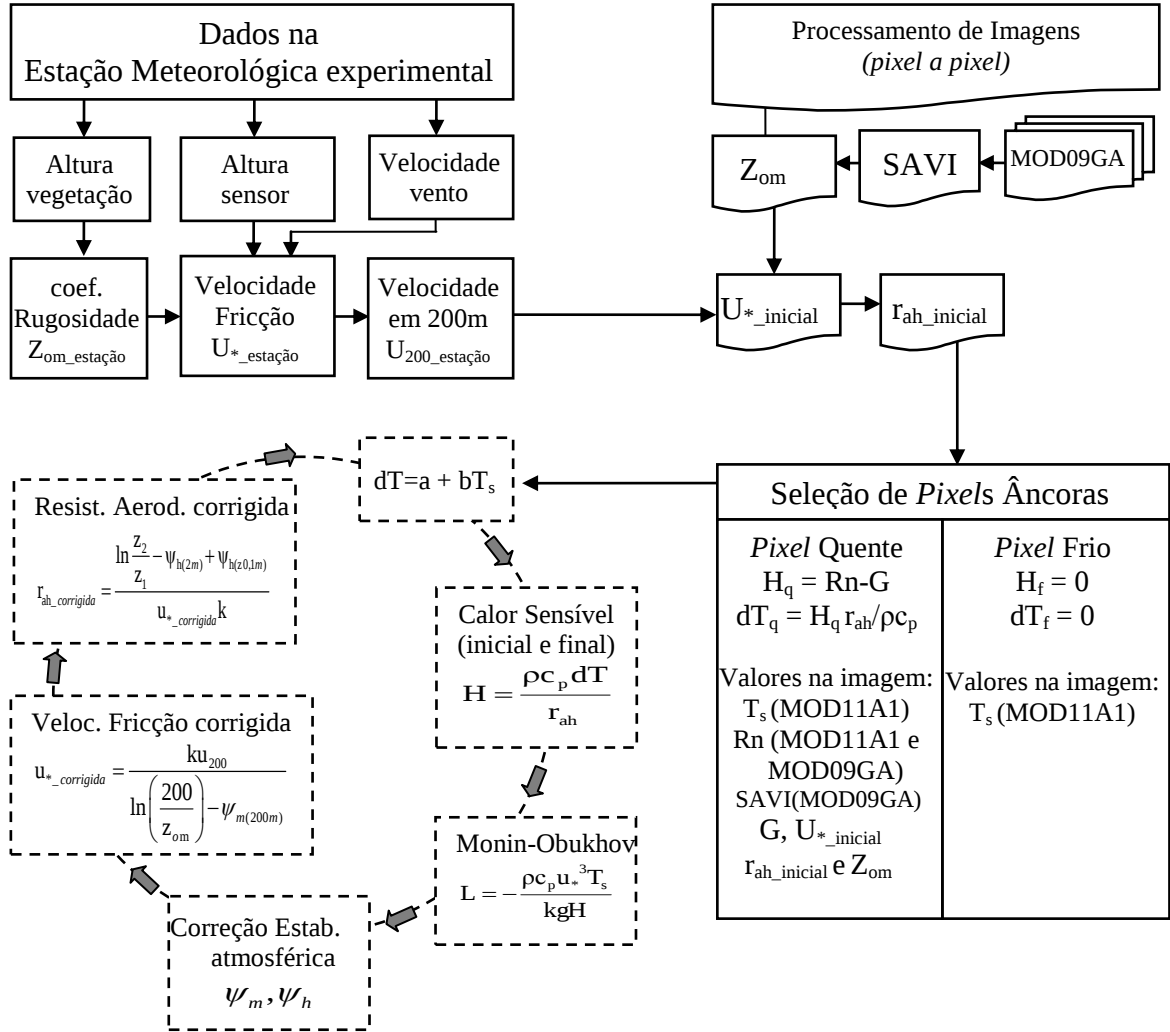
em que ρ é a densidade do ar úmido ($kg\ m^{-3}$); c_p , calor específico do ar à pressão constante ($1004\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$); r_{ah} , resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível e dT , o gradiente de temperatura ($^{\circ}C$), ou seja, a diferença entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar (T_a em uma altura de referência z_2 de 2 m).

A densidade do ar úmido - ρ ($kg\ m^{-3}$) pode ser calculada pela equação:

$$\rho = \frac{P}{R_d T_a} \left(1 - \frac{0,378 e_a}{P} \right) \quad (31)$$

em que R_d é a constante dos gases específica para o ar seco ($287,04\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$).

Figura 13. Sequência de processamento da carta do fluxo de calor sensível – H ($W m^{-2}$) pelo SEBAL utilizando produtos MODIS na bacia do rio Tapacurá – PE



Inicialmente, obteve-se o coeficiente de rugosidade local - $z_{om_estação}$ (m) da estação meteorológica experimental em função da altura média da vegetação (BRUTSAERT, 1982):

$$z_{om_estação} = 0,12h \quad (32)$$

onde h é a altura média da vegetação (m) na área de medição da velocidade do vento.

Para velocidade de fricção - $u_{*_estação}$ ($m s^{-1}$), também na estação meteorológica experimental, considerando-se a equação do perfil logaritmo do vento em condição de estabilidade neutra (MACHADO *et al.*, 2010a; SILVA & BEZERRA, 2006; TREZZA, 2002):

$$u_{*_estação} = \frac{ku_x}{\ln \left(\frac{Z_x}{Z_{om_estação}} \right)} \quad (33)$$

onde k é a constante de von Karman (0,41), u_x , velocidade do vento (m s^{-1}) na altura z_x (2,0 m, corresponde a altura do sensor instalado na estação meteorológica experimental no local da pesquisa) e $z_{om_estação}$, coeficiente de rugosidade local (m).

Admitindo-se, ainda, a atmosfera em equilíbrio neutro e considerando o perfil logaritmo do vento, projetou-se a velocidade do vento a 200 m (*blending height*) – $u_{200_estação}$. Tal projeção permite considerar que a rugosidade da superfície não mais altera a velocidade do vento naquele nível, admitindo-se, desta forma, que naquele nível (200 m) a velocidade do vento é espacialmente constante (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998):

$$u_{200_estação} = u_{*_estação} \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om_estação}}\right)}{k} \quad (34)$$

O coeficiente de rugosidade local - $z_{om_estação}$ (m), velocidade de fricção - $u_{*_estação}$ (m s^{-1}) e velocidade do vento a 200 m (*blending height*) – $u_{200_estação}$, fornecem resultados pontuais no local da estação meteorológica experimental. Para a determinação da velocidade de fricção inicial - $u_{*_inicial}$ (m s^{-1}), *pixel a pixel*, utilizou-se a Equação 33 (ALLEN *et al.*, 2007a, MACHADO *et al.*, 2010a; SILVA & BEZERRA, 2006) com Z_{om} (m), *pixel a pixel*, sendo calculado conforme Bastiaanssen (2000):

$$z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (35)$$

e utilizando-se a velocidade do vento a 200 m – $u_{200_estação}$ e $Z_x = 200$.

Com base nos valores de $u_{*_inicial}$, *pixel a pixel*, estimou-se a resistência aerodinâmica ao transporte de momentum - $r_{ah_inicial}$ (m s^{-1}), considerando ainda a atmosfera em condição de estabilidade neutra, segundo a expressão (ALLEN *et al.*, 2007a; BASTIAANSSEN, 2000; RUHHOFF, 2011; SILVA *et al.*, 2010e):

$$r_{ah_inicial} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_{*_inicial} k} \quad (36)$$

onde z_1 e z_2 níveis acima do dossel da vegetação, respectivamente iguais a 0,1 m e 2,0 m.

A principal hipótese do algoritmo SEBAL é considerar que existe uma relação linear entre a diferença de temperatura do ar - T_a e a temperatura da superfície - T_s , definido

como dT . Tal hipótese possibilita que dT seja determinado por meio de um processo de calibração interna para condições extremas de temperatura e umidade, consistindo na seleção de dois *pixels* âncoras: o “*pixel* frio” e o “*pixel* quente”. O valor de dT é expresso pela equação (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a; SILVA & BEZERRA, 2006; RUHOFF, 2011; BEZERRA *et al.*, 2012):

$$dT = a + bT_s \quad (37)$$

onde “a” e “b” são coeficientes obtidos com base nas componentes do balanço de energia dos *pixels* âncoras (frio e quente).

O “*pixel* frio” foi escolhido em ponto do lago da barragem do Tapacurá e considerou-se que o fluxo de calor sensível no mesmo é nulo ($H_{\text{frio}} = 0$), o que possibilita concluir-se que $dT = 0$ e, portanto, que:

$$a + bT_s = 0 \quad (38)$$

O “*pixel* quente” foi escolhido em área com pouca ou nenhuma presença de vegetação e baixo conteúdo de umidade. No “*pixel* quente” o $LE = 0$ e o fluxo de calor sensível – H_{quente} ($W\ m^{-2}$) foi dado por (BASTIAANSEN, 2000; BEZERRA *et al.*, 2008; MACHADO *et al.*, 2010; SILVA, 2007):

$$H_{\text{quente}} = Rn - G = \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{ah}} \quad (39)$$

em que T_s , Rn , G e r_{ah} correspondem aos valores coletados nas imagens que foram processadas exatamente nas coordenadas do *pixel* quente.

Com base nas informações coletadas nos *pixels* quente e frio, pode-se obter os coeficientes da equação linear envolvendo dT e a temperatura da superfície, bastando para tanto resolver o seguinte sistema de equações:

$$a + bT_{s_pixel_frio} = 0 \quad (40)$$

$$a + bT_{s_pixel_quente} = \frac{(Rn - G)_{pixel_quente} r_{ah\ pixel_quente}}{\rho c_p} \quad (41)$$

o que resulta em:

$$b = \frac{(R_n - G)r_{ah}}{\rho c_p (T_{s_pixel_quente} - T_{s_pixel_frio})} \quad (42)$$

$$a = -bT_{s_pixel_frio} \quad (43)$$

em que R_n , G e r_{ah} correspondem aos valores do saldo de radiação ($W\ m^{-2}$), fluxo de calor no solo ($W\ m^{-2}$) e resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível ($s\ m^{-1}$) coletados no *pixel* quente; $T_{s_pixel_quente}$, temperatura da superfície no *pixel* quente ($^{\circ}C$) e $T_{s_pixel_frio}$, temperatura da superfície no *pixel* frio ($^{\circ}C$).

Com os valores de “a” e “b” determinou-se H para todos os *pixels* da imagem. Entretanto, os valores de H assim obtidos não representam adequadamente o fluxo de calor sensível, uma vez que foram obtidos em condição de estabilidade neutra. Nesse sentido, obtém-se o comprimento de Monin-Obukhov – L (Apêndice 1), que possibilita identificar a condição de estabilidade atmosférica no instante da passagem do satélite (Tabela 5), com o que se corrige a velocidade de fricção e resistência aerodinâmica por meio das equações (BASTIAANSEN, 1995; SILVA & BEZERRA, 2006; BEZERRA *et al.*, 2012):

$$u_{*_corrigida} = \frac{ku_{200_estação}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right) - \psi_{m(200m)}} \quad (44)$$

onde $\psi_{m(200m)}$ a correção da estabilidade atmosférica para o transporte de momentum na altura de 200 m (SILVA & BEZERRA, 2006; BEZERRA *et al.*, 2012). A resistência aerodinâmica corrigida - $r_{ah_corrigida}$ foi obtida por meio da seguinte equação (BASTIAANSEN *et al.*, 1998; ALLEN *et al.*, 2002; BEZERRA *et al.*, 2011):

$$r_{ah_corrigida} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(2m)} + \psi_{h(z_1,1m)}}{u_{*_corrigida} k} \quad (45)$$

onde $z_2=2,0$ m; $z_1=0,1$ m; $\psi_{h(2m)}$ e $\psi_{h(z_1,1m)}$ são as correções de estabilidade para o transporte de calor sensível nesses níveis (ALLEN *et al.*, 2002; SILVA & BEZERRA, 2006; BEZERRA *et al.*, 2011).

Após o cálculo da $r_{ah_corrigida}$ determinaram-se novos valores de “a” e “b”, consequentemente novo dT que vai gerar um novo mapa temático do H , bem como, um

novo comprimento de Monin-Obukhov, que por sua vez possibilitará a determinação da nova condição de estabilidade atmosférica e, novas correções da velocidade de fricção e resistência aerodinâmica. O processo iterativo atinge a convergência quando o erro relativo entre as resistências aerodinâmicas for menor que 1%. Na Tabela 8 apresenta-se o resumo das equações para cálculo do fluxo de calor sensível – H ($W m^{-2}$).

Tabela 8 - Resumo das equações para cálculo do fluxo de calor sensível – H ($W m^{-2}$)

$H = \frac{\rho c_p dT}{r_{ah}}$ (Eq. 30)	$a + bT_s = 0$ (Eq. 38)
$\rho = \frac{P}{R_d T_a} \left(1 - \frac{0,378 e_a}{P} \right)$ (Eq. 31)	$H_{quente} = Rn - G = \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{ah}}$ (Eq. 39)
$z_{om_estação} = 0,12 h$ (Eq. 32)	$a + bT_{s_pixel_frio} = 0$ Eq. 40)
$u_{*_estação} = \frac{ku_x}{\ln \left(\frac{z_x}{z_{om_estação}} \right)}$ (Eq. 33)	$a + bT_{s_pixel_quente} = \frac{(Rn - G)_{pixel_quente} r_{ah\ pixel_quente}}{\rho c_p}$ (Eq. 41)
$u_{200_estação} = u_{*_estação} \frac{\ln \left(\frac{200}{z_{0m_estação}} \right)}{k}$ (Eq. 34)	$b = \frac{(Rn - G) r_{ah}}{\rho c_p (T_{s_pixel_quente} - T_{s_pixel_frio})}$ (Eq. 42)
$z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62 SAVI)$ (Eq. 35)	$a = -bT_{s_pixel_frio}$ (Eq. 43)
$r_{ah_inicial} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right)}{u_{*_inicial} k}$ (Eq. 36)	$u_{*_corrigida} = \frac{ku_{200_estação}}{\ln(200 \div z_{om}) - \psi_{m(200m)}}$ (Eq. 44)
$dT = a + bT_s$ (Eq. 37)	$r_{ah_corrigida} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \psi_{h(2m)} + \psi_{h(z0,1m)}}{u_{*_corrigida} k}$ (Eq. 45)

3.7. Fluxo de calor latente instantâneo

O fluxo de calor latente – LE (W m^{-2}) instantâneo, ou seja, na hora de passagem do satélite (Tabela 5), foi obtido pela diferença entre o R_n , H e G (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998a; BEZERRA *et al.*, 2012; RUHOFF, 2011; SILVA & BEZERRA, 2006):

$$LE = R_n - G - H \quad (46)$$

3.8. Evapotranspiração real diária

A determinação da evapotranspiração real diária – ET (mm) fundamenta-se no conceito de fração evaporativa – FE, que é definida pela razão entre LE e ($R_n - G$). Vários estudos têm demonstrado que a FE instantânea - FE_{ins} é aproximadamente igual à FE diária – FE_{24h} (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998; RUHOFF, 2011; SILVA *et al.*, 2010e; TEIXEIRA *et al.*, 2009a,b). Nesse sentido, tem-se:

$$FE_{ins} = \frac{LE}{R_n - G} = \frac{LE_{24h}}{R_{n,24h}} \quad (47)$$

em que LE, R_n e G correspondem aos valores instantâneos do fluxo de calor latente (W m^{-2}), saldo de radiação (W m^{-2}) e fluxo de calor no solo (W m^{-2}), enquanto LE_{24h} e $R_{n,24h}$ representam os valores diários do fluxo de calor latente (W m^{-2}) e do saldo de radiação (W m^{-2}), que foi obtido por (De BRUIN, 1987; De BRUIN & STRICKER, 2000):

$$R_{n,24h} = (1 - \alpha) R_{OC,24h_medida} - 110 \tau_{24h} \quad (48)$$

onde α é o albedo da superfície, obtido com base nas refletâncias monocromáticas relativas a cada uma das sete bandas espectrais do produto MOD09GA; $R_{OC,24h_medida}$, radiação solar global média diária (W m^{-2}) medida na estação meteorológica instalada na área de estudo e τ_{24h} , transmissividade atmosférica diária (-), obtida por:

$$\tau_{24h} = \frac{R_{OC,24h_medida}}{R_{TOA_24h}} \quad (49)$$

em que R_{TOA_24h} é a radiação solar diária incidente no topo da atmosfera (W m^{-2}), detalhada em ALLEN *et al.* (1998), conforme Apêndice 2.

Finalmente, a ET (mm dia^{-1}) foi obtida por meio da seguinte relação:

$$ET = 0,035 \left(\frac{LE}{R_n - G} \right) \left[(1 - \alpha) R_{oc,24hmedida} - 110 \tau_{24h} \right] \quad (50)$$

3.9. Evapotranspiração real por meio do Balanço de Energia pela Razão de Bowen

No Balanço de Energia pela Razão de Bowen (BERB) a razão entre os fluxos de calor sensível – H e de calor latente – LE é definida como Razão de Bowen – β , proposta por Bowen (1926) e que pode ser determinada com medições das diferenças da temperatura do ar e pressão de vapor em dois níveis na vertical (BIUDES *et al.*, 2009; LIMA *et al.*, 2011a; PERES *et al.*, 1999):

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (51)$$

em que γ é a constante psicrométrica ($0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); ΔT , diferença de temperatura do ar entre dois níveis ($^\circ\text{C}$) e Δe , diferença da pressão de vapor entre dois níveis (kPa).

Nessa formulação admite-se que os coeficientes de difusão do calor sensível e calor latente são iguais entre si, que embora encontre a resistência de alguns pesquisadores, tem sido admitida em inúmeros estudos com balanço de energia em cultivos irrigados e de vegetação nativa.

Para aplicação desta metodologia considerou-se apenas os gradientes verticais, uma vez que a “área de bordadura”, utilizando (1:100), possibilitou a eliminação de eventuais efeitos de advecção.

Os dados empregados no cômputo BERB foram coletados a cada 5 segundos e sobre os mesmos extraídas médias aritméticas a cada 30 minutos, nos níveis $z_1 = 0,80 \text{ m}$ e $z_2 = 1,30 \text{ m}$ a partir do dossel da vegetação. No cálculo da diferença de pressão de vapor entre os dois níveis, utilizou-se a pressão atual de vapor pela Equação 16 e a pressão de saturação pela Equação 17.

A partir das medições do saldo de radiação (R_n), do fluxo de calor no solo (G), das diferenças de temperatura do ar (ΔT) e da pressão de vapor (Δe), juntamente com a equação simplificada do balanço de energia ($R_n = LE + G + H$) e se utilizando a razão de Bowen (β), foram calculados os fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H) segundo as equações:

$$LE = \frac{(R_n - G)}{(1 + \beta)} \quad (52)$$

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (R_n - G) \quad (53)$$

Como o intervalo de tempo dos dados coletados foi de 30 minutos, calculou-se a evapotranspiração real pelo BERB – ET_{BERB} (mm dia⁻¹) no período em que $R_n - G > 0$, conforme abaixo (AZEVEDO *et al.*, 2003; SILVA, 2007; VIANA *et al.*, 2003):

$$ET_{BERB} = \frac{LE.1800}{2450000} \quad (54)$$

em que 1800 é o fator de integração do valor instantâneo para o período de 30 minutos e 2.450.000 representa o valor do calor latente de evaporação da água, em J kg⁻¹ a 20°C.

Qualquer metodologia estará vulnerável a resultados com valores inconsistentes. De fato, Verma *et al.* (1978) citam que a suposição de igualdade entre os coeficientes de difusão turbulenta para o calor sensível e vapor d'água sob condições de advecção de calor sensível, pode causar erros significativos nas estimativas de LE efetuadas pelo BERB.

Objetivando diminuir ao máximo os valores inconsistentes, foram excluídos e substituídos por interpolação dos valores precedentes e subsequentes válidos, aqueles resultados nos quais a razão de Bowen foram menores do que - 0,75 (ORTEGA - FARIAS *et al.*, 1996), bem como aqueles valores nos quais as medições dos gradientes de temperatura e de pressão de vapor estavam menores do que o limite da resolução dos sensores (OHMURA, 1982). Tal procedimento foi aplicado por Oliveira *et al.* (2009) e Lima *et al.* (2011a).

3.10. Evapotranspiração de referência

No cálculo da evapotranspiração de referência - ETo foram utilizados os dados coletados na estação meteorológica experimental instalada na área de estudo com aplicação da seguinte equação (ALLEN *et al.*, 1998; ASCE-EWRI, 2005):

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{(T_{med} + 273)} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)} \quad (55)$$

onde ETo é a evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹); Δ , declividade da curva de pressão de vapor na saturação (kPa °C⁻¹); R_n , radiação líquida (MJ m⁻² dia⁻¹); G , fluxo de calor no solo (MJ m⁻² dia⁻¹); γ , constante psicrométrica (kPa °C⁻¹); T_{med} , temperatura média diária calculada pelas temperaturas máxima e mínima do ar; U_2 , velocidade do vento calculada para 2 metros de altura (m s⁻¹); e_s , pressão de saturação do valor d'água média diária (kPa) e e_a , pressão parcial do vapor média diária (kPa). Maiores detalhes referentes à metodologia para determinação da ETo encontram-se em Allen *et al.* (1998), Oliveira (2007) e Oliveira *et al.* (2008).

3.11. Parâmetros Estatísticos utilizados

Para análise comparativa entre o saldo de radiação segundo os três diferentes procedimentos e o medido, bem como, entre a evapotranspiração real estimada pelo SEBAL – ET_SEBAL utilizando-se imagens do sensor MODIS e a evapotranspiração real observada no Balanço de Energia pela Razão de Bowen – ET_BERB, utilizou-se o Erro Absoluto – EA (mm dia⁻¹), Erro Absoluto Médio – EAM (mm dia⁻¹), Erro Relativo - ER (%), Erro Relativo Médio - ERM (%) e a Raiz do Erro Quadrático Médio – REQM (mm dia⁻¹).

$$EA = |X_{est} - X_{obs}| \quad (56)$$

$$EAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X_{est} - X_{obs}| \quad (57)$$

$$ER = \left| \frac{X_{est} - X_{obs}}{X_{obs}} \right| \quad (58)$$

$$ERM = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X_{est} - X_{obs}}{X_{obs}} \right| \quad (59)$$

$$REQM = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (X_{est} - X_{obs})^2}{N} \right)^{1/2} \quad (60)$$

onde X_{est} é o valor do saldo de radiação ou da evapotranspiração real pelo SEBAL (ET_SEBAL) e X_{obs} , valor do saldo de radiação medido ou da evapotranspiração real pelo Balanço de Energia pela Razão de Bowen (ET_BERB) e N, número de pares das variáveis.

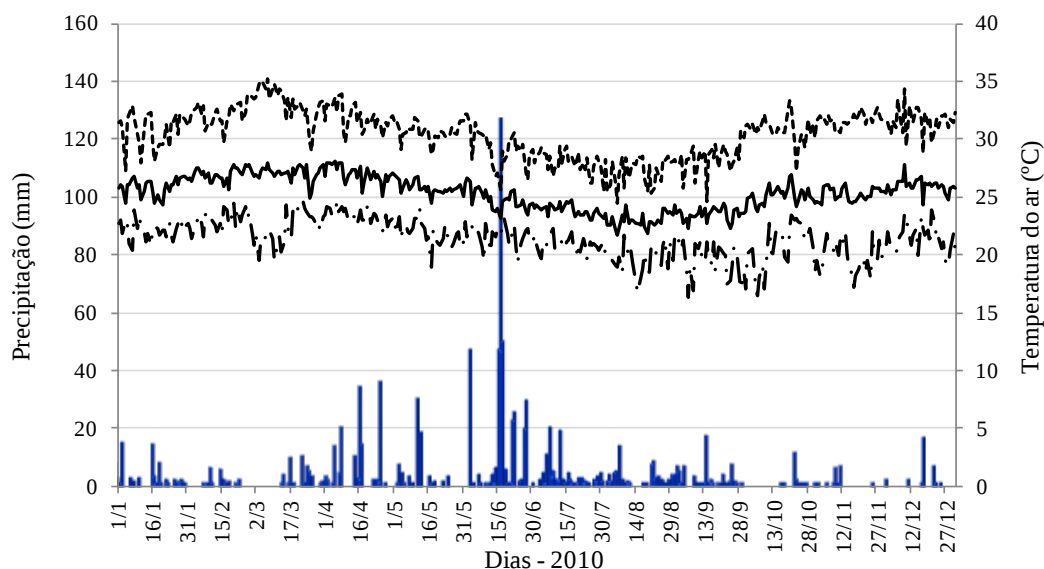
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Condição meteorológica da área de estudo

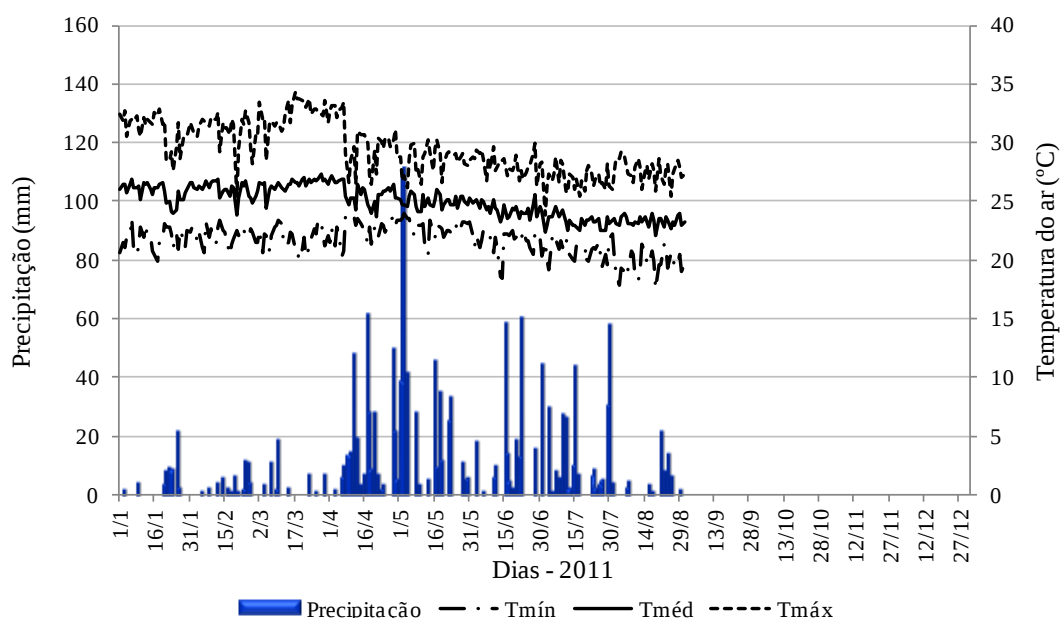
Na Figura 14 são apresentadas as temperaturas do ar mínima ($T_{\min}$), média ($T_{\text{méd}}$) e máxima ($T_{\max}$) diárias e a precipitação diária registradas nos anos de 2010 e 2011.

Figura 14 - Precipitação diária e temperaturas mínima, média e máxima diárias do ar em 2010 (A) e 2011 (B) na bacia do rio Tapacurá – PE

A.



B.



Observa-se que em 2010 e 2011 o período chuvoso condiz com a média mensal histórica (1957-1993) que foi registrada entre março e julho (Figura 7). Os totais precipitados até agosto de 2010 e 2011 foram, respectivamente, 916 mm e 1.670 mm. Em

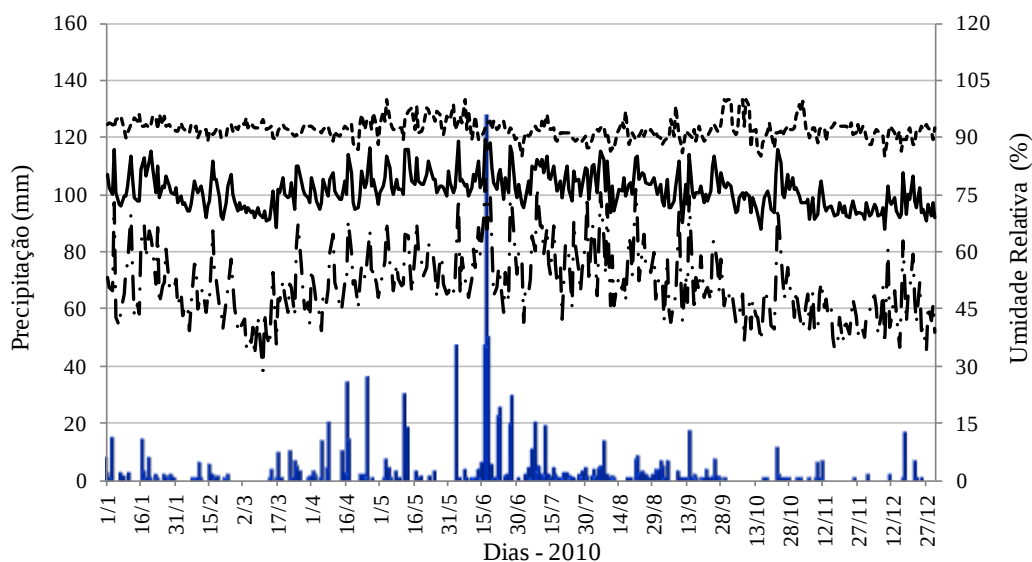
ambos os anos ocorreram dias com eventos chuvosos de grandes magnitudes: 127 mm no dia 17 de junho de 2010 e 111 mm em 4 de maio de 2011.

A temperatura do ar média diária em 2010 variou de 21,7 a 28 °C, enquanto que até agosto de 2011 foi de 22,1 a 27,4 °C, apresentando coerência com a temperatura média mensal histórica (1957-1993) que foi de 23,7 a 27,0 °C. O comportamento da temperatura do ar apresentou quase a mesma tendência em 2010 e 2011, qual seja: temperaturas maiores entre os meses de janeiro a maio, e menores até início de outubro.

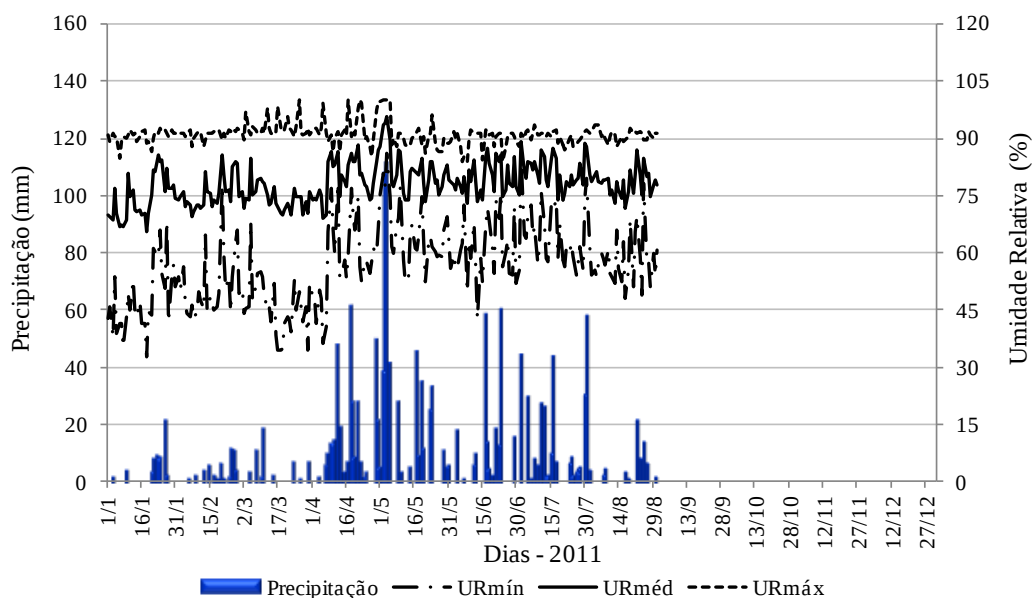
Na Figura 15 estão representadas as umidades relativas mínima (URmín), média (URméd) e máxima (URmáx) diárias, bem como, a precipitação diária de 2010 e 2011.

Figura 15 - Precipitação e umidades relativas mínima, média e máxima diárias em 2010 (A) e 2011 (B) na bacia do rio Tapacurá – PE

A.



B.

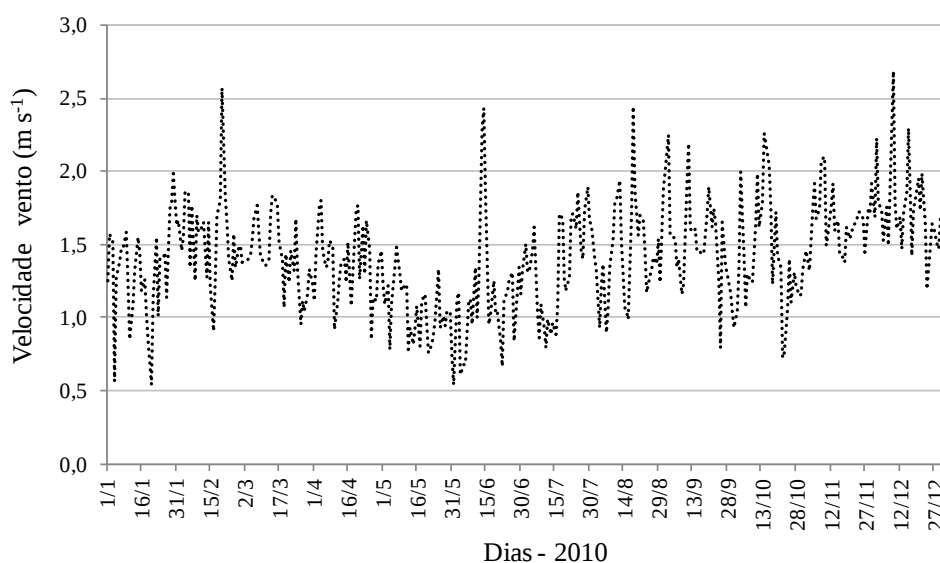


A umidade relativa média diária se manteve entre 66 e 89% (2010), apresentando valores maiores que 75% de março a setembro; já de janeiro a agosto de 2011 os valores foram entre 65 e 96%, só que os valores maiores que 75% foram detectados a partir de abril. Este período de valores de UR maiores que 75% condiz com o intervalo registrado na série histórica (1957-1993) Figura 7 (maio a agosto).

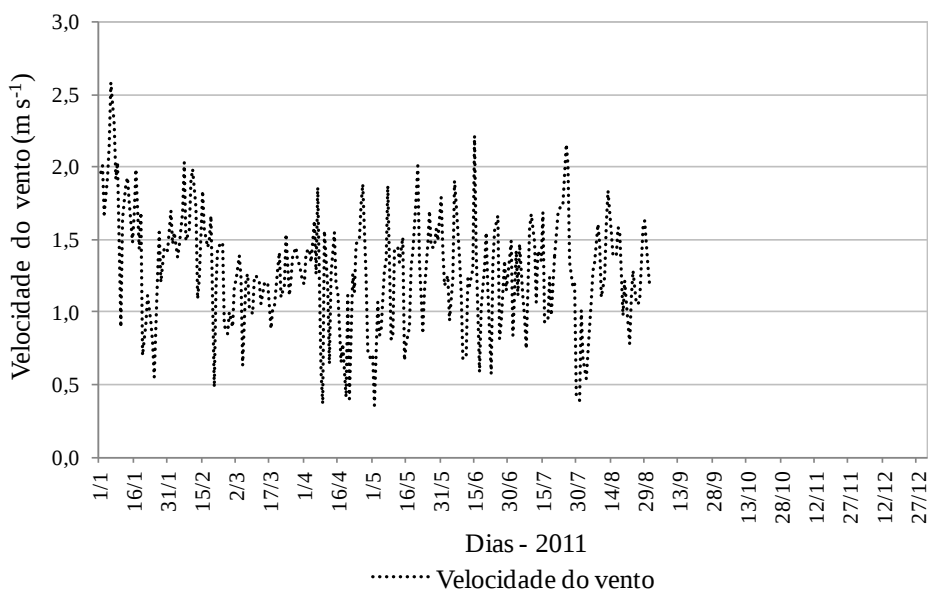
Na Figura 16 está representada a velocidade média diária do vento registrada nos anos de 2010 e 2011, na área experimental.

Figura 16 - Velocidade do vento média diária em 2010 (A) e 2011 (B) na bacia do rio Tapacurá – PE

A.



B.



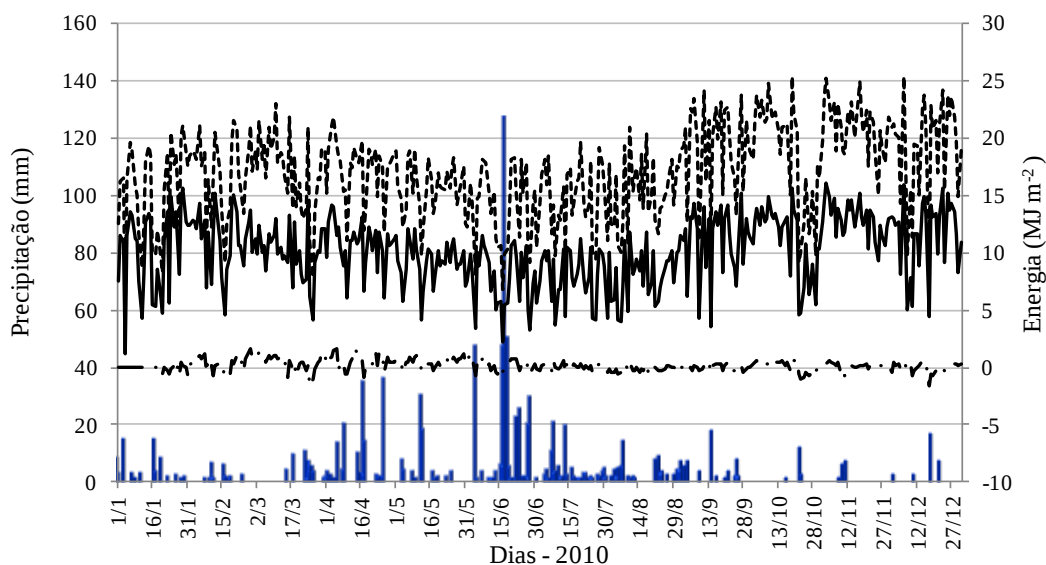
A velocidade do vento alcançou valores superiores a $1,0 \text{ m s}^{-1}$ na maior parte do período estudado e valores acima de $2,0 \text{ m s}^{-1}$ foram detectados apenas em quatorze dias do

ano de 2010 e em apenas nove dias do ano de 2011, conforme a Figura 16. Pode-se verificar no ano de 2010 uma contínua variação em picos de velocidade do vento, exatamente no período onde a temperatura do ar também alcançou menores valores (Figura 14) registrados entre junho e início de outubro. Ao longo do ano de 2010 a velocidade média diária do vento variou de 0,5 a 2,7 m s⁻¹. Este comportamento quantitativo também foi observado em 2011 com variação entre 0,4 a 2,6 m s⁻¹.

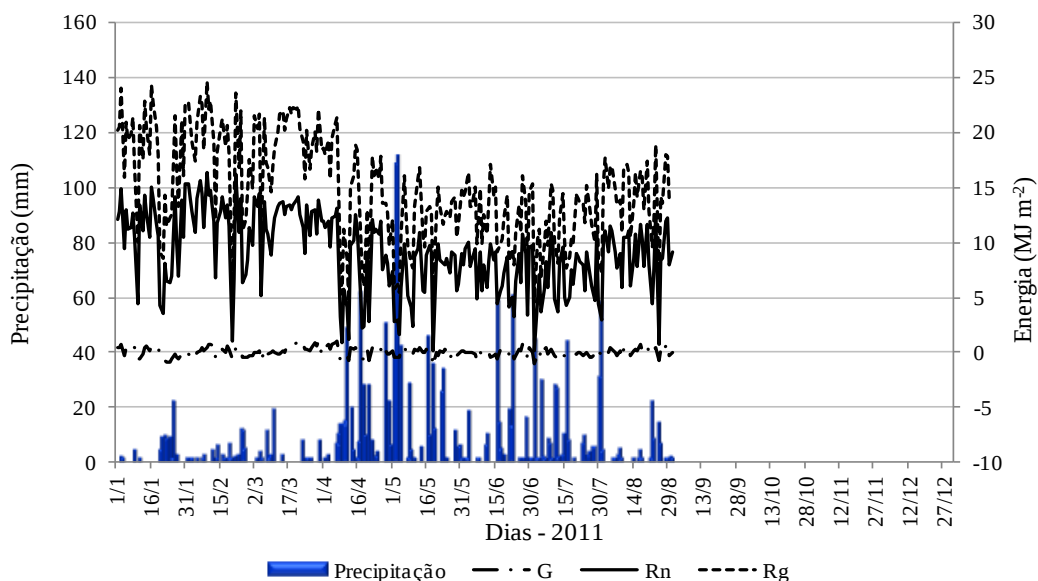
Na Figura 17 apresenta-se a variação temporal da precipitação, fluxo de calor no solo – G (MJ m⁻²), saldo de radiação – Rn (MJ m⁻²) e radiação global – Rg (MJ m⁻²), registrados em 2010 (A) e 2011 (B) na área experimental.

Figura 17 - Variação temporal da precipitação, fluxo de calor no solo – G (MJ m⁻²), saldo de radiação – Rn (MJ m⁻²) e radiação global – Rg (MJ m⁻²) em 2010 (A) e 2011 (B) na bacia do rio Tapacurá - PE

A.



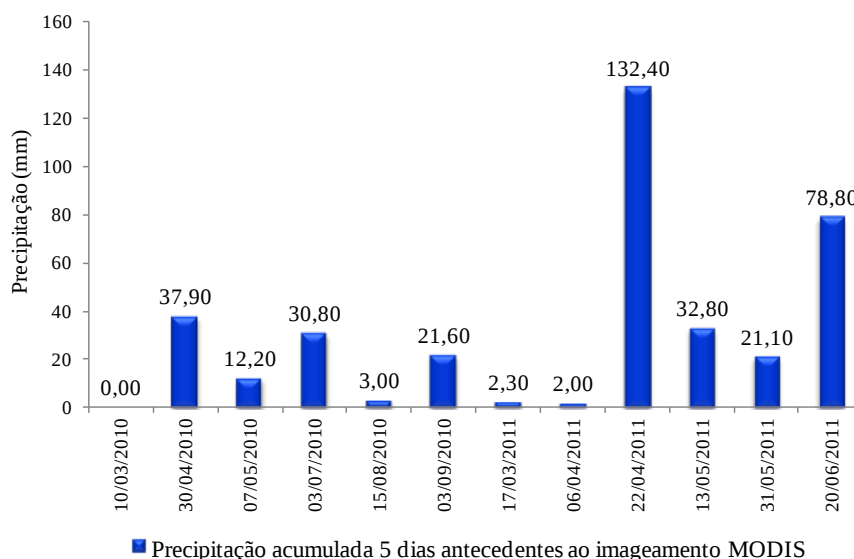
B.



Conforme a Figura 17, o fluxo de calor no solo - G médio diário variou em 2010 de $-1,50$ a $1,6 \text{ MJ m}^{-2}$, sendo o seu mínimo detectado nos dias 23 de março e 27 de dezembro. Comportamento similar foi verificado no ano de 2011, cuja variação alcançou de $-1,2$ a $1,0 \text{ MJ m}^{-2}$, no dia 19 de maio. O saldo de radiação diário - R_n alcançou em 2010 variações de $1,2$ a 16 MJ m^{-2} e em 2011 os valores de $0,08$ a $16,5 \text{ MJ m}^{-2}$. Já a radiação global - R_g verificou-se comportamento de magnitude diferente do G e do R_n , pois em ambos os anos, a radiação global, variou praticamente em mesma escala de 5 a 25 MJ m^{-2} . Observa-se que de abril a agosto de 2011 os valores de G , R_n e R_g apresentaram um contínuo decaimento de intensidade decorrente da grande incidência de nuvens, que foi comprovada pelo quantitativo acumulado precipitado, que chegou a 1.492 mm .

Para análise da influência do evento chuvoso nas componentes do balanço de radiação e energia, observaram-se a variabilidade temporal dos referidos eventos chuvosos que ocorreram acumulados nos cinco dias antecedentes à data do imageamento pelo sensor MODIS (Figura 18). Observa-se que em quase todo o período estudado a precipitação acumulada nos cinco dias antecedentes alcançou valores até 40 mm , e somente em dois dias foram alcançados valores de $78,8$ e $132,4 \text{ mm}$.

Figura 18 - Precipitação acumulada nos cinco dias antecedentes ao imageamento pelo MODIS na bacia do rio Tapacurá - PE



As variáveis monitoradas na estação meteorológica experimental não são coincidentes com a hora de passagem dos satélites Terra e Aqua na área de estudo e, conseqüentemente, não representam a realidade da condição meteorológica experimental naquele exato momento, ou seja, as variáveis da estação são médias de cada 30 minutos e a

imagem de satélite representa um valor instantâneo. A interpolação temporal e linear é um método que permite construir um novo conjunto de dados a partir de um conjunto de dados pontuais previamente conhecidos. Sendo assim, pela interpolação temporal e linear entre os valores das variáveis monitoradas a cada 30 minutos determinou-se o valor referente à hora em que o satélite registrou a feição da superfície terrestre. Neste contexto, são apresentados na Tabela 9 os valores das variáveis interpoladas com base nas medidas e, consequentemente, consideradas como condição local no momento de passagem do satélite.

Tabela 9 - Variáveis no instante de passagem do satélite na estação meteorológica experimental: temperatura do ar – Ta (°C), umidade relativa – UR (%), velocidade do vento - U_{est} (m s⁻¹), radiação global – Rg (W m⁻²), saldo de radiação – Rn (W m⁻²) e calor no solo – G (W m⁻²)

DSA	Data da imagem	Hora (h)	Ta (°C)	UR (%)	U _{est} (m s ⁻¹)	Rg (W m ⁻²)	Rn (W m ⁻²)	G (W m ⁻²)
069	10/03/2010	10:00	32,9	31,9	2,9	870,5	584,7	77,7
120	30/04/2010	10:30	30,9	52,7	2,8	820,5	609,1	103,2
127	07/05/2010	13:30	31,0	50,6	3,0	636,9	436,9	122,1
184	03/07/2010	13:24	28,8	44,4	3,0	654,1	437,6	84,3
227	15/08/2010	10:12	27,6	61,0	2,4	776,6	558,4	46,8
246	03/09/2010	13:36	28,6	43,7	3,5	734,2	493,6	47,5
076	17/03/2011	14:06	34,3	36,8	2,0	699,8	487,8	72,5
096	06/04/2011	13:42	33,0	37,5	2,8	643,0	446,5	76,6
112	22/04/2011	13:42	29,9	61,1	3,4	576,4	441,3	65,3
133	13/05/2011	14:00	29,8	55,3	2,3	398,6	285,3	39,8
151	31/05/2011	13:48	28,3	66,7	3,8	506,1	382,2	73,0
171	20/06/2011	13:24	28,9	57,3	2,9	540,5	429,0	94,7

4.2. Albedo da superfície

Nas Figuras 19 e 20 são representadas as cartas do albedo da superfície – α (%) no período de 2010 e 2011. De um modo geral identificam-se classes de albedo variando de 13 a 28% e, em alvos específicos, valores menores que 7% e maiores que 31%.

Observou-se agrupamento de *pixels* em cor vermelha ($\alpha > 31\%$) referentes à presença de nuvens; entretanto, a localização da estação meteorológica experimental, em destaque nas imagens, encontrou-se sem a interferência de nuvens.

Figura 19 - Albedo da superfície - α (%) na bacia do rio Tapacurá – PE: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)

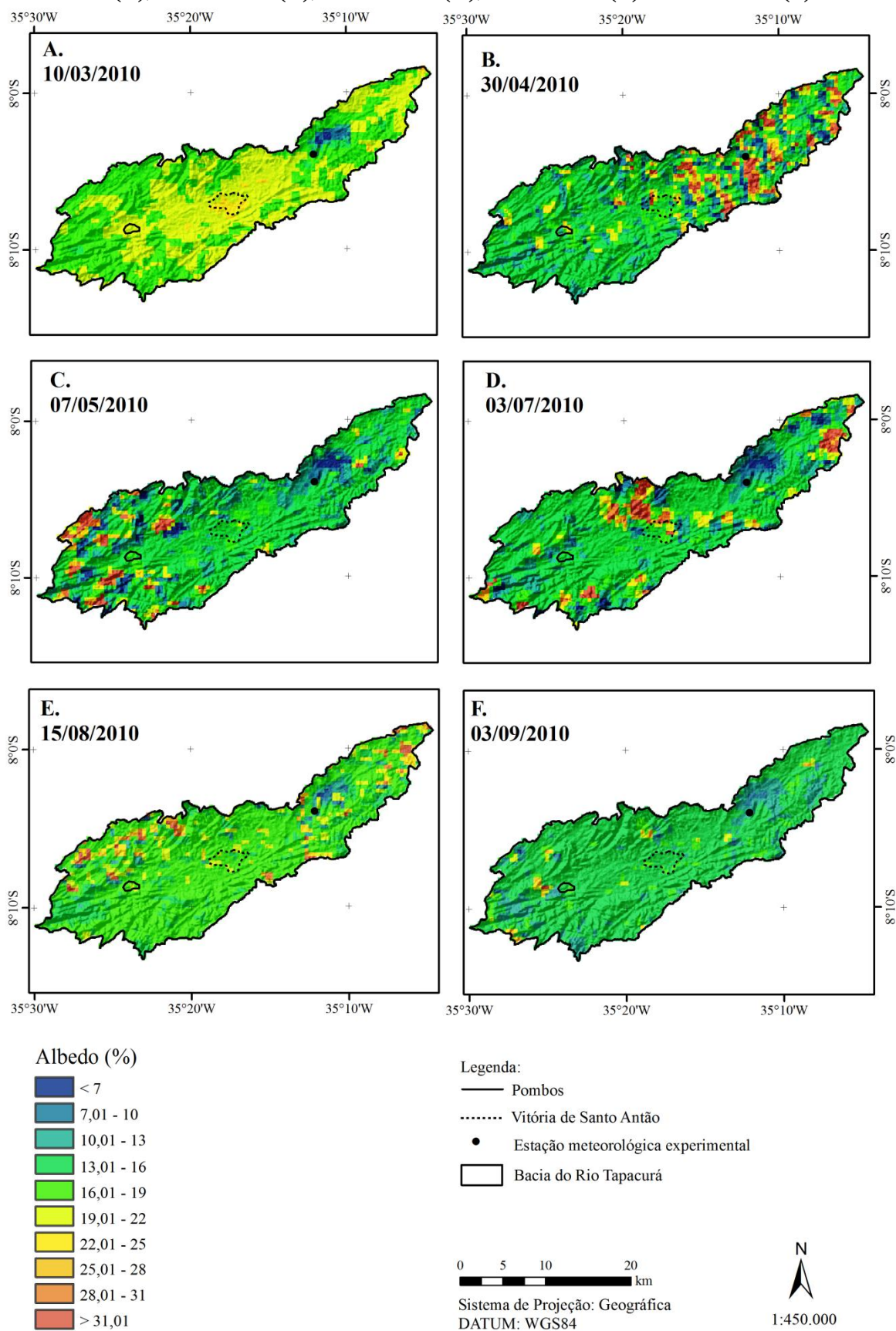
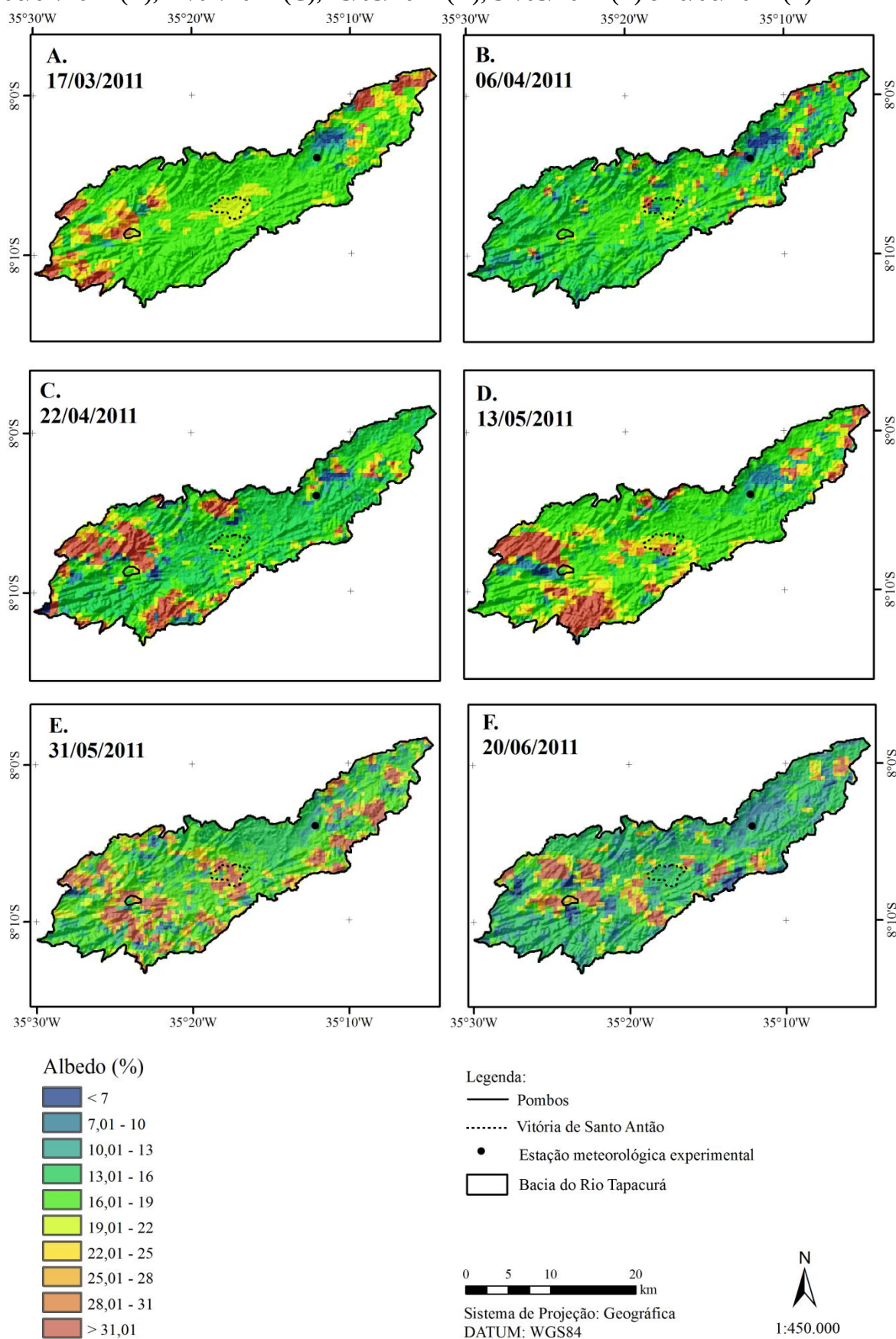


Figura 20 - Albedo da superfície - α (%) na bacia do rio Tapacurá – PE: 17/03/2011 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 13/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F)



Pode-se observar, também, que imediatamente ao lado dos *pixels* que representavam as referidas nuvens, evidenciaram-se *pixels* simétricos na cor azul ($\alpha < 7\%$), onde se configura áreas sombreadas por essas nuvens. Este resultado comprova que nas sombras das nuvens acontece uma brusca diminuição na intensidade da radiação solar global, implicando assim, que a radiação solar refletida pelas referidas áreas seja menor do que aconteceria na ausência de nuvens. Como nessas áreas sombreadas ocorre apenas incidência de radiação solar difusa, o seu albedo deveria ser obtido tendo em consideração apenas esse tipo de radiação, e não a radiação global empregada em todos os *pixels* da cena de estudo. Na Tabela 10 são apresentados os valores do albedo da superfície – α (%) na localização da estação meteorológica experimental na bacia do Tapacurá – PE.

Tabela 10 - Valores do albedo da superfície – α (%) na localização da estação meteorológica experimental na bacia do rio Tapacurá – PE

Data da imagem	Hora	α (%)	Data da imagem	Hora	α (%)
10/03/2010	10:00	21,4	17/03/2011	14:06	18,4
30/04/2010	10:30	16,5	06/04/2011	13:42	14,1
07/05/2010	13:30	15,0	22/04/2011	13:42	14,7
03/07/2010	13:24	14,4	13/05/2011	14:00	15,7
15/08/2010	10:12	17,0	31/05/2011	13:48	14,1
03/09/2010	13:36	14,7	20/06/2011	13:24	13,2

Os valores encontrados nesta pesquisa são coerentes com estudos similares, pois com esta mesma metodologia, utilizando produtos MODIS e o albedo de Tasumi *et al.* (2008), Mendonça (2007) obteve na região Norte Fluminense do Rio de Janeiro albedo da superfície entre as classes de 14 a 22% para ano de 2006 em cultura de cana-de-açúcar. Em estudo mais recente, Santos (2011) utilizou também produtos MODIS e o albedo de Tasumi *et al.* (2008) em São Paulo, ocasião que encontrou no cerrado ($9,10 < \alpha < 13\%$) e no bioma cana-de-açúcar ($10 < \alpha < 18\%$). Andrade (2008) realizou estudo de albedo da superfície em cana-de-açúcar tendo como base as reflectâncias do produto MOD09GA e obteve variação do albedo na faixa de 9 a 27%.

Destaca-se nas coordenadas 8°02' de latitude Sul e 35°11' de longitude Oeste a superfície inundável correspondente ao Reservatório do Tapacurá, cuja localização mais visível encontra-se nas Figuras 19C e 20B, lado superior direito. Percebeu-se que na área do reservatório do Tapacurá houve a predominância de albedo com classe menor que 7%,

ou seja, com o comportamento espectral similar às sombras das nuvens. Esta afirmativa foi detectada na Figura 18B (06/04/2011) onde se observa com maior nitidez o reservatório Tapacurá ($\alpha < 7\%$). O que pode ter influenciado neste reduzido percentual de albedo foi a provável baixa carga de sedimentos em suspensão existente no reservatório na data do imageamento. Ressalta-se ainda que, ladeando esta classe de *pixels*, detectou-se também, classe de albedo entre 7 e 13%. Observa-se ainda que neste dia ocorreu evento chuvoso nos últimos cinco dias antecedentes da imagem, entretanto, com pequena magnitude (2 mm). Opostamente observa-se na Figura 20E (31/05/2011), onde praticamente não se visualiza o reservatório do Tapacurá, decorrente da sequência de eventos chuvosos ao longo do tempo. Este resultado condiz com os de Lima (2010), quando utilizou produtos MODIS e albedo de Tasumi *et al.* (2008), e obteve menores valores de albedo nas superfícies líquidas ($\alpha < 10\%$) em duas sub-bacias do Paracatu nas divisas de Brasília, Minas Gerais e Goiás.

Os resultados obtidos aproximaram-se daqueles detectados neste mesmo reservatório, a partir de imagens *TM Landsat 5*, por Oliveira *et al.* (2011), que detectaram para os dias 10/07/1989 e 29/08/2007 valores de albedo no reservatório menor que 10%. Ainda, com dados oriundos do mesmo satélite, Silva *et al.* (2005a) encontraram no lago de Sobradinho albedo nas classes de 7 a 13%; também Bastiaanssen *et al.* (1998b) e Bastiaanssen (2000) na bacia de Gediz – Turquia registraram albedo em corpos de água na faixas de 3 a 10%; já Giongo *et al.* (2010), em estudo realizado no município de Santa Rita do Passa Quatro – SP, encontraram alvos hídricos com albedo variando de 1,7 a 10,4%, e Silva *et al.* (2011c), ainda com imagens *TM Landsat 5*, encontraram valores de 3,3 a 7,5% no açude de São Gonçalo em Sousa na Paraíba.

4.3. Saldo de radiação instantâneo

Na Tabela 11 apresentam-se as variáveis instantâneas utilizadas para o saldo de radiação Allen – R_nA , saldo de radiação Zillman - R_nZ e saldo de radiação com índices locais de radiação solar – R_nE .

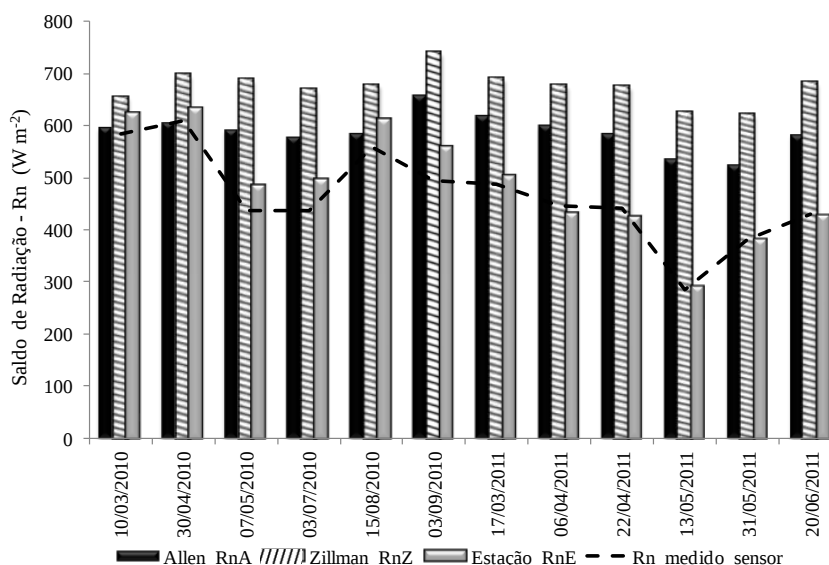
Verifica-se pela Tabela 11 que o ângulo zenital solar – Z variou de 28,80 a 40,70 graus, sendo que os maiores valores ocorreram no mês de maio de 2011. Estas variações do ângulo zenital solar decorrem dos movimentos aparentes do Sol ao longo do ano e a contribuição promovida pelas alterações na hora de passagem do satélite. Observa-se também a pouca variação (0,712 a 0,747) na transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar - τ_{sw} (-), com maiores valores em 10/03/2010 e 03/09/2010 (0,746 e 0,748).

Tabela 11 - Dia sequencial do ano – DSA, data e hora das imagens - Data, Hora, e valores instantâneos do quadrado da distância relativa Terra-Sol - d^2 (-), ângulo Zenital Solar – Z (graus), pressão atmosférica - P (kPa), pressão parcial do vapor d'água atmosférico - e_a (kPa), água precipitável – W (mm) e transmissividade atmosférica da radiação solar- τ_{sw} (-)

DSA	Data da imagem	Hora (h)	d^2 (-)	Z (graus)	P (kPa)	e_a (kPa)	W (mm)	τ (-)
069	10/03/2010	10:00	0,988	32,3	99,692	1,595	24,4	0,746
120	30/04/2010	10:30	1,016	31,3	99,682	2,354	34,9	0,730
127	07/05/2010	13:30	1,019	34,4	99,682	2,273	33,8	0,727
184	03/07/2010	13:24	1,034	36,8	99,670	1,758	26,6	0,736
227	15/08/2010	10:12	1,024	35,4	99,664	2,252	33,5	0,726
246	03/09/2010	13:36	1,015	28,8	99,669	1,710	25,9	0,747
076	17/03/2011	14:06	0,991	30,5	99,699	1,990	29,9	0,738
096	06/04/2011	13:42	1,003	29,0	99,693	1,886	28,4	0,743
112	22/04/2011	13:42	1,012	32,9	99,676	2,577	38,1	0,723
133	13/05/2011	14:00	1,022	40,6	99,676	2,319	34,5	0,717
151	31/05/2011	13:48	1,029	40,7	99,668	2,565	37,9	0,712
171	20/06/2011	13:24	1,033	37,4	99,671	2,282	33,9	0,723

Na Figura 21 apresentou-se a variação temporal dos três saldos de radiação calculados e o medido na estação meteorológica experimental.

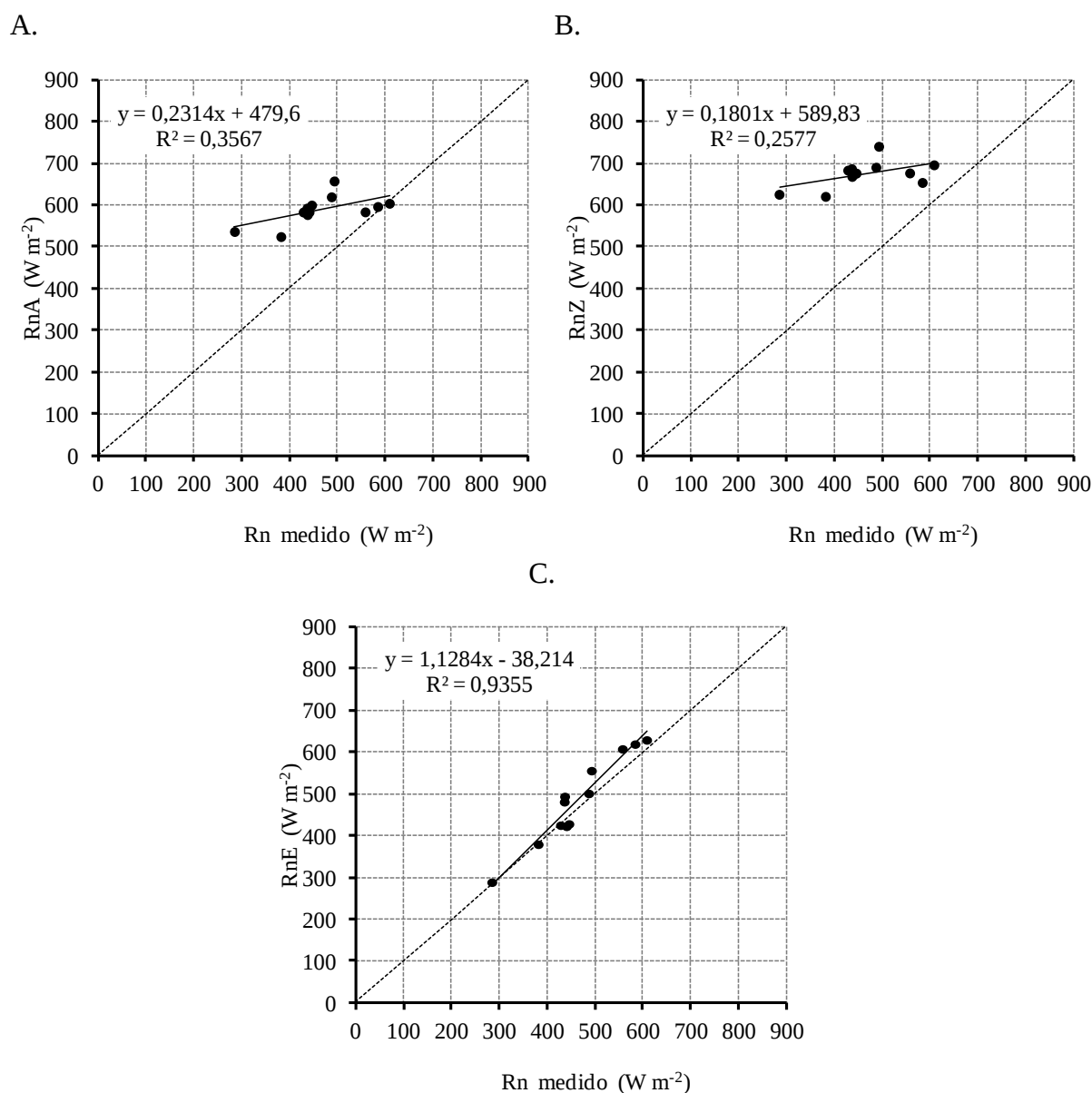
Figura 21 - Variação temporal dos valores instantâneos do Saldo de radiação Allen – RnA, Saldo de radiação Zillman – RnZ, Saldo de radiação com índices locais de radiação solar – RnE baseados em produtos MODIS e saldo medido na estação meteorológica experimental



Verifica-se na Figura 21 a variação temporal dos três saldos de radiação calculados em relação ao saldo de radiação medido. No período estudado a data de 03/09/2010 foi a que apresentou os maiores valores no RnA e RnZ, diferentemente do RnE. Observa-se também que o RnZ apresentou sempre os maiores valores e que o RnA acompanhou proporcionalmente o mesmo comportamento. Em situação diferente, o RnE acompanhou o comportamento do saldo de radiação medido na estação.

Procurou-se mostrar na Figura 22 as comparações entre RnA, RnZ e RnE com relação ao saldo medido.

Figura 22 – Comparação entre o Saldo de radiação Allen – RnA (A), Saldo de radiação Zillman – RnZ (B) e o Saldo de radiação com índices locais de radiação solar – RnE (C) com relação ao saldo medido na bacia do rio Tapacurá – PE



Observou-se na Figura 22 que o RnE foi o que apresentou o melhor coeficiente de determinação - R^2 , qual seja, 0,9355 e de correlação - r de 0,9672. Este resultado condiz com Ruhoff (2011) quando utilizou produtos MODIS em 28 dias entre fevereiro e novembro de 2001, em área com cana-de-açúcar e cerrado, na bacia do Rio Grande, localizada entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. O autor obteve para cana-de-açúcar $r = 0,94$ e para cerrado $r = 0,91$, quando comparou o Rn utilizando produtos MODIS com o Rn medido.

O critério para definição de qual Rn seria utilizado para computar o balanço de energia na bacia do rio Tapacurá baseou-se na melhor relação com o saldo medido, tendo por parâmetros o R^2 , Erro Absoluto – EA (mm dia^{-1}), Erro Relativo - ER (%) e Erro Relativo Médio – ERM (%).

Verifica-se na Figura 21 que o RnE teve comportamento temporal similar ao Rn medido na estação, bem como, o melhor R^2 entre os três critérios apresentados. A Tabela 12 apresenta os valores do Erro Absoluto – EA (W m^{-2}), Erro Relativo – ER (%) e Erro Relativo Médio – ERM (%) em relação ao Rn medido na bacia do rio Tapacurá – PE.

Tabela 12 - Valores do Erro Absoluto – EA (W m^{-2}), Erro Relativo – ER (%) e Erro Relativo Médio – ERM (%) em relação ao Rn medido na bacia do rio Tapacurá – PE

Data imagem	Erro Absoluto – EA (W m^{-2})			Erro Relativo - ER (%)		
	RnA	RnZ	RnE	RnA	RnZ	RnE
10/03/2010	10,9	68,6	36,3	1,9	11,7	6,2
30/04/2010	5,7	86,4	21,8	0,9	14,2	3,6
07/05/2010	154,9	249,4	45,9	35,5	57,1	10,5
03/07/2010	138,7	230,1	58,0	31,7	52,6	13,3
15/08/2010	24,4	117,7	51,1	4,4	21,1	9,1
03/09/2010	163,2	246,2	63,8	33,1	49,9	12,9
17/03/2011	131,1	201,9	15,0	26,9	41,4	3,1
06/04/2011	152,6	229,1	16,7	34,2	51,3	3,7
22/04/2011	141,4	232,2	17,3	32,0	52,6	3,9
13/05/2011	250,5	339,6	4,9	87,8	119,0	1,7
31/05/2011	141,7	237,7	1,2	37,0	62,2	0,3
20/06/2011	153,5	253,7	2,4	35,8	59,1	0,5
ERM				30,1	49,4	5,7

De acordo com a Tabela 12 o RnE foi o que apresentou o menor ERM (5,7 %), bem como, na maioria das datas estudadas o menor erro absoluto. O EMR condiz com o estudo de Santos (2011) que obteve ERM de 7,1% em cerrado e de 9,4% e cana-de-açúcar quando comparou a Rn pela metodologia SEBAL e com o Rn medido. Desta forma, para o cálculo do balanço de energia pelo algoritmo SEBAL objetivando a determinação da evapotranspiração real diária, utilizou-se a carta temática do RnE, agora denominada, simplesmente, saldo de radiação instantâneo – Rn ($W m^{-2}$).

Na Tabela 13 estão reunidos os valores do NDVI, SAVI, IAF, emissividades, temperatura da superfície – Ts ($^{\circ}C$) e o Saldo de radiação com índices locais de radiação solar – RnE ($W m^{-2}$) no *pixel* correspondente à estação meteorológica experimental.

Tabela 13 - Datas das imagens, valores do NDVI (-), SAVI (-), IAF (-), emissividade de cada *pixel* por Liang – ϵ_{oLiang} , emissividade de cada *pixel* pelo SAVI e IAF – ϵ_{oSAVI_IAF} (-), Temperatura da superfície – Ts ($^{\circ}C$) e Saldo de radiação instantâneo – Rn ($W m^{-2}$) na localização específica da estação meteorológica experimental

Data da imagem	NDVI (-)	SAVI (-)	IAF (-)	ϵ_{oLiang} (-)	ϵ_{oSAVI_IAF} (-)	Ts ($^{\circ}C$)	Rn ($W m^{-2}$)
10/03/2010	0,356	0,321	0,516	0,972	0,955	40,0	621,0
30/04/2010	0,418	0,361	0,641	0,972	0,956	29,2	630,9
07/05/2010	0,663	0,571	1,758	0,972	0,968	33,8	482,8
03/07/2010	0,674	0,583	1,874	0,972	0,969	29,3	495,6
15/08/2010	0,703	0,628	2,474	0,972	0,975	26,3	609,4
03/09/2010	0,685	0,593	1,988	0,972	0,970	30,0	557,3
17/03/2011	0,484	0,432	0,909	0,972	0,959	37,5	502,8
06/04/2011	0,353	0,283	0,407	0,972	0,954	37,8	429,8
22/04/2011	0,599	0,512	1,316	0,972	0,963	29,0	424,0
13/05/2011	0,627	0,548	1,565	0,972	0,966	28,2	624,2
31/05/2011	0,708	0,610	2,196	0,972	0,972	28,8	381,0
20/06/2011	0,736	0,623	2,391	0,972	0,974	27,3	426,6

Valores altos de NDVI estão diretamente associados ao maior vigor e densidade da cobertura vegetal. Pode-se observar que o NDVI respondeu de maneira semelhante à precipitação, ou seja, quando houve aumento da precipitação o mesmo ocorreu com o NDVI. Tal afirmativa pode ser evidenciada no dia 06/04/2011 (NDVI = 0,353 e precipitação = 2 mm) e, no dia 20/06/2011 (NDVI = 0,736 e precipitação = 78,8 mm). Observou-se também o mesmo comportamento com o SAVI e IAF.

Na Tabela 13, se verifica que a emissividade de cada *pixel* por Liang - ϵ_{oLiang} em todas as datas estudadas não sofreu alteração, pois os valores das bandas 31 e 32 do produto MOD11A1 foram os mesmos. Diferentemente, a emissividade de cada *pixel* pelas relações existentes entre o SAVI e IAF - ϵ_{oSAVI_IAF} apresentaram valores variando entre 0,954 e 0,975. A temperatura da superfície decorrente também do produto MOD11A1 variou de 26,3 a 40,0 °C. Verificou-se que o NDVI apresentou sensibilidade ao regime hídrico, mostrando alto potencial de recuperação da vegetação na ocorrência do evento chuvoso. Este fato foi detectado pelo sensível aumento do NDVI na data 06/04/2011 (NDVI = 0,353) para valores maiores e crescentes a partir desta data, exatamente, quando ocorreu uma sequência expressiva de eventos chuvosos, conforme Figura 18.

Os modelos desenvolvidos na ferramenta *Model Maker* do software *Erdas Imagine*, para processamento das cartas temáticas do Rn foram detalhados no Apêndice 3.

O comportamento das cartas temáticas do saldo de radiação instantâneo - Rn ($W\ m^{-2}$) ao longo do período estudado foi detalhado nas Figuras 23 e 24, bem como os valores de Rn no ponto específico da estação meteorológica experimental encontram-se na Tabela 13.

Ressalta-se ainda outro fator relevante, a influência do ângulo zenital do Sol - Z (graus) que representa o ângulo formado entre a vertical local e o vetor posição do Sol no instante da passagem do satélite na área de estudo. Neste dia de maior Rn (30/04/2010) foi registrado o terceiro menor Z dentre os dias estudados, qual seja, $Z = 31,3^\circ$ (Tabela 11). Entretanto, quando se observou o dia com menor Rn (31/05/2011, $Rn = 381,0\ W\ m^{-2}$), o valor de $Z = 40,7^\circ$ foi o maior detectado em todo período estudado. Resultados semelhantes entre Z e Rn com produtos MODIS foram encontrados em Santos (2011) e Mendonça (2007) e, com imagens *TM- Landsat 5* por Borges *et al.* (2010).

Quando da comparação entre o Rn (Figura 23A) e o albedo (Figura 19A) referentes ao dia 17/03/2011, observou-se que nas áreas em que o albedo é alto o Rn é baixo, como enfatizado com mais visibilidade na área urbana referente à cidade de Vitória de Santo Antão. Esta área urbana contempla *pixels* de pouca ou ausência total de cobertura vegetal, com expressivo albedo e elevado valor da radiação terrestre, o que resultou em saldo de radiação menor quando comparado com outras áreas da mesma cena. Este comportamento condiz com os resultados de Borges *et al.* (2010) quando mapearam e quantificaram os parâmetros biofísicos e saldo de radiação em área de algodoeiro irrigado. Em estudos realizados com o sensor MODIS, Nair *et al.* (2005) enfatizam que baixos valores de saldo de radiação expressam valores elevados de albedo na superfície, apresentando estreita relação com a umidade do ar e as propriedades físicas da superfície.

Figura 23 - Saldo de radiação instantâneo – R_n ($W m^{-2}$) obtido com produtos MODIS na bacia do rio Tapacurá - PE: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)

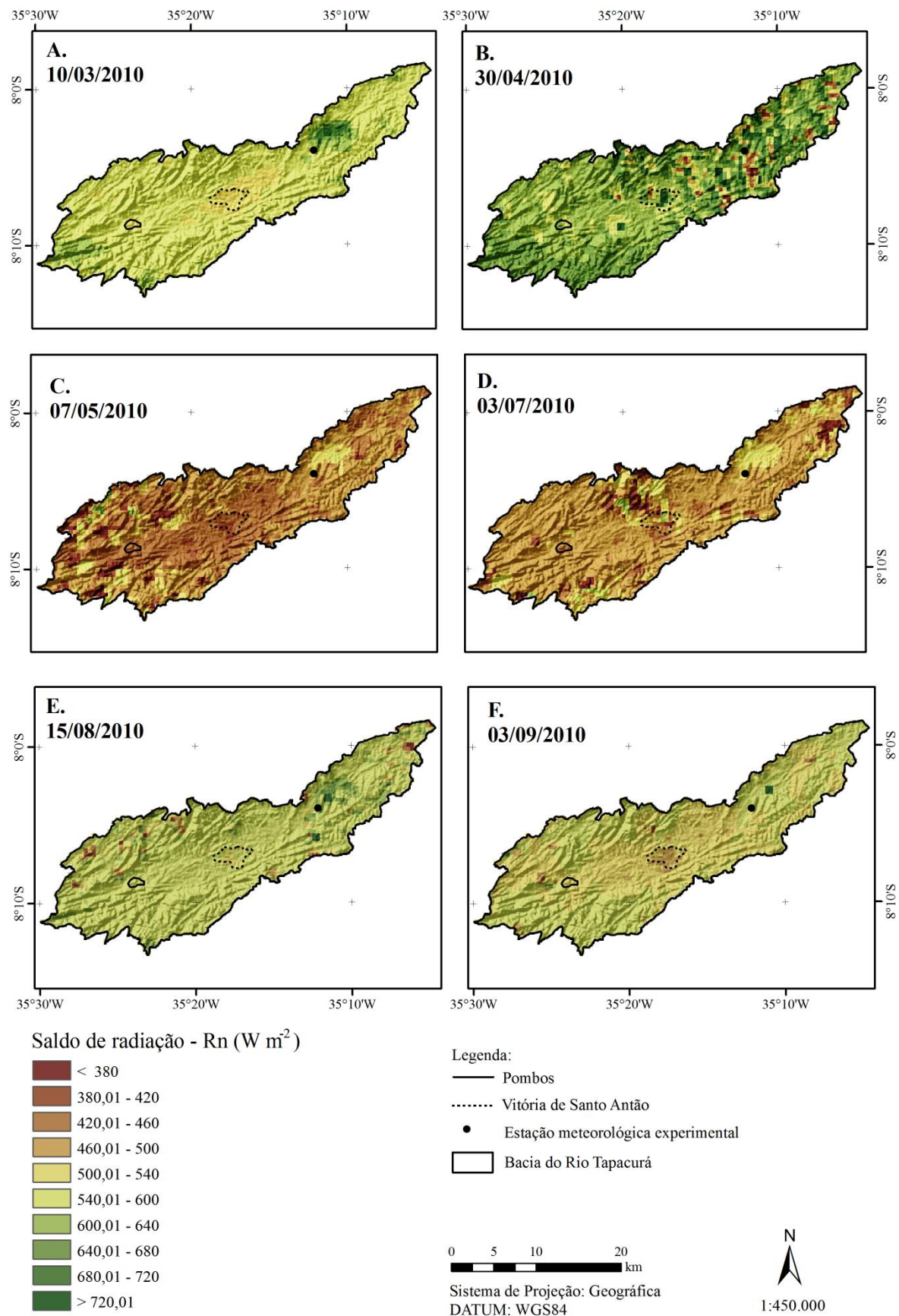
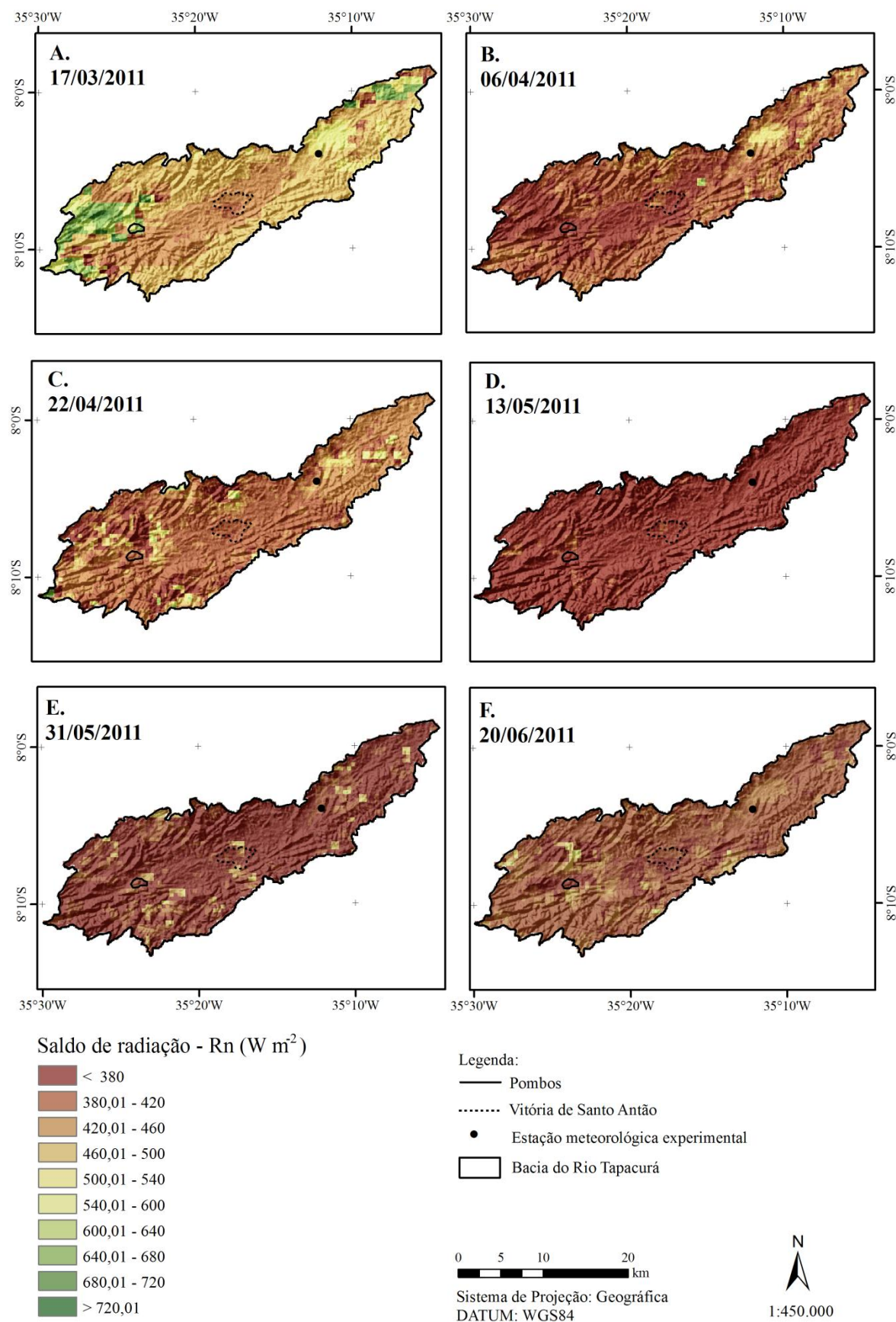


Figura 24 - Saldo de radiação instantâneo – R_n ($W\ m^{-2}$) obtidos com produtos MODIS na bacia do rio Tapacurá - PE: 17/03/2010 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 15/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F)



Constatou-se que o saldo de radiação recebe influência da radiação solar incidente e presença de vegetação. Observa-se que em algumas áreas das cenas estudadas, ilustradas na Figura 23A (10/03/2010) e Figura 23F (03/09/2010), que o R_n apresentou menor magnitude em áreas urbanas ou solo exposto e maior magnitude em áreas vegetadas e corpos hídricos. Estes resultados estão em concordância com os estudos realizados por Rodrigues *et al.* (2009), Di Pace *et al.* (2008) e Silva *et al.* (2005a), que constatarem maior saldo de radiação em áreas vegetadas, em comparação com as áreas urbanas e solo exposto.

Na análise da evolução do saldo de radiação no ano de 2011 (Figura 24 D, E e F) observa-se pouca variação temporal. Este fato tem grande influência das significativas ocorrências de eventos chuvosos como observado na Figura 18 com valores médios acima de 20 mm nos cinco dias antecedentes ao imageamento da área pelo satélite.

Ao se observar toda a cena estudada se constata que os maiores valores de R_n encontram-se no reservatório do Tapacurá, sendo este comportamento oposto ao encontrado no albedo da superfície (Figuras 19 e 20). Este comportamento com relação aos maiores valores de R_n em corpos hídricos foi similar aos resultados obtidos por Lima (2010). Este autor explicou que o referido comportamento decorre da ação combinada do albedo e da temperatura da superfície nos balanços de ondas curtas e longas, respectivamente.

Quando no estudo da estimativa do balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens TM Landsat 5, Lima *et al.* (2009) comentaram que menor albedo da superfície, situação observada sobre superfície líquida, favorece menor reflexão da radiação de onda curta, e isso contribui para que o balanço de ondas curtas seja maior, em comparação com uma superfície de maior reflexão, ou seja, de maior albedo de superfície. Já a menor temperatura da superfície, situação observada em superfície líquida, favorecerá o aumento do balanço de ondas longas, em comparação com superfícies de maiores temperaturas. Os autores concluíram que menores valores de albedo e temperatura da superfície contribuem para que R_n seja maior em superfície líquidas.

Recentes pesquisas com o sensor MODIS comprovam que os valores obtidos com suas imagens são consistentes e compatíveis com resultados medidos em superfície, como a pesquisa de Santos (2011), que obteve R_n variando de 522,2 a 754,4 $W\ m^{-2}$ em cerrado e de 495,1 a 736,5 $W\ m^{-2}$ em cana-de-açúcar, com erro percentual médio inferior a 10%. Este autor enfatizou que o clima da região foi impactado quando da substituição da vegetação nativa por cana-de-açúcar, pois foi detectado que tal substituição ocasionou uma

diminuição do R_n . Também Andrade (2008), com produtos MODIS em Minas Gerais, obteve valores de R_n variando de 555,0 a 1.012,7 $W m^{-2}$ em cana-de-açúcar.

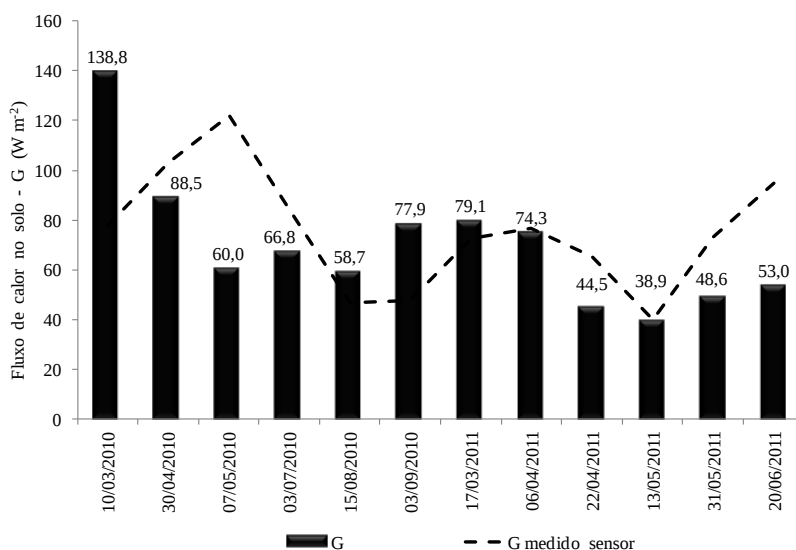
Ataíde (2006) obteve o saldo de radiação com produtos MODIS para o dia 25/10/2005 e compararam os resultados obtidos a partir dos satélites Terra e Aqua com os dados medidos em estação meteorológica experimental na fazenda Frutacor no município de Quixeré no Ceará. Nesse estudo os autores utilizaram cartas georreferenciadas do sensor MODIS com dados de albedo, temperatura da superfície, emissividades, temperatura do ar e do ponto de orvalho, e obtiveram valores de R_n de 771,7 $W m^{-2}$ quando na utilização dos dados do satélite Terra, com percentual de concordância de 94,70% em relação aos valor medido no sensor . Quando utilizaram os dados do satélite Aqua, o R_n obtido foi de 764,5 $W m^{-2}$ com percentual de concordância de 89,50%.

4.4. Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo – G ($W m^{-2}$) representa uma fração do saldo de radiação que foi transferida ao solo, e que está ilustrado na Figura 25.

Observa-se na Figura 25 que os valores de G resultantes da aplicação do algoritmo SEBAL – G foram sempre superiores a 35 $W m^{-2}$ e apresentou em alguns dias sobrestimativa e noutros subestimativa quando comparados aos monitorados em campo. Este comportamento também foi detectado por Ruhoff (2011), com valores de 41 $W m^{-2}$ na estação seca de cana-de-açúcar e 35 $W m^{-2}$ na estação chuvosa do cerrado.

Figura 25 - Variação temporal do fluxo de calor no solo pelo SEBAL – G ($W m^{-2}$) e do fluxo de calor no solo medido – G_{medido_sensor} na bacia do rio Tapacurá - PE



Na Tabela 14 estão representados os valores do fluxo de calor no solo – G (W m^{-2}) medido pelo fluxímetro e o calculado pelo SEBAL – G na estação meteorológica experimental, bem como os erros associados.

Tabela 14 - Data das imagens e valores do Erro Absoluto – EA (W m^{-2}) e Erro Relativo – ER (%), entre o fluxo de calor no solo pelo SEBAL – G (W m^{-2}) e o fluxo de calor no solo medido no fluxímetro – $G_{\text{medido_sensor}}$ (W m^{-2})

Data da imagem	$G_{\text{medido_sensor}}$ (W m^{-2})	G (W m^{-2})	EA (W m^{-2})	ER (%)
10/03/2010	77,7	138,8	61,1	78,6
30/04/2010	103,2	88,5	14,7	14,2
07/05/2010	122,1	60,0	62,1	50,9
03/07/2010	84,3	66,8	17,5	20,8
15/08/2010	46,8	58,7	11,9	25,4
03/09/2010	47,5	77,9	30,4	63,9
17/03/2011	72,5	79,1	6,6	9,0
06/04/2011	76,6	74,3	2,3	3,0
22/04/2011	65,3	44,5	20,8	31,9
13/05/2011	39,8	38,9	0,9	2,2
31/05/2011	73,0	48,6	24,4	33,4
20/06/2011	94,7	53,0	41,7	44,0

Com base nas estimativas SEBAL e medições realizadas localmente, foram obtidos os Erros Absoluto Médio – EAM (W m^{-2}), Erro Relativo Médio – ERM (%) e Raiz do Erro Quadrático Médio – REQM (W m^{-2}), que foram respectivamente iguais a $24,5 \text{ MJ m}^{-2}$; 31,4 % e $29,3 \text{ MJ m}^{-2}$.

O Erro Absoluto variou de 0,9 a $62,1 \text{ W m}^{-2}$, enquanto que a REQM apresentou valor ainda maior ($29,3 \text{ W m}^{-2}$) durante os dias imageados. O Erro Relativo variou de 2,2 a 78,6% onde apresentou os menores erros nos dias 06/04/2011 e 13/05/2011.

Santos *et al.* (2010a) detectaram este comportamento quando analisaram G em cultivo de arroz irrigado com imagens do sensor ASTER no município de Paraíso do Sul – RS. Nesse estudo os autores constataram grande diferença entre o valor obtido com o SEBAL ($68,0 \text{ W m}^{-2}$) e o valor medido no fluxímetro ($-20,0 \text{ W m}^{-2}$).

A variação temporal do fluxo de calor no solo – G (W m^{-2}) na bacia do rio Tapacurá está retratada nas Figuras 26 e 27 e seus modelos no Apêndice 4.

Figura 26 - Fluxo de calor no solo instantâneo - G ($W m^{-2}$) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido por meio do SEBAL e produtos MODIS: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)

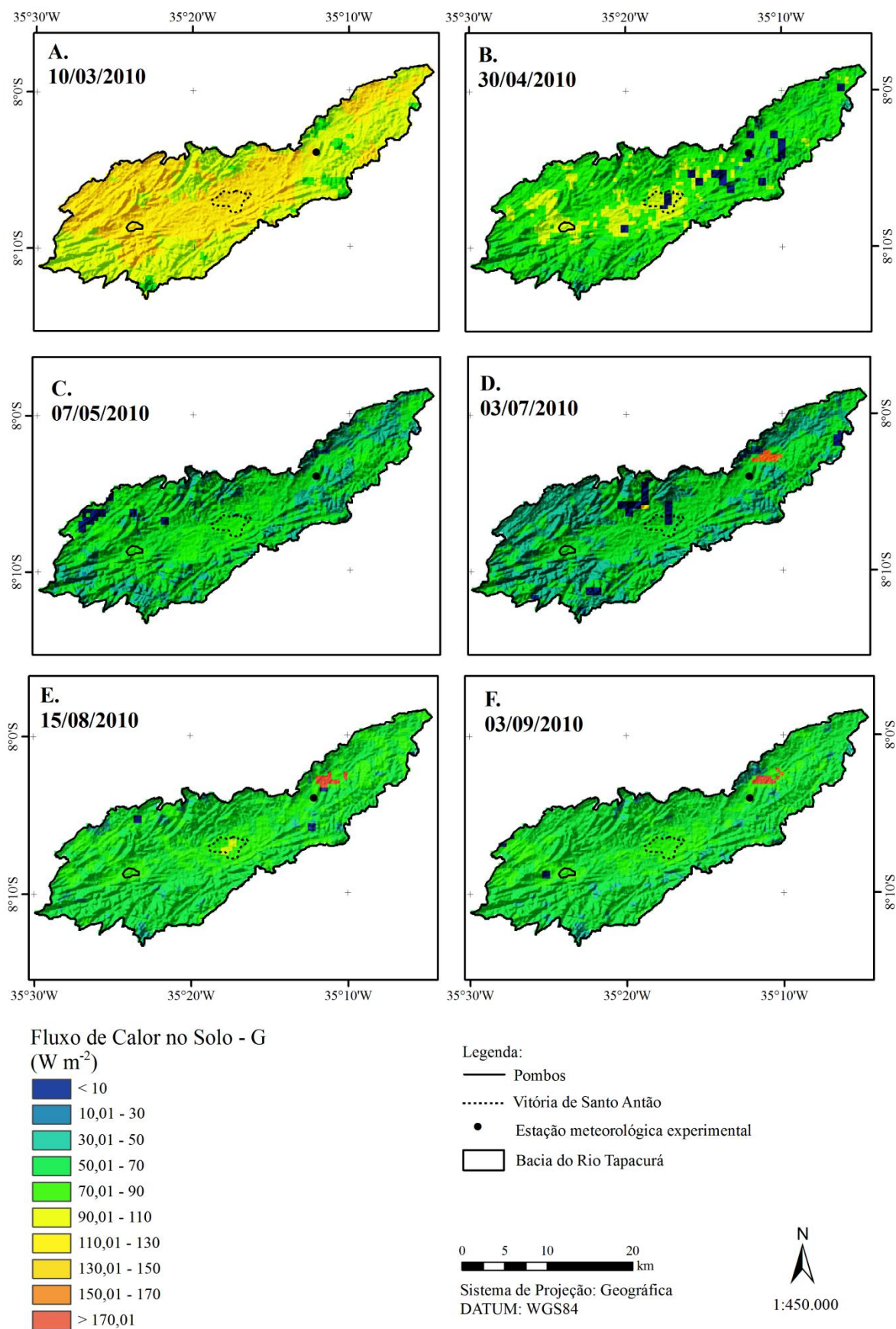
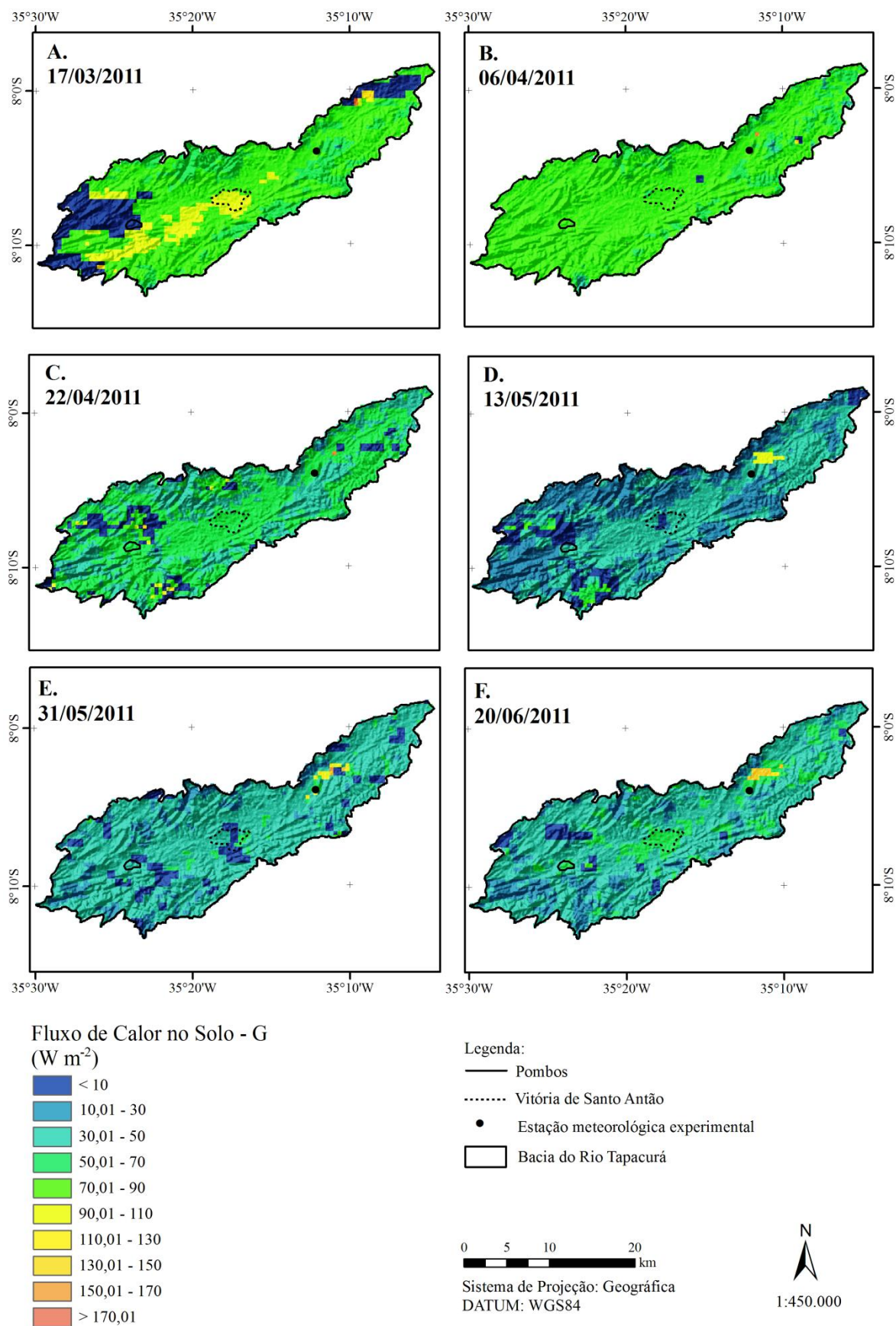


Figura 27 - Fluxo de calor no solo instantâneo - G ($W m^{-2}$) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido por meio do SEBAL e produtos MODIS: 17/03/2011 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 13/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F)



Observa-se que G variou de 38,9 a 138,8 $W m^{-2}$ no ponto de localização da estação meteorológica experimental (Tabela 14). Estes resultados são semelhantes aos de Mendonça (2007) com sensor MODIS, quando obteve $31,9 < G < 96,5 W m^{-2}$ na região Norte Fluminense – RJ em cultura de cana-de-açúcar, e Andrade (2008) também com cana-de-açúcar em Minas Gerais que obteve $40,1 < G < 156,4 W m^{-2}$, diferentemente dos valores obtidos por Lima (2010) nas divisas de Brasília, Minas Gerais e Goiás com feijão, que encontrou valores de G entre 26,8 e 230,9 $W m^{-2}$. Registre-se que mesmo as pesquisas utilizando o mesmo sensor para medição de G , cada área estudada apresenta características do local (i.e. cobertura do solo, datas e horários de imageamento) diferenciadas.

Nas cartas temáticas georreferenciadas do fluxo de calor no solo em 2011, representadas na Figura 27C, D, E e F, constatou-se que na totalidade das cenas estudadas $G < 30 W m^{-2}$. Esta classe decorre da influência do período chuvoso registrado neste período da pesquisa, levando o G a valores de baixa magnitude.

Os resultados também são coerentes com pesquisas em TM - *Landsat 5*, como os autores Rodrigues *et al.* (2009) que obtiveram G de 35,2 a 180,8 $W m^{-2}$ e Silva *et al.* (2011c), que obtiveram G de 42,5 a 82,9 $W m^{-2}$ entre solos sem cobertura vegetal e pomar.

Nas cartas temáticas de G em que os eventos chuvosos não foram de grande magnitude, observa-se nas fronteiras das cidades de Vitória de Santo Antão e Pombos que o G é mais elevado, o que sugere a ocorrência de ilhas de calor, fenômeno frequentemente detectado nas áreas urbanas. Tal comportamento foi também detectado por Santos *et al.* (2010a) nos *pixels* da cidade de Paraíso do Sul – RS.

Observou-se na Figura 26 D, E e F que o calor no solo apresentou maiores magnitudes ($G > 170,0 W m^{-2}$) nos *pixels* que configuraram o reservatório de Tapacurá. Este comportamento também foi detectado por Silva *et al.* (2011c) no açude São Gonçalo, com $224,6 < G < 243,9 W m^{-2}$.

4.5. Fluxo de calor sensível

Os processos iterativos para determinação do fluxo de calor sensível - H ($W m^{-2}$) resultaram em no máximo oito iterações, com Erro Relativo na última interação no máximo de 1%. Nesta pesquisa o *pixel* frio de cada carta temática foi localizado no reservatório do Tapacurá e o *pixel* quente em área de solo com pouca vegetação verificado no confronto entre as cartas de NDVI e de temperatura da superfície.

Nas Figuras 28 e 29 foram apresentadas as cartas georreferenciadas instantâneas do H e no Apêndice 5 os modelos desenvolvidos no *software Erdas Imagine*.

Figura 28 - Fluxo de calor sensível instantâneo - H (W m^{-2}) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)

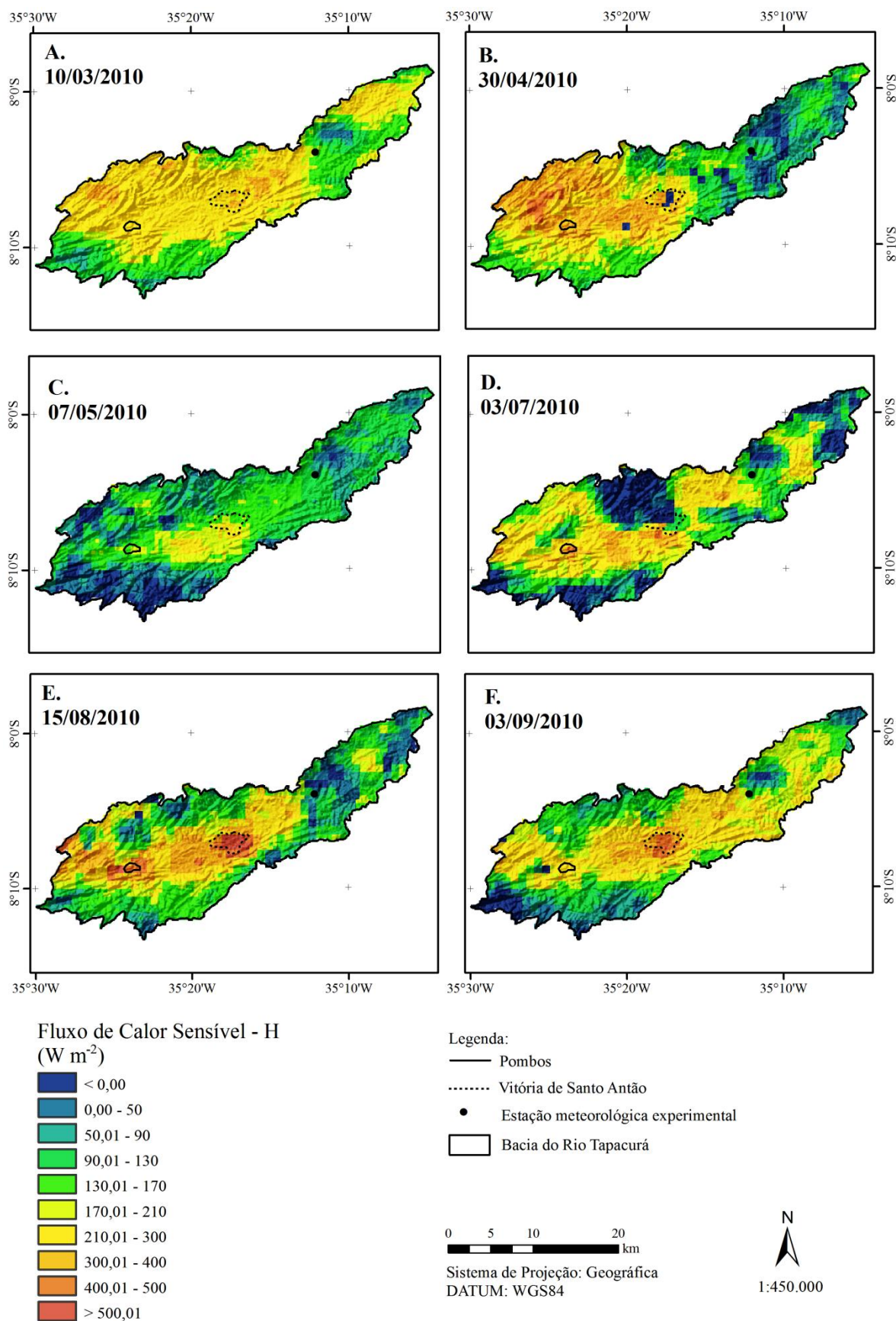
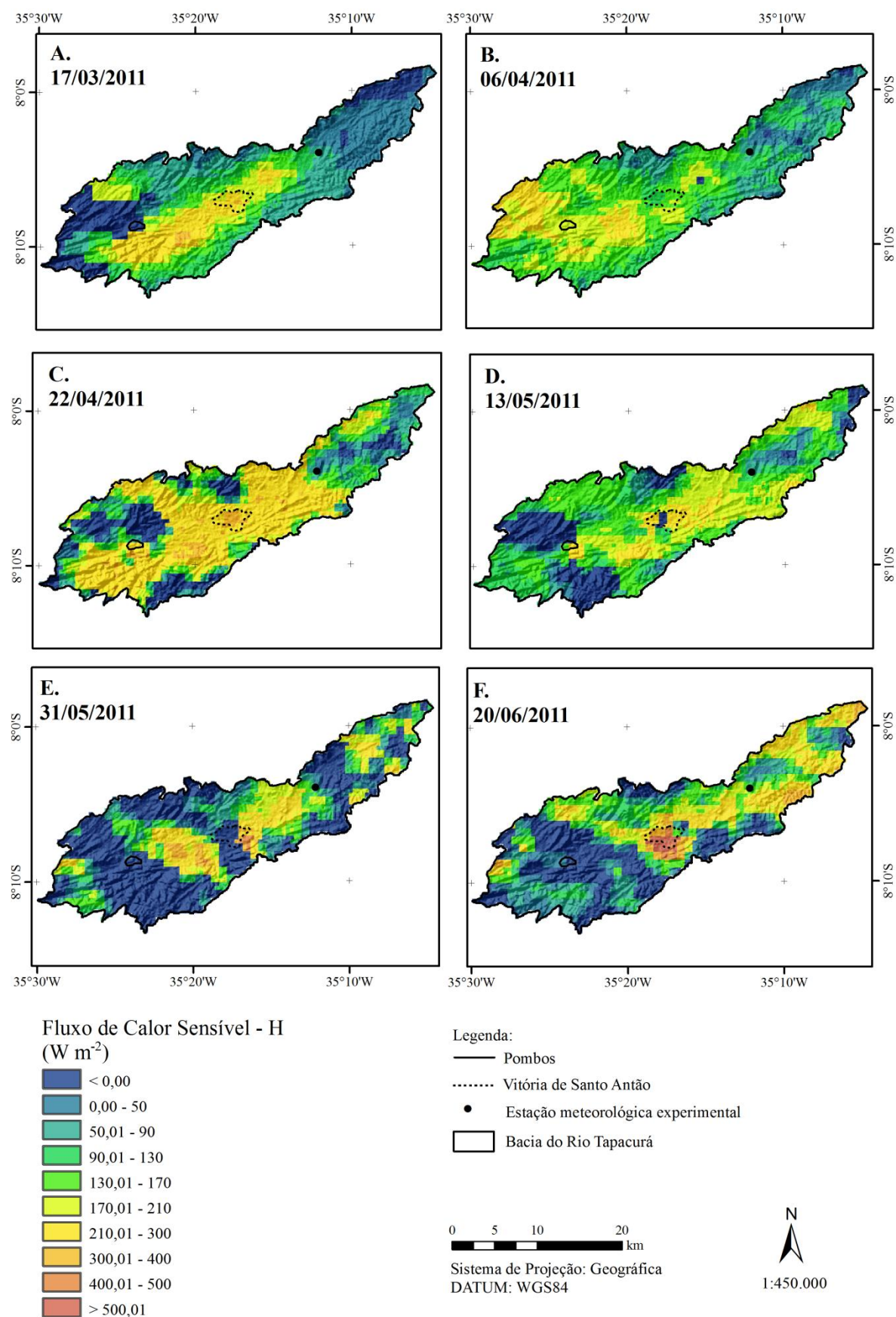


Figura 29 - Fluxo de calor sensível - H (W m^{-2}) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS: 17/03/2011 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 13/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F)



As classes de H na imagem variaram de menor que zero e maiores que 500 W m^{-2} e, na área de localização da estação meteorológica experimental de $41,0 < H < 159,1 \text{ W m}^{-2}$ (Tabela 15).

A energia disponível em forma de calor sensível decorre da baixa proporção de vegetação na data estudada e, conseqüentemente, na geração de maiores temperaturas da superfície. Quando este fato acontece, a maior fração da energia líquida é empregada para aquecer o ar e o solo, e em menor grandeza é direcionada à evapotranspiração, em forma de calor latente. Observa-se esta afirmativa quando se comparou na cena estudada a nítida variabilidade de classe nas áreas urbanas de Vitória de Santo Antão e Pombos, onde H alcançou valores maiores que 210 W m^{-2} .

Nas áreas estudadas nota-se que extrapolando as áreas urbanas detectaram-se $H > 500 \text{ W m}^{-2}$, apontando baixa umidade na superfície do solo. Este diagnóstico evidencia que, com a baixa umidade do solo, a energia disponibilizada na superfície foi utilizada, com maior percentual, para aquecer o ar e o solo.

A detecção da baixa umidade do solo foi comprovada quando se verificou na carta temática de H (Figura 29E) com o total precipitado nos cinco dias antecedentes a esta data o valor pouco significativo de precipitação ($p = 3 \text{ mm}$), conforme Figura 18. Nicácio (2008) também obteve este comportamento de máximos valores de H ($H > 754,4 \text{ W m}^{-2}$) representarem *pixels* de solo aberto e áreas urbanizadas.

Os resultados ($0 < H < 500 \text{ W m}^{-2}$) foram diferentes do estudo realizado por Lima (2010) em duas sub-bacias do Paracatu nas divisas de Brasília, Minas Gerais e Goiás, que encontrou o H com grande variabilidade espacial nas cenas estudadas em 2007. No dia 13/08/2007 o fluxo de calor sensível médio foi de $177,9 \text{ W m}^{-2}$; valor mínimo de $88,88 \text{ W m}^{-2}$ em superfície líquida e o máximo valor de $720,4 \text{ W m}^{-2}$.

Tabela 15 - Valores do fluxo de calor sensível instantâneo – H (W m^{-2}) pelo SEBAL na localização da estação meteorológica experimental na bacia do rio Tapacurá – PE

Data da imagem	Hora	H (W m^{-2})	Data da imagem	Hora	H (W m^{-2})
10/03/2010	10:00	159,1	17/03/2011	14:06	83,9
30/04/2010	10:30	112,1	06/04/2011	13:42	65,7
07/05/2010	13:30	102,9	22/04/2011	13:42	89,7
03/07/2010	13:24	134,5	13/05/2011	14:00	72,6
15/08/2010	10:12	41,0	31/05/2011	13:48	75,6
03/09/2010	13:36	123,3	20/06/2011	13:24	58,1

Neste estudo, nas cenas estudadas no lado direito superior de algumas cartas de H (Figura 28C, E e Figura 29C), observam-se *pixels* que representam o reservatório do Tapacurá pertencente a menor classe de H.

Silva & Bezerra (2006), quando determinaram o H utilizando imagens *TM - Landsat5*, encontraram no lago de sobradinho e no leito do rio São Francisco *pixels* com magnitudes negativas ($H = -18,10 \text{ W m}^{-2}$ no ano de 2000) e ($H = -22,40 \text{ W m}^{-2}$ no ano de 2001). Os autores explicaram que *pixels* com valores negativos de H são os que possuem temperatura da superfície menor que a do *pixel* frio escolhido no estudo. Com a utilização do sensor MODIS por Nicácio (2008) os menores valores de H foram representados em alvos classificados como corpos hídricos, que nesse estudo foi o rio São Francisco, para o dia 12 de outubro de 2004.

Ruhoff (2011) validou o fluxo de calor sensível - H pelo SEBAL com medidas obtidos pela técnica dos Vórtices Turbulentos – Eddy Covariance. Os valores encontrados para cana-de-açúcar foram de H_{SEBAL} (217 W m^{-2}) e H_{EC} (175 W m^{-2}), enquanto que para o cerrado foram de H_{SEBAL} (170 W m^{-2}) e H_{EC} (179 W m^{-2}). O autor concluiu que a magnitude do erro foi pequena, entretanto o $r = 0,77$ (cana-de-açúcar) e $r = 0,72$ (cerrado) foi inferior aos obtidos nas validações de R_n , G e LE.

4.6. Fluxo de calor Latente

O fluxo de calor latente – LE (W m^{-2}) compreende a porção da energia disponível na superfície do solo que possibilita a evapotranspiração e foi estimado pela diferença entre as cartas temáticas do saldo de radiação – R_n , fluxo de calor no solo – G e fluxo de calor sensível – H.

Nas Figuras 30 e 31 são apresentadas as cartas temáticas georreferenciadas do fluxo de calor latente instantâneo.

Na Tabela 16 são apresentados os valores de LE especificamente no local da estação meteorológica experimental, bem como, o percentual em relação ao saldo de radiação instantâneo – R_n (W m^{-2}) por sensoriamento remoto aplicado aos produtos MODIS na bacia do rio Tapacurá – PE.

Observa-se na Tabela 16 que a relação percentual entre o saldo de radiação e o fluxo de calor latente pelo SEBAL variou de 28,6 a 87,9%. Destaca-se que os maiores valores obtidos correspondem aos dias em que o evento chuvoso nos cinco dias antecedentes (Figura 18) foi de menor magnitude, ou seja, 15/08/2010 ($LE/R_n=83,6\%$ e Precipitação = 3 mm) e 06/04/2011 ($LE/R_n=87,9\%$ e Precipitação = 2 mm).

Figura 30 - Fluxo de calor latente instantâneo - LE (W m^{-2}) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)

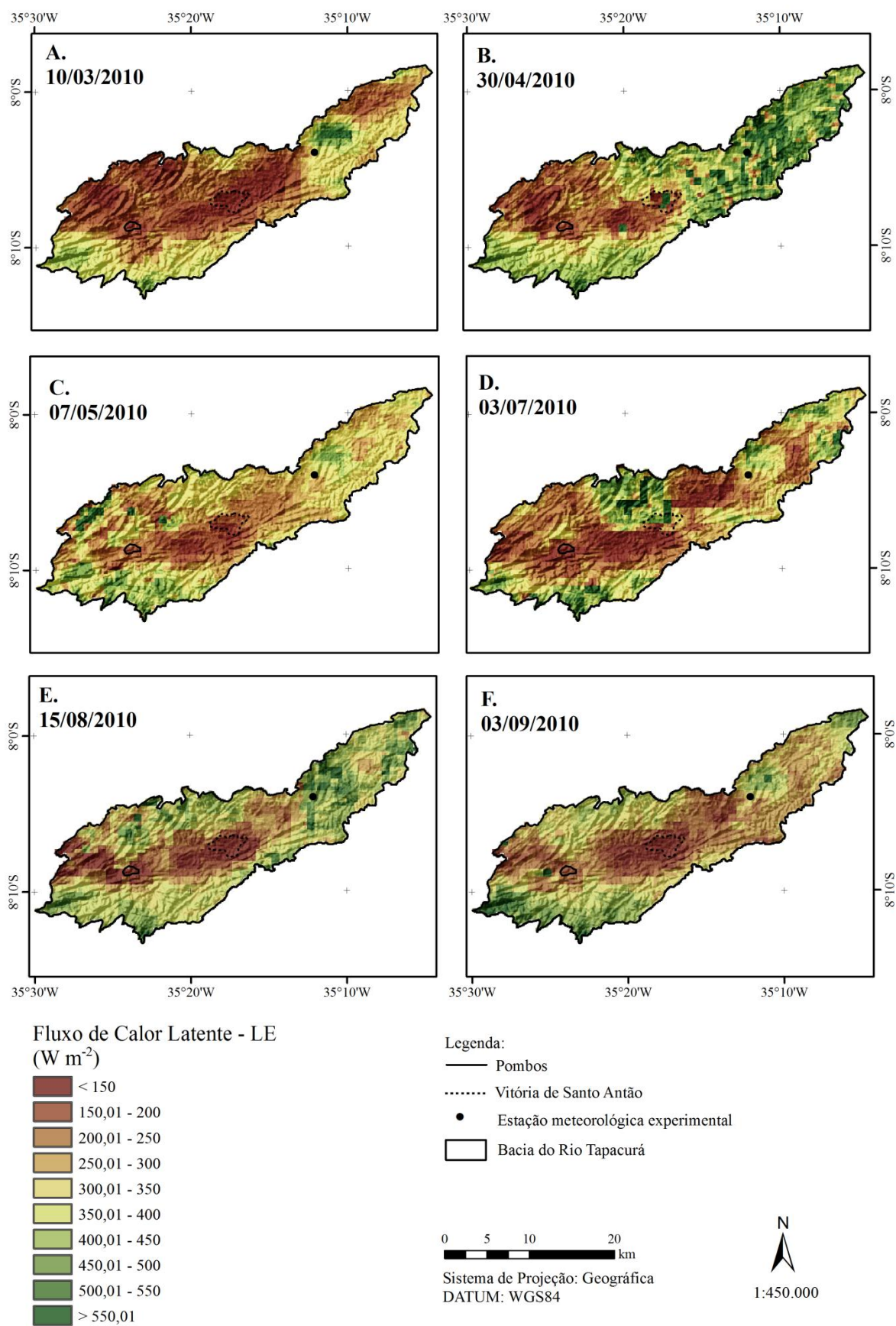


Figura 31 - Fluxo de calor latente instantâneo - LE (W m^{-2}) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS: 17/03/2011 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 13/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F)

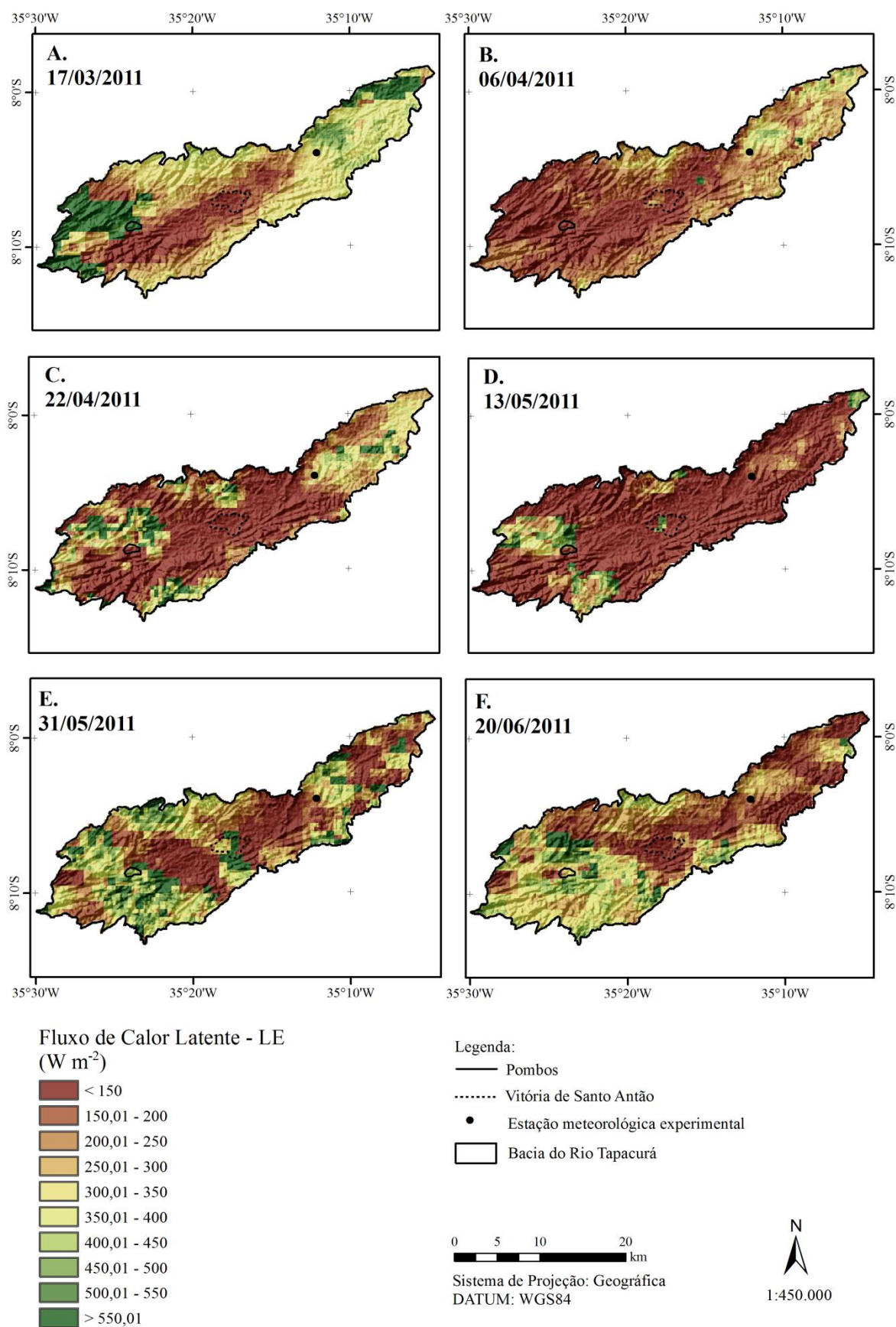


Tabela 16 - Valores do saldo de radiação instantâneo – Rn (W m^{-2}) obtido com produtos MODIS, fluxo de calor latente – LE_SEBAL (W m^{-2}) e percentual do LE em relação ao Rn na localização da estação meteorológica experimental na bacia do rio Tapacurá – PE

Data da imagem	Rn (W m^{-2})	LE_SEBAL (W m^{-2})	LE / Rn (%)
10/03/2010	621,0	323,2	52,0
30/04/2010	630,9	430,4	68,2
07/05/2010	482,8	320,0	66,3
03/07/2010	495,6	294,6	59,4
15/08/2010	609,4	509,8	83,6
03/09/2010	557,3	356,2	63,9
17/03/2011	502,8	340,0	67,6
06/04/2011	429,8	289,9	87,9
22/04/2011	424,0	289,8	68,3
13/05/2011	624,2	178,8	28,6
31/05/2011	381,0	256,8	67,4
20/06/2011	426,6	315,6	73,9

As classes que definiram os *pixels* variaram de valores menores que 150 W m^{-2} até maiores que 510 W m^{-2} , conforme as Figuras 30 e 31. Os valores de LE na localização da estação meteorológica experimental variaram de $178,8$ a $509,8 \text{ W m}^{-2}$ (Tabela 16).

Andrade (2008), com imagens MODIS, obteve LE médio em cana-de-açúcar com variação de $568,4$ a $963,8 \text{ W m}^{-2}$ nos *pixels* âncoras de fevereiro a dezembro de 2005.

A distribuição espacial do LE apresentou uma forte relação de inversão nas magnitudes com o H, ou seja, onde acontece a intensidade de um corresponde a diminuição do outro. Esta permuta de intensidade pode ser melhor visualizada nas áreas urbanas onde o H apresentou valores altos e LE valores baixos. Este fato decorre de que na presença da água, a maior quantidade de energia é destinada ao processo evapotranspirativo, na forma de calor latente; entretanto, nas regiões de solo exposto, ao contrário, a maior parte da energia é direcionada ao aquecimento do ar e do solo.

Observam-se na área do reservatório do Tapacurá *pixels* com as maiores magnitudes em algumas cenas estudadas, como na Figura 30A (10/03/2010), Figura 30F (03/09/2010) e Figura 31A (17/03/2011), que apresentaram valores de $\text{LE} > 500 \text{ W m}^{-2}$. Também ladeando estes *pixels* visualizaram-se, logo em seguida, *pixels* com magnitudes um pouco menor, o que comprova a conservação da mata ciliar no entorno do reservatório do

Tapacurá. Este comportamento também foi encontrado por Lima (2010) em produtos MODIS quando verificaram *pixels* em corpos hídricos em elevadas magnitude (401 a 500 W m^{-2}). Também Nicácio (2008), com o mesmo sensor MODIS (satélite Aqua), estimou o fluxo de calor latente no rio São Francisco próximo a Juazeiro e Petrolina, quando verificou LE elevado, qual seja, de 400 a 600 W m^{-2} e em suas margens *pixels* de menores intensidades, variando de 300 a 400 W m^{-2} .

Ruhoff (2011) em imagens MODIS com aplicação do SEBAL encontrou para cana-de-açúcar LE de 271 W m^{-2} e pelo Eddy Covariance LE igual a 287 W m^{-2} , enquanto que para o Cerrado H pelo SEBAL foi de 386 W m^{-2} e LE pelo Eddy Covariance igual a 285 W m^{-2} . O autor concluiu que a correlação foi satisfatória, pois o $r = 0,80$ (cana-de-açúcar) e $r = 0,79$ (cerrado).

Silva & Bezerra (2006) determinaram o fluxo de calor latente utilizando imagens *TM - Landsat 5* em 04/12/2000 e 01/10/2001, ocasião em que obtiveram médias de 346,1 e 279,4 W m^{-2} , respectivamente nestas datas. Já Bastiaanssen (2000), em pesquisas realizadas com o SEBAL, encontrou para os *pixels* âncoras valores distintos, *pixel* frio com $\text{LE} = 535,4 \text{ W m}^{-2}$ e no *pixel* quente $\text{LE} = 0,5 \text{ W m}^{-2}$.

Utilizando imagens do *TM - Landsat5* e *AVHRR - NOAA* na estimativa do balanço de energia à superfície no Nordeste brasileiro, Feitosa (2005) detectou em 04/10/2001 valores em áreas de solo exposto $\text{LE} < 130 \text{ W m}^{-2}$, enquanto nas áreas com baixa cobertura vegetal, referente a vegetação caatinga, valores de LE entre 130 e 250 W m^{-2} .

4.7. Saldo de radiação 24 horas

O comportamento do saldo de radiação quando convertido de instantâneo (W m^{-2}) para diário (MJ m^{-2}), tiveram resultados com menores Erros Relativos – ER (%). A Tabela 17 resume os resultados dos valores da radiação solar diária incidente no topo da atmosfera - $R_{\text{TOA}_{24h}}$ (MJ m^{-2}); radiação solar incidente média diária medida na estação meteorológica experimental - $R_{\text{OC},24h_medida}$ (MJ m^{-2}); transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar - $\tau_{\text{sw}24h}$ (-), bem como os resultados obtidos quando se comparou saldo de radiação diário - $R_{\text{n}24h_SEBAL}$ (MJ m^{-2}) calculado pelo SEBAL com o saldo de radiação medido na estação meteorológica experimental - $R_{\text{n}24h_medido}$ (MJ m^{-2}).

A transmissividade atmosférica média diária no domínio da radiação solar - $\tau_{\text{sw}24h}$ (-) variou de 0,48 a 0,60 (Tabela 17), enquanto que os valores da transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar instantânea - τ_{sw} (-) variaram de 0,712 a 0,747 (Tabela 11).

O saldo de radiação diário pelo SEBAL – Rn_{24h_SEBAL} ($MJ\ m^{-2}$) variou de 8,2 a 13,6 $MJ\ m^{-2}$, com média de 10,8 $W\ m^{-2}$. Com base nas estimativas SEBAL e medições realizadas localmente, foram obtidos o Erro Absoluto Médio – EAM ($W\ m^{-2}$), Erro Relativo Médio – ERM (%) e Raiz do Erro Quadrático Médio – REQM ($W\ m^{-2}$), que foram respectivamente iguais a 0,6 $MJ\ m^{-2}$, 5,8 % e 0,8 $MJ\ m^{-2}$.

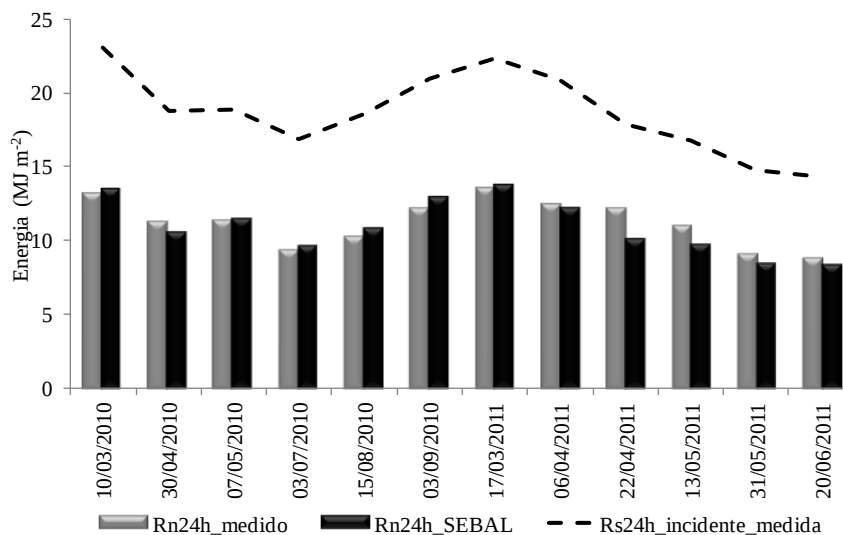
Tabela 17 - Valores de R_{TOA_24h} ($MJ\ m^{-2}$); $R_{OC_24h_medida}$ ($MJ\ m^{-2}$); $\tau_{sw\ 24h}$ (-); Rn_{24h_SEBAL} ($MJ\ m^{-2}$); Rn_{24h_medido} ($MJ\ m^{-2}$) e valores do erro relativo – ER (%) entre os saldos de radiação na localização da estação meteorológica experimental na bacia do rio Tapacurá – PE

Data da imagem	Radiação incidente ($MJ\ m^{-2}$)		$\tau_{sw\ 24h}$ (-)	Saldo de radiação ($MJ\ m^{-2}$)		ER (%)
	R_{TOA_24h}	$R_{OC_24h_medida}$		Rn_{24h_SEBAL}	Rn_{24h_medido}	
10/03/2010	38,2	23,0	0,60	13,4	13,1	2,4
30/04/2010	33,4	18,8	0,56	10,4	11,2	6,6
07/05/2010	32,6	18,8	0,58	11,3	11,3	0,2
03/07/2010	30,1	16,8	0,56	9,5	9,3	2,6
15/08/2010	33,4	18,6	0,56	10,7	10,1	5,4
03/09/2010	35,4	20,9	0,59	12,8	12,1	6,0
17/03/2011	37,8	22,3	0,59	13,6	13,5	1,0
06/04/2011	36,0	20,9	0,58	12,0	12,4	2,9
22/04/2011	34,3	17,9	0,52	10,0	12,1	17,5
13/05/2011	32,0	16,8	0,52	9,6	10,9	11,5
31/05/2011	30,6	14,8	0,48	8,3	9,0	7,6
20/06/2011	29,9	14,3	0,48	8,2	8,7	5,4

Silva *et al.* (2011c), quando estudaram o balanço de radiação no perímetro irrigado de São Gonçalo na Paraíba mediante imagens orbitais do sensor *TM do Landsat 5*, obtiveram o saldo de radiação em 24 horas – Rn_{24h} para o ano de 2008 nas seguintes magnitudes em $MJ\ m^{-2}$: área do açude São Gonçalo ($14,98 < Rn_{24h_SEBAL} < 16,99$); pomar de bananeiras irrigado ($12,69 < Rn_{24h_SEBAL} < 14,23$) e solo exposto ($8,26 < Rn_{24h_SEBAL} < 9,72$).

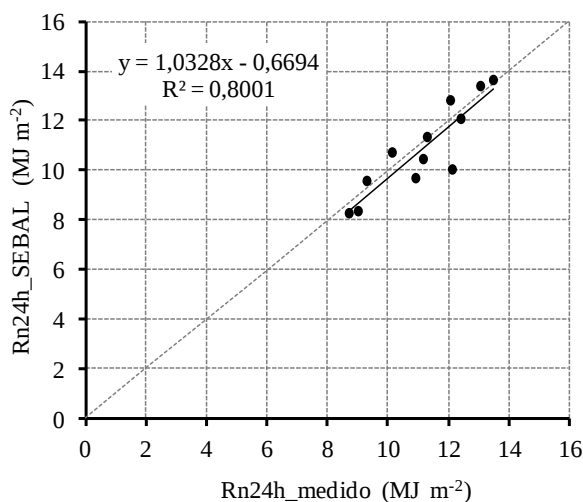
A partir da Figura 32 observa-se estreita relação entre a radiação solar incidente média diária medida na estação meteorológica experimental - $R_{OC_24h_medida}$ ($MJ\ m^{-2}$) com o saldo de radiação diário pelo SEBAL – Rn_{24h_SEBAL} ($MJ\ m^{-2}$) e saldo de radiação medido na estação meteorológica experimental – Rn_{24h_medido} ($MJ\ m^{-2}$). Detecta-se, também, pouca variação entre os saldos SEBAL e a medições de superfície.

Figura 32 - Radiação solar incidente média diária medida na estação meteorológica experimental - $R_{OC_24h_medida}$ (MJ m^{-2}), saldo de radiação diário pelo SEBAL – Rn_{24h_SEBAL} (MJ m^{-2}) e saldo de radiação medido na estação meteorológica experimental – Rn_{24h_medido} (MJ m^{-2}) na área da estação meteorológica experimental



Procurou-se mostrar na Figura 33 a comparação do saldo de radiação diário pelo SEBAL – Rn_{24h_SEBAL} (MJ m^{-2}) e saldo de radiação medido na estação meteorológica experimental – Rn_{24h_medido} (MJ m^{-2}). Observa-se que o Rn_{24h_SEBAL} apresentou coeficiente de determinação - $R^2 = 0,8001$.

Figura 33 - Comparação entre saldo de radiação diário pelo SEBAL – Rn_{24h_SEBAL} (MJ m^{-2}) e saldo de radiação medido na estação meteorológica experimental – Rn_{24h_medido} (MJ m^{-2}) na área da estação meteorológica experimental da bacia do rio Tapacurá – PE



4.8. Evapotranspiração real diária

No Apêndice 6 apresenta-se o modelo utilizado na ferramenta *Model Maker* do software *Erdas Imagine* para processamento das cartas temáticas georreferenciadas da evapotranspiração real – ET (mm dia^{-1}), onde pode-se observar pelo modelo que a ET é função da fração evaporativa e do saldo de radiação em 24 horas.

Nas Figuras 34 e 35 apresenta-se a variação temporal da evapotranspiração real – ET (mm dia^{-1}) na bacia do rio Tapacurá – PE, onde se observa classes com magnitudes de $0 < ET < 6 \text{ mm dia}^{-1}$. Este resultado foi coerente com a pesquisa de Mendonça (2007) na utilização de produtos MODIS na região Norte Fluminense do Rio de Janeiro com cultura de cana-de-açúcar, que detectou classe de ET com valores entre 0,0 e 6,9 mm dia^{-1} (15/08/2005), diferentemente do dia 16/11/2005, onde o autor encontrou o valor da ET de 0,0 a 10,6 mm dia^{-1} .

Em estudo subsequente, ainda com produtos MODIS, este resultado ficou abaixo do evidenciado por Andrade (2008), onde no período de fevereiro a dezembro de 2005 encontrou evapotranspiração na classe de $0 < ET < 10,0 \text{ mm dia}^{-1}$ também em cultura de cana-de-açúcar. Já Lima (2010) com produtos MODIS, em cultura de feijão, obteve as classes da evapotranspiração com valores de $0 < ET < 6,9 \text{ mm dia}^{-1}$ no dia 29 de outubro de 2010, que condiz com os resultados obtidos nesta pesquisa.

Ao se observar as Figuras 33 e 34 fica claramente evidenciada a baixa magnitude da evapotranspiração real ($0,0 < ET < 0,5 \text{ mm dia}^{-1}$), concentrada principalmente nas áreas urbanas das cidades de Vitória de Santo Antão e Pombos. Opostamente, os *pixels* que representaram alvos em áreas vegetadas apresentaram ET até 6,0 mm dia^{-1} . As classes de ET variando de 4,7 a 6,0 mm dia^{-1} encontram-se nos *pixels* que definem o reservatório do Tapacurá e com mais suavidade todo o seu entorno de mata ciliar. Este resultado em corpos hídricos com produtos MODIS foi também encontrado por Lima (2010) no rio Preto e no ribeirão Entre Ribeiros e São Pedro, com a evapotranspiração variando de 4,1 a 5,0 mm dia^{-1} . Com magnitudes mais significativas, Andrade (2008) encontrou em duas represas na área de estudo valores de ET de 8,0 a 10,0 mm dia^{-1} .

Comparando as cartas do albedo com a ET, pode-se detectar com mais facilidade o reservatório do Tapacurá. O albedo com valores de mínimas magnitudes ($\alpha < 7\%$) foram encontrados nos corpos hídricos (Figura 19C – 07/05/2010) e (Figura 20B – 06/04/2011), correspondem à localização do referido reservatório com altos valores de ET ($5,3 < ET < 6,0 \text{ mm dia}^{-1}$) exatamente na Figura 34C (07/05/2010) e Figura 35B (06/04/2011).

Figura 34 - Evapotranspiração real – ET (mm dia⁻¹) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS nos dias: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E) e 03/09/2010 (F)

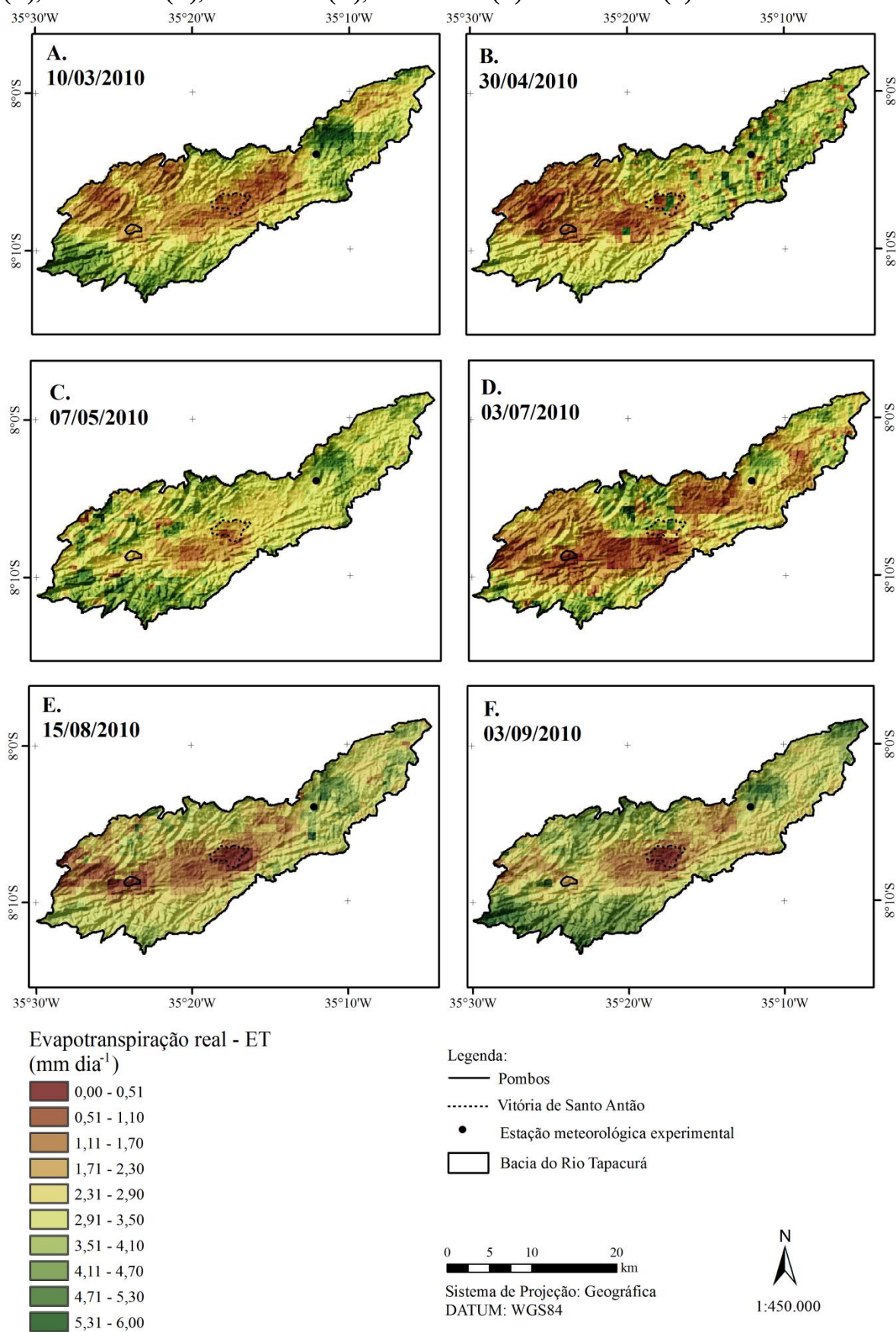
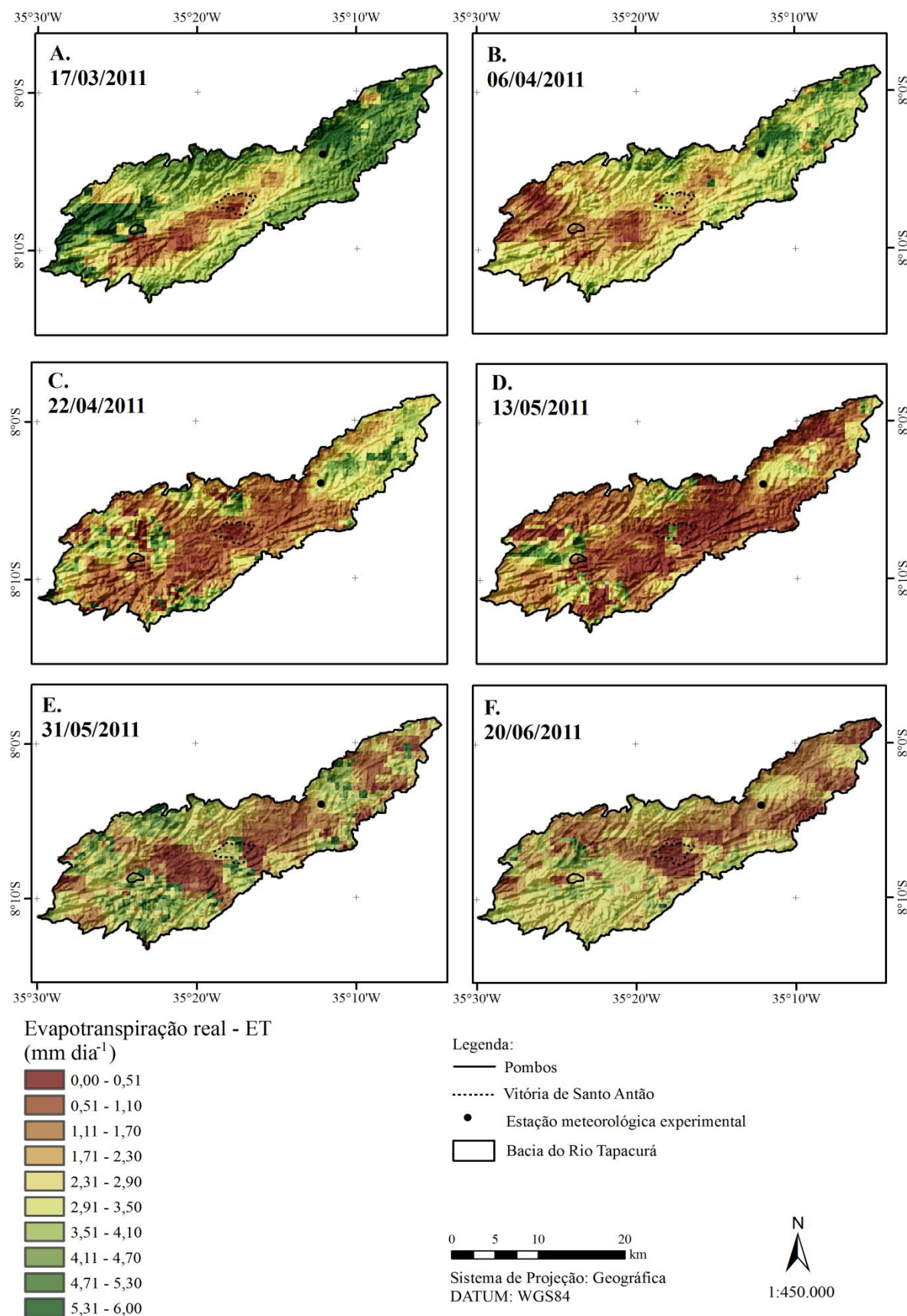


Figura 35 - Evapotranspiração real – ET (mm dia⁻¹) da bacia do rio Tapacurá – PE obtido pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS nos dias: 17/03/2011 (A); 06/04/2011 (B); 22/04/2011 (C); 13/05/2011 (D); 31/05/2011 (E) e 20/06/2011 (F)



Quando se comparou a evolução espacial entre as cartas temáticas da evapotranspiração real e do fluxo de calor latente observou-se similaridades de comportamento nas feições de todas as cenas. Tal detalhe decorre do fato de que nas áreas em que há disponibilidade total de água (corpos hídricos) ou em áreas cuja superfície encontra-se em considerável conforto hídrico (solo coberto com vegetação), a tendência preferencial de consumo de energia do R_n é a forma de calor latente, consequentemente, da evapotranspiração.

4.9. Validação do SEBAL

Os resultados da evapotranspiração real – ET (mm dia^{-1}) obtidos pelo algoritmo SEBAL utilizando imagens dos produtos MODIS foram validados com o método de balanço de energia pela razão de Bowen. Também, compararam-se os resultados com estimativas da evapotranspiração de referência – ETo.

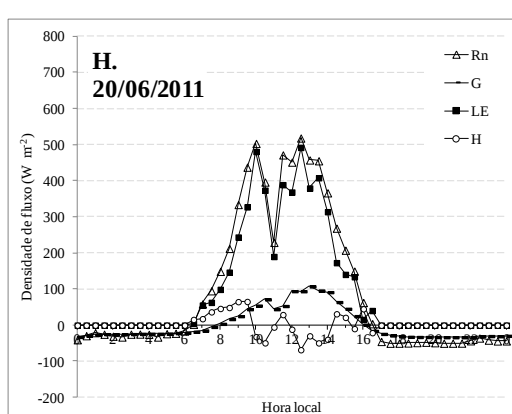
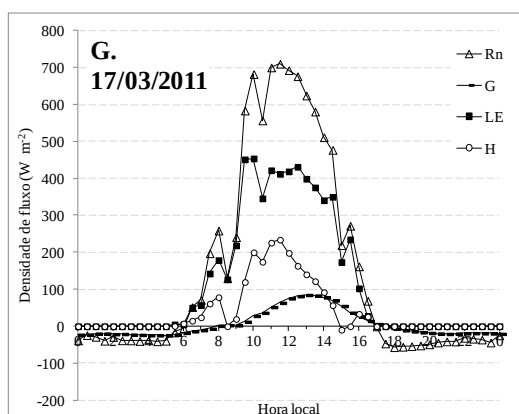
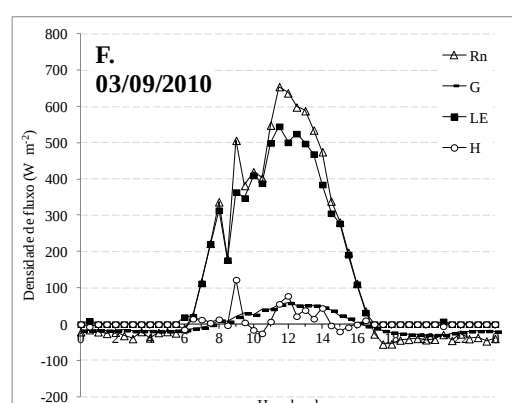
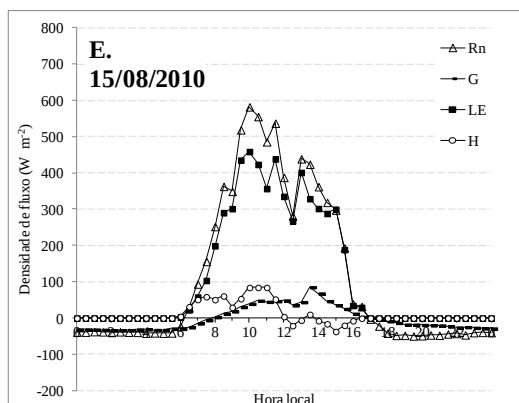
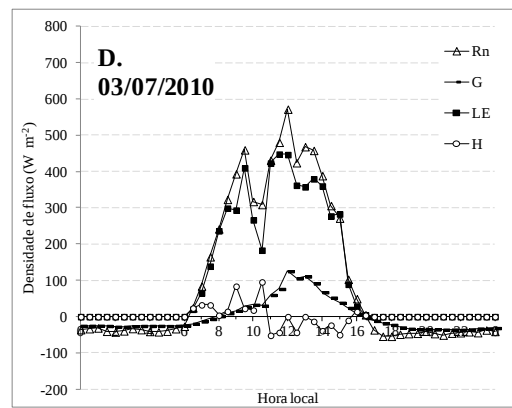
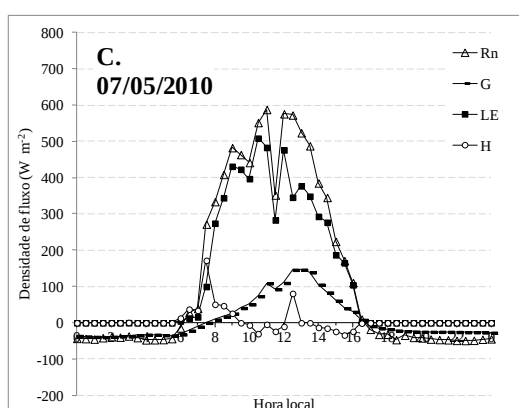
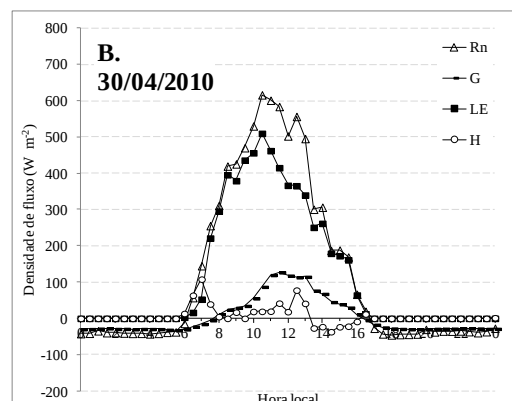
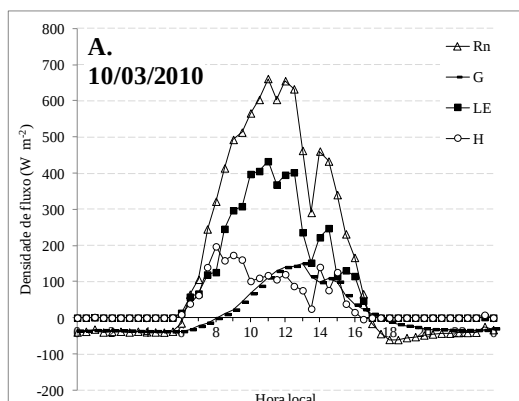
4.9.1. Evapotranspiração real pelo Balanço de Energia pela razão de Bowen

Quando na determinação quantitativa de LE e H pelo Balanço de Energia pela Razão de Bowen - BERB foram eliminados e substituídos pela média entre os valores antecedente e subsequente, os valores da razão de Bowen - β menores que -0,75 (ORTEGA-FARIAS *et al.*, 1996) e os que apresentavam gradientes de temperatura e pressão de vapor menores que a resolução dos sensores. Este procedimento foi também adotado por Lima (2004), Oliveira *et al.* (2009) e Lima *et al.* (2011a), dentre outros.

Registra-se que dos doze dias imageados pelo sensor MODIS somente em oito foi possível quantificar a ET pelo BERB. Esta exclusão de datas decorreu de resultados com valores incompatíveis até mesmo para aplicabilidade da eliminação e substituição pela média entre os valores antecedente e subsequente.

Na Figura 36 são apresentados os diferentes fluxos semi-horários integrantes do balanço de energia pelo BERB da bacia do rio Tapacurá – PE. Evidenciou-se que o LE registrou valores sistematicamente menores que o R_n , como esperado. Em geral, os valores de LE foram menores do que 500 W m^{-2} , exceto na Figura 36B (30/04/2010), Figura 36C (07/05/2010) e Figura 36F (03/09/2010) onde os valores tiveram magnitudes máximas de $510,29 \text{ W m}^{-2}$; $509,17 \text{ W m}^{-2}$ e $545,8 \text{ W m}^{-2}$, respectivamente.

Figura 36 - Componentes do balanço de energia pelo BERB na bacia do rio Tapacurá – PE: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E); 03/09/2010 (F); 17/03/2011 (G) e 20/06/2011 (H)

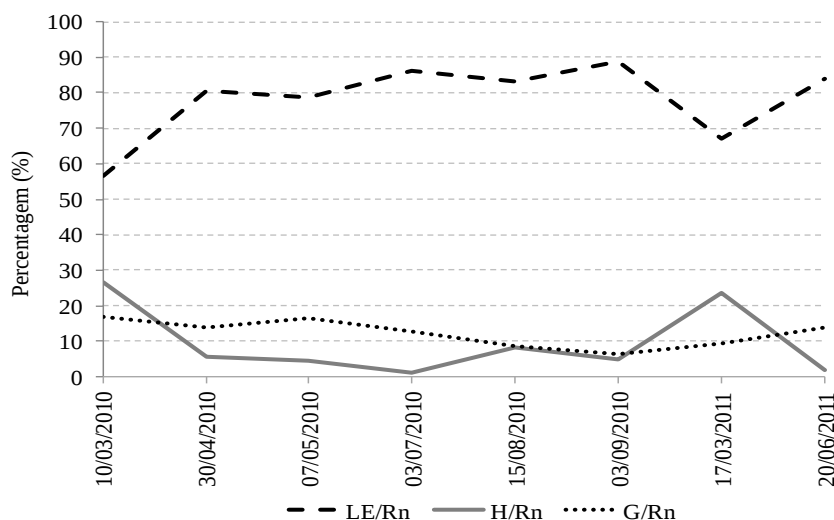


O comportamento de H aconteceu com valores máximos até 100 W m^{-2} , entretanto, destacam-se os dias 10/03/2010 (Figura 36A) e 17/03/2011 (Figura 36G), onde se apresentaram magnitudes próximas e maiores de 200 W m^{-2} . Pode-se explicar esta ocorrência da elevação H decorrente da ausência ou pouca quantidade de água disponível no solo. Para o dia 10/03/2010 não ocorreu precipitação nos treze dias antecedentes e, para o dia 17/03/2011 só precipitou 2,30 mm nos últimos cinco dias antecedentes. Possivelmente, o solo encontrava-se em desconforto hídrico e a energia disponível foi direcionada para o aquecimento do ar, gerando assim, valores mais elevados de H .

No BERB podem-se registrar valores negativos da Razão de Bowen - β , como exemplo, o dia 20/06/2011 (Figura 36H; $\beta = -0,13$; $H = -68,01 \text{ W m}^{-2}$ e precipitação nos cinco dias antecedentes = 78,80 mm). Os valores negativos de β significam transporte de calor sensível do ar para uma superfície mais fria. Este comportamento foi detectado por Mendonça (2007) com valores de β negativos nos dias 15/06/2006 e 05/07/2006.

Mostra-se na Figura 37 as partições do saldo de radiação em relação aos fluxos de calor latente, sensível e no solo. Destaque-se que G e R_n foram os medidos na estação meteorológica experimental enquanto LE e H são resultados da metodologia do BERB.

Figura 37 - Partição do saldo de radiação - R_n com os fluxos de calor latente - LE , sensível - H e no solo - G na bacia do rio Tapacurá - PE



Observa-se no período chuvoso, especificamente no dia 20/06/2011 conforme Figura 37, o baixo percentual de H/R_n (2%) e G/R_n (14%), enquanto que LE/R_n atingiu 84%. Devido a ocorrência de considerável evento chuvoso nos últimos cinco dias antecedentes

(78,8 mm), o solo encontrava-se em processo de resfriamento que justifica as baixas relações de H/R_n e G/R_n ; entretanto, este foi um dia de baixa nebulosidade, proporcionando alta relação entre LE/R_n . Este resultado condiz com Pezzopane & Pedro Júnior (2003) quando analisaram o BERB em videira e encontraram em um dia chuvoso em 1998 a relação $LE/R_n = 86\%$. Em estudo com mamona cultivada no município de Areia - PB, Oliveira *et al.* (2009) registram que no período de 07 a 13/07/2005 precipitou na área de estudo um total de 33,3 mm e que a partição do saldo de radiação com LE , H e G foi de 66, 24 e 10%, respectivamente.

A relação LE/R_n na quase na totalidade dos dias estudados, apresentou valores acima de 70%, indicando que parte significativa da energia disponível foi utilizada no processo evapotranspirativo. Este comportamento também foi detectado por Lima *et al.* (2005b) e Lima *et al.* (2011a) quando pesquisaram o balanço de energia com feijão caupi em Areia – PE e encontraram valores médios de LE/R_n de 65 e 71 %, respectivamente a cada autor. Ambos os autores evidenciaram que a maior disponibilidade hídrica devido à precipitação pluvial, que ocorreu na região de estudo, favoreceu a umidade da camada mais superficial do solo o que direcionou maior percentual da energia disponível para o calor latente.

Observam-se na Figura 37 que nas datas 10/03/2010 e 17/03/2011 os valores de H/R_n foram 26,7 e 23,7%, respectivamente. Nestes dias os eventos chuvosos foram nulos e de baixa intensidade (Figura 18), logo a maior parte do R_n foi utilizada no aquecimento do ar na forma de H . Lima *et al.* (2011b) também evidenciaram este comportamento quando determinaram o fluxo de calor sensível com o BERB e pelo método Aerodinâmico.

A Tabela 18 contém os valores da evapotranspiração real pelo BERB na bacia do rio Tapacurá – PE. Observou-se que a ET por esta metodologia variou de 3,6 a 4,9 mm dia⁻¹.

Tabela 18 - Valores da evapotranspiração real pelo método Balanço de Energia pela razão de Bowen – ET_BERB (mm dia⁻¹) na bacia do rio Tapacurá – PE

Data	ET_BERB (mm dia ⁻¹)	Data	ET_BERB (mm dia ⁻¹)
10/03/2010	3,6	15/08/2010	4,1
30/04/2010	4,3	03/09/2010	4,9
07/05/2010	4,3	17/03/2011	4,2
03/07/2010	3,9	20/06/2011	3,6

Bezerra *et al.* (2010a), obtiveram a evapotranspiração pela metodologia do BERB no Ceará, nos anos de 2003 e 2005 com cultura de algodão irrigado, e encontraram para cada

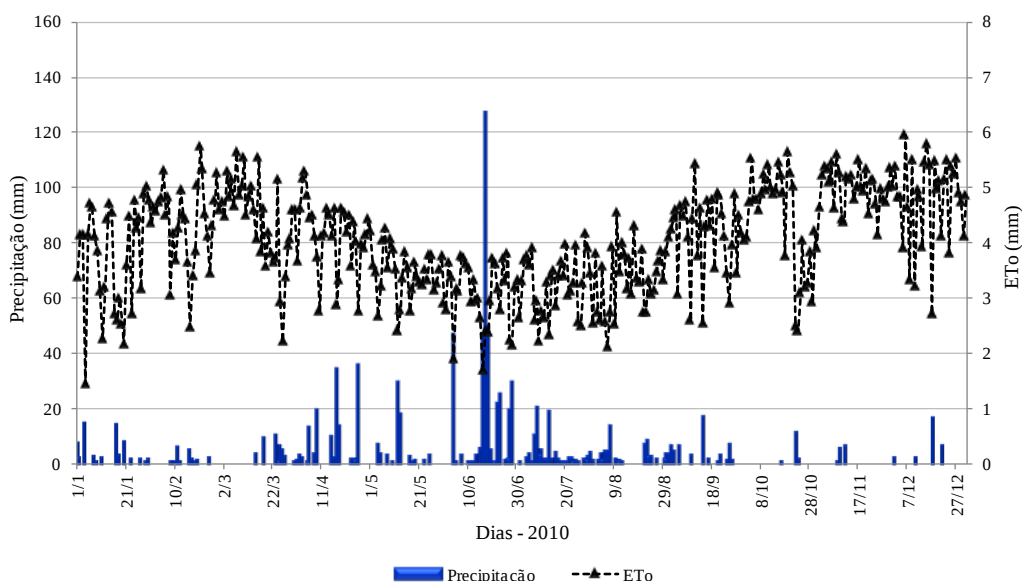
ciclo da cultura valores de 3,8 a 5,9 mm dia⁻¹. Já Lima *et al.* (2011a), com esta mesma metodologia só que com feijão caupi sob condições de sequeiro, encontraram valores de 2,2 a 5,8 mm dia⁻¹ sendo o valor médio registrado na área de estudo de 3,8 mm dia⁻¹.

4.9.2. Evapotranspiração de referência

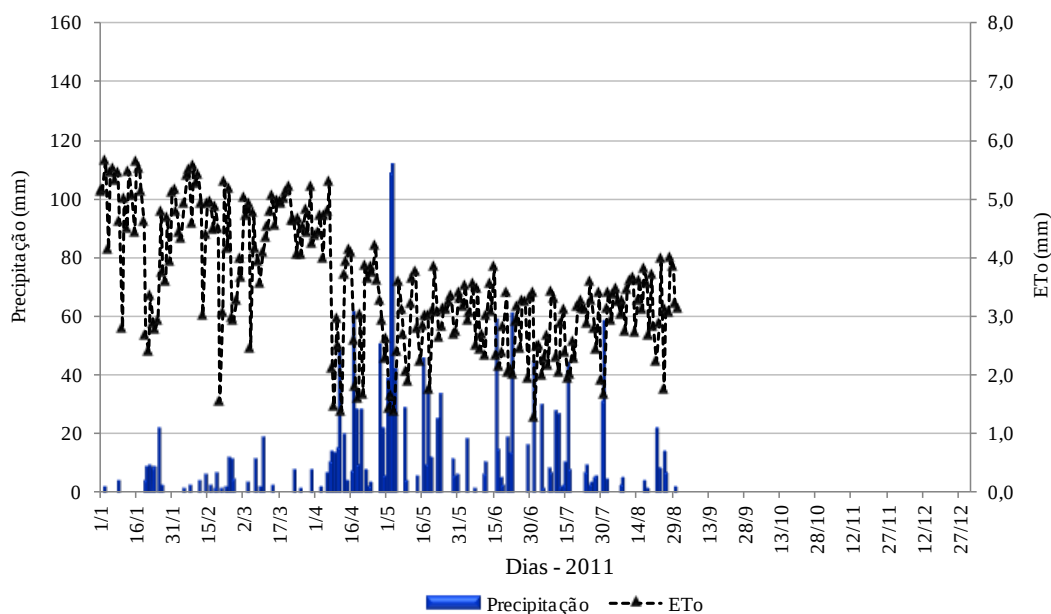
O comportamento da evapotranspiração de referência – ETo (mm dia⁻¹) na bacia do rio Tapacurá encontra-se representado na Figura 38. Observou-se pela configuração gráfica que a ETo condiz com os eventos chuvosos que ocorreram na bacia.

Figura 38 - Variação temporal em 2010 (A) e 2011(B) da evapotranspiração de referência – ETo (mm dia⁻¹) na bacia do rio Tapacurá - PE

A.



B.



A ETo variou em 2010 de 1,4 a 5,9 mm dia⁻¹ e em 2011 no período de janeiro a agosto variou de 1,3 a 5,6 mm dia⁻¹. Estes resultados condizem com Oliveira *et al.* (2008) quando estimaram a ETo na bacia do riacho Gameleira que é uma sub-bacia do rio Tapacurá, no período de maio de 2006 a fevereiro de 2007, com dez métodos e obtiveram ETo variando de 3,7 a 5,8 mm dia⁻¹. Especificamente, com o método o Penman-Monteith a ETo média foi de 4,34 mm dia⁻¹ e com a metodologia direta, lisímetro de pesagem hidráulica com pistão de mercúrio, a ETo média foi de 4,94 mm dia⁻¹. Também condiz com os resultados de Moura (2009) que determinou a ETo com o método de Penman-Monteith na mesma bacia, no período de outubro de 2003 a abril de 2009, e obteve a ETo mínima média mensal de 2,7 mm dia⁻¹ no mês de junho e máxima média mensal de 5,0 mm dia⁻¹ para o mês de novembro.

Mendonça & Dantas (2010) estimaram a evapotranspiração no município de Capim – PB no período de janeiro a março de 2007 e registraram valores de ETo aproximados de 2,8 a 6,3 mm dia⁻¹ com média no período de 3 mm dia⁻¹. Bezerra *et al.* (2012b) pesquisaram a ETo na cultura de algodão no estado do Rio Grande do norte e ETo detectaram a variação da 6,3 a 7,7 mm dia⁻¹.

4.9.3. Validação do SEBAL

Na Figura 39 estão representadas as comparações das variações diurnas da ET com médias em 30 minutos pelo BERB e SEBAL, na bacia do rio Tapacurá – PE. Salienta-se que a ET determinada pelo SEBAL é um valor integrado de 30 minutos a partir do resultado instantâneo do LE para o momento do imageamento.

Os valores constantes na Figura 39 ajustaram-se satisfatoriamente com o processo evapotranspirativo pelos dois métodos estudados, o SEBAL e a BERB. Ainda observou-se que em quase em todo o período estudado, a ET segundo o SEBAL mostrou-se inferior à ET segundo o BERB, exceto em 15/08/2010. Este comportamento foi também observado por Mendonça (2007) quando verificou nas datas 15/06/2006, 05/07/2006 e 10/07/2006 que a evapotranspiração pela razão de Bowen obteve valor menor que a ET_SEBAL na hora de passagem do satélite, o que teria ocorrido, segundo aquele autor, pela ocorrência de evento chuvoso no período do estudo.

A Tabela 19 detalha os valores da evapotranspiração pelo balanço de energia pela razão de Bowen – ET_BERB e pelo SEBAL – ET_SEBAL em mm 30 min⁻¹, bem como, os Erros Relativo, Absoluto e Erro Médio Relativo.

Figura 39 - Variação diurna da ET com médias em 30 min pelo BERB – ET_BERB e SEBAL – ET_SEBAL nos dias: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E); 03/09/2010 (F); 15/03/2011 (G) e 20/06/2011 (H)

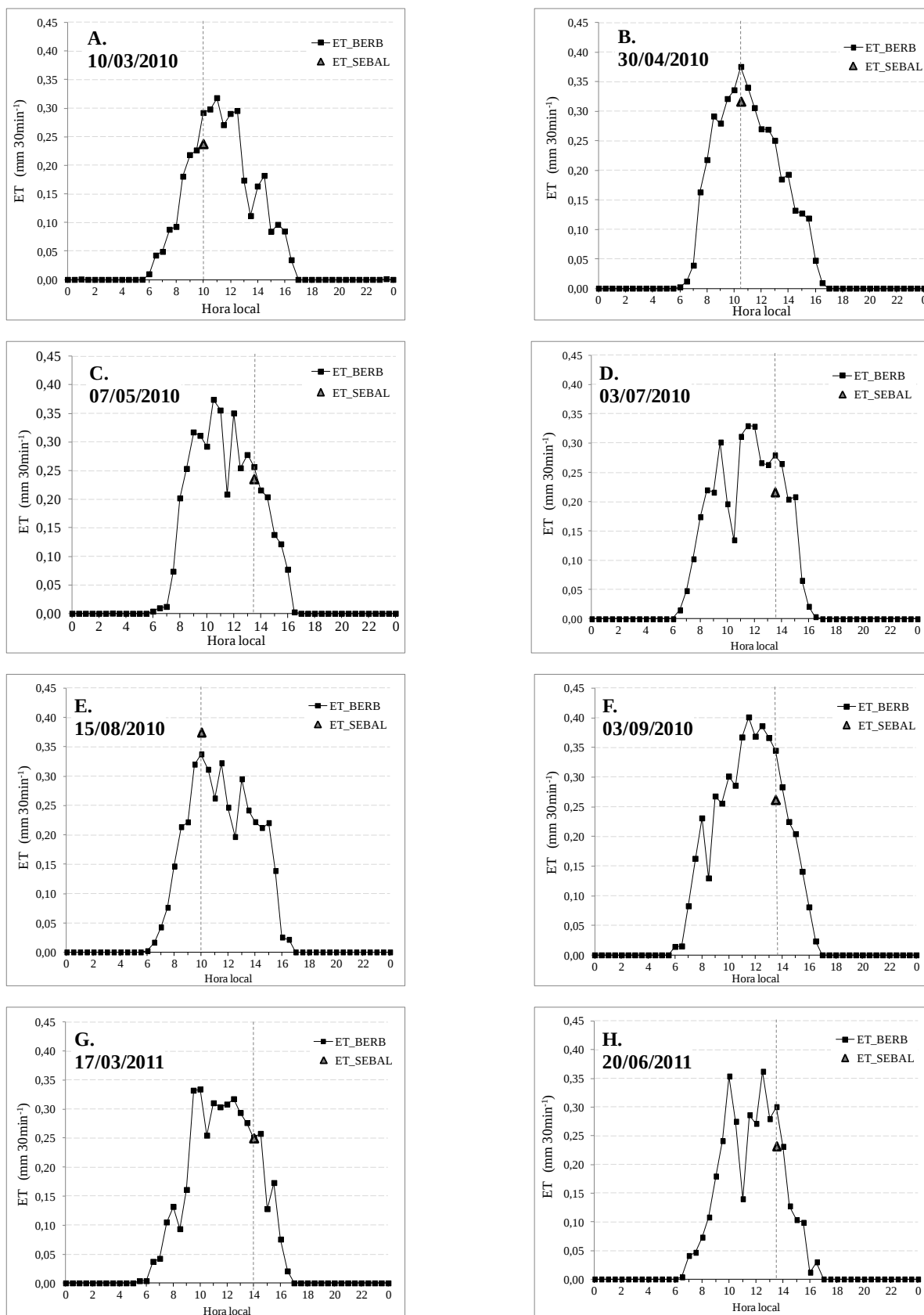


Tabela 19 - Valores da evapotranspiração real pelo SEBAL– ET_SEBAL ($\text{mm } 30\text{min}^{-1}$), evapotranspiração real pela razão de Bowen– ET_BERB ($\text{mm } 30\text{min}^{-1}$), Erro Relativo – ER e Erro Absoluto – EA ($\text{mm } 30\text{min}^{-1}$) na localização da estação meteorológica experimental

Data da imagem	ET_SEBAL ($\text{mm } 30\text{min}^{-1}$)	ET_BERB ($\text{mm } 30\text{min}^{-1}$)	ER (%)	EA ($\text{mm } 30\text{min}^{-1}$)
10/03/2010	0,24	0,29	17,24	0,05
30/04/2010	0,32	0,37	13,51	0,05
07/05/2010	0,24	0,25	4,00	0,01
03/07/2010	0,22	0,27	18,52	0,05
15/08/2010	0,37	0,33	12,12	0,04
03/09/2010	0,26	0,34	23,53	0,08
17/03/2011	0,25	0,26	3,85	0,01
20/06/2011	0,23	0,30	23,33	0,07
ERM			14,51	

Os dados resultantes expressos na Tabela 19 demonstram que o ER variou de 3,85 a 23,53% e o EA variou de 0,01 a 0,07 $\text{mm } 30\text{min}^{-1}$. Estes resultados foram maiores que os obtidos por Bezerra *et al.* (2008) quando validaram a evapotranspiração real horária do SEBAL com o BERB. Os autores relataram que em culturas de algodão e mamona, em área localizada no Cariri cearense, o Erro Relativo variou de 3,80 a 9,60% e o Erro Absoluto variou de 0,02 a 0,08 mm h^{-1} . Ressalta-se que para esta pesquisa a cobertura vegetal foi em capim-lucas e a de Bezerra *et al.* (2008) em algodão e mamona. Ainda, de fundamental importância é a resolução espacial dos sensores utilizados nas pesquisas. Nesta pesquisa foi usado o sensor MODIS (resolução espacial de 500 m) e em Bezerra *et al.* (2008) o *TM - Landsat5* (resolução espacial de 30 m).

Os produtos MODIS dos satélites Terra e Aqua apresentam resolução temporal diária e quando na ausência de nuvens ou áreas sombreadas, as pesquisas com este sensor proporcionam um número maior de dias para estudos quando comparados, por exemplo, com o sensor *TM - Landsat5*, que tem resolução temporal de 16 dias. Entretanto, a resolução espacial dos produtos do MODIS, dependendo da unidade do parâmetro biofísico a ser mensurado, pode proporcionar resultados com erros não desejáveis. Nesta pesquisa utilizaram-se dois produtos do MODIS: o produto MOD11A1, com resolução espacial de 1 km e o produto MOD09GA, com duas resoluções de 1 km e 500 m, para o ângulo Zenital Solar e as reflectâncias da superfície, respectivamente.

A carta temática da ET (mm dia^{-1}), objetivo final desta pesquisa, mesmo utilizando na sequência do SEBAL produtos com resolução espacial de 1 km, o próprio software *Erdas Imagine* gerou cartas temáticas desta variável com resolução espacial de 463,31 m. Em consonância a este raciocínio, outro relevante fato é que mediante esta resolução espacial (463,31 m), o *pixel* pode conter diferentes objetos ou elementos de cobertura superficial. Ponzoni & Shimabukuro (2009) explicaram que a resposta espectral de um *pixel* da imagem é resultante da combinação da resposta espectral dos componentes que formam este *pixel*, gerando-se assim uma mistura espectral. O que pode acontecer é que este *pixel* de resolução espacial de 463,31 m contenha uma mistura espectral, de tal forma que de um *pixel* para o outro, o valor de ET seja alterado de uma forma bastante sensível, influenciando na validação da metodologia utilizada. Este comportamento referente à resolução espacial do MODIS foi detectado também por Andrade (2008) quando estudou a cana-de-açúcar e verificou que áreas com vegetação e solo expostos estavam presentes no mesmo *pixel*.

Desta forma, registraram-se os valores da ET do *pixel* referente à coordenada da estação meteorológica experimental, bem como dos oito *pixels* adjacentes e verificou-se o comportamento do erro relativo de cada *pixel* em comparação a evapotranspiração pelo BERB. A Figura 40 detalhou o exemplo da localização do *pixel* na estação meteorológica experimental (“*pixel a*”) bem como os *pixels* adjacentes (*pixels* de “b” até “i”) e, na Figura 41 os valores da ET nos respectivos *pixels*.

Figura 40 - Exemplo da localização do *pixel* na estação meteorológica experimental (“*pixel a*”) e *pixels* adjacentes à estação meteorológica experimental (*pixels* de “b” até “i”)

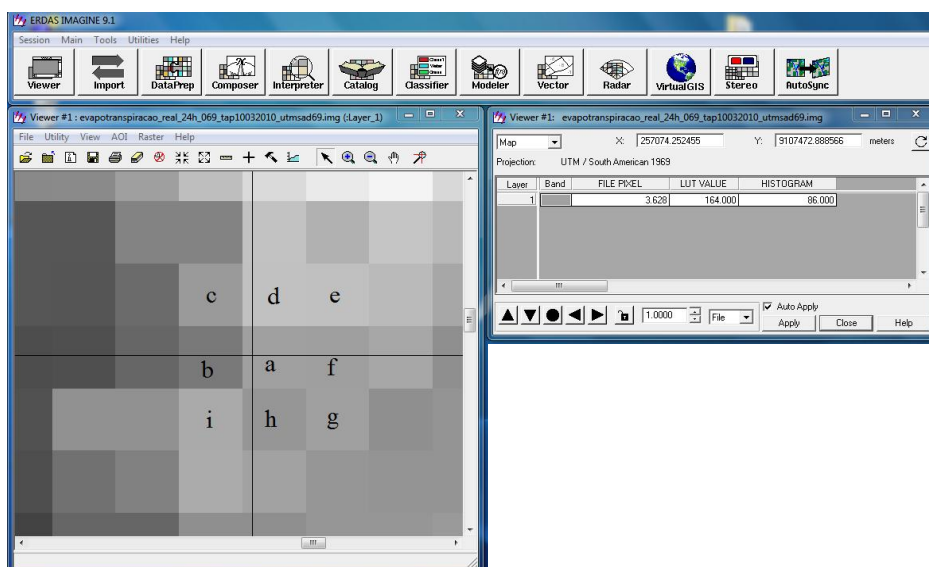
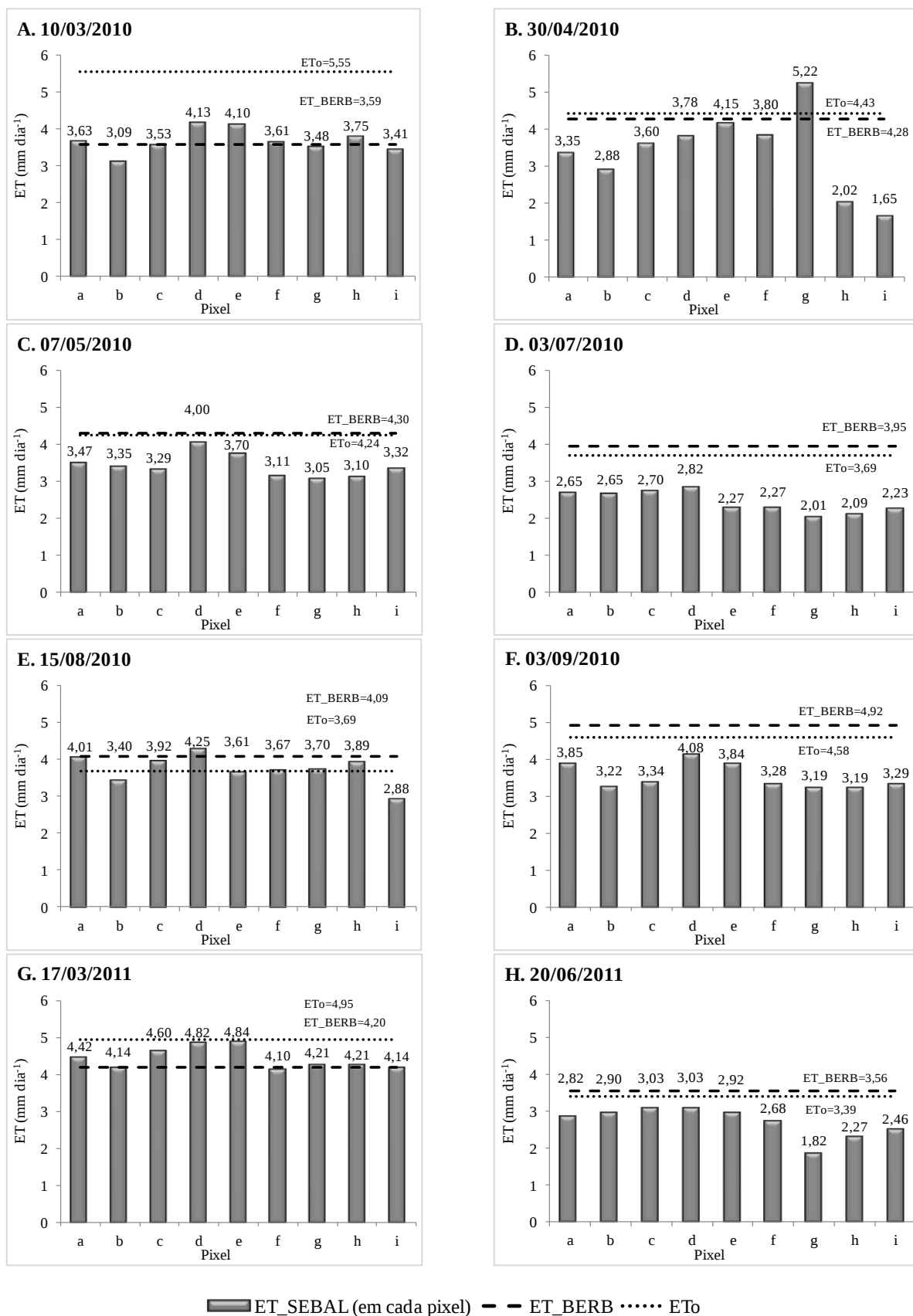


Figura 41 - Valores da evapotranspiração real – ET (mm dia⁻¹) pelo SEBAL – ET_SEBAL, pelo BERB – ET_BERB em cada *pixel* adjacente, e a evapotranspiração de referência – ETo da bacia do rio Tapacurá – PE nos dias: 10/03/2010 (A); 30/04/2010 (B); 07/05/2010 (C); 03/07/2010 (D); 15/08/2010 (E); 03/09/2010 (F); 17/03/2011 (G) e 20/06/2011 (H)



Observou-se que os dias 10/03/2010 (Figura 41A), 15/08/2010 (Figura 41E) e 17/03/2011 (Figura 41G) apresentaram valores mais próximos da ET_BERB.

A Tabela 20 detalhou os Erros Relativo, Absoluto e Relativo Médio entre a evapotranspiração SEBAL – ET_SEBAL em cada *pixel* adjacente e pelo BERB – ET_BERB da bacia do rio Tapacurá – PE. Observou-se que mesmo com a resolução espacial da carta temática da ET utilizando os produtos MODIS e processada no *Erdas Imagine* (463,31 m), alguns *pixels* resultaram em pequenos ou insignificantes erros relativos, sendo os menores detectados iguais a 0,56% (10/03/2010) e 0,33% (17/03/2011).

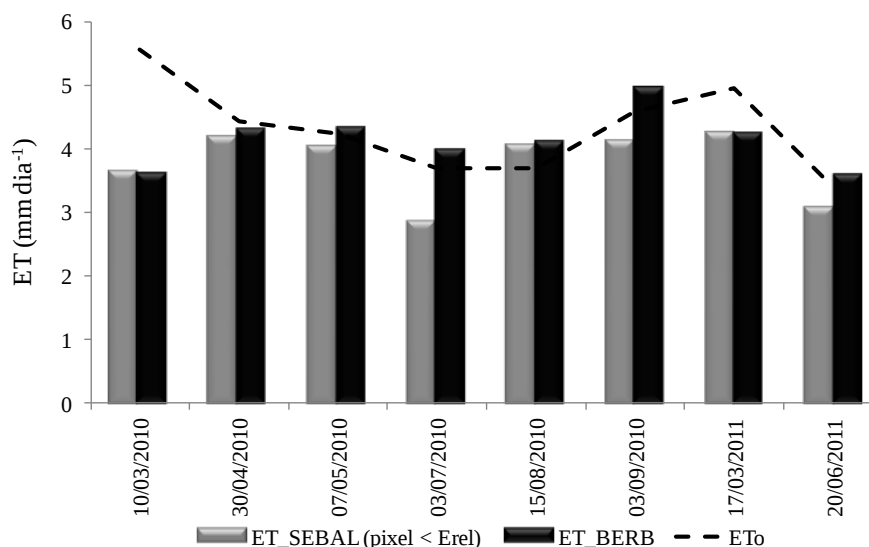
Tabela 20 - Erro Relativo - ER (%), Erro absoluto - EA (mm dia⁻¹) e Erro Relativo Médio – ERM (%) entre a evapotranspiração SEBAL – ET_SEBAL em cada *pixel* adjacente e pela razão de Bowen – ET_BERB da bacia do rio Tapacurá – PE

Pixel	10/03/2010		30/04/2010		07/05/2010		03/07/2010	
	ER	EA	ER	EA	ER	EA	ER	EA
a	1,06	0,04	21,73	0,93	19,35	0,83	32,81	1,30
b	14,07	0,51	32,73	1,40	22,00	0,95	32,99	1,30
c	1,59	0,06	15,91	0,68	23,53	1,01	31,57	1,25
d	14,96	0,54	11,59	0,50	6,95	0,30	28,51	1,13
e	14,09	0,51	3,15	0,14	13,88	0,60	42,63	1,68
f	0,56	0,02	11,19	0,48	27,60	1,19	42,63	1,68
g	3,04	0,11	22,06	0,94	29,16	1,25	49,09	1,94
h	4,57	0,16	52,83	2,26	27,91	1,20	47,16	1,86
i	5,07	0,18	61,54	2,63	22,81	0,98	43,59	1,72
ERM	6,56		25,86		21,47		39,00	

Pixel	15/08/2010		03/09/2010		17/03/2011		20/06/2011	
	ER	EA	ER	EA	ER	EA	ER	EA
a	2,00	0,08	21,77	1,07	5,31	0,22	20,81	0,74
b	16,99	0,70	34,49	1,70	1,40	0,06	18,43	0,66
c	4,21	0,17	32,09	1,58	9,48	0,40	14,78	0,53
d	3,84	0,16	17,05	0,84	14,81	0,62	14,78	0,53
e	11,83	0,48	22,03	1,08	15,12	0,64	17,89	0,64
f	10,27	0,42	33,27	1,64	2,48	0,10	24,75	0,88
g	9,61	0,39	35,20	1,73	0,33	0,01	48,82	1,74
h	4,96	0,20	35,20	1,73	0,33	0,01	36,12	1,29
i	29,56	1,21	33,15	1,63	1,48	0,06	30,98	1,10
ERM	10,36		29,36		5,67		25,26	

Na Figura 42 apresentou-se a distribuição diária entre a evapotranspiração real pelo SEBAL – ET_SEBAL (mm dia^{-1}) referentes aos *pixels* que apresentaram menores erros relativos, pelo Balanço de energia pela razão de Bowen – ET_BERB (mm dia^{-1}) e a evapotranspiração de referência – ETo (mm dia^{-1}) da bacia do rio Tapacurá – PE.

Figura 42 - Evapotranspiração real pelo SEBAL – ET_SEBAL (mm dia^{-1}) referentes aos *pixels* que apresentaram menores erros relativos e, pela razão de Bowen – ET_BERB (mm dia^{-1}) da bacia do rio Tapacurá – PE



Observa-se na Figura 42 que em apenas dois dias imageados (03/07/2010 e 03/09/2010) a diferença entre os valores é mais visualmente evidenciada bem como comprovada nos valores dos erros resumidos na Tabela 21.

Os valores da ET_SEBAL variaram de 2,8 a 4,2 mm dia^{-1} e da ET_BERB entre 3,6 e 4,9 mm dia^{-1} . Estes resultados condizem com os de Nagler *et al.* (2005) que quando da utilização de produtos MODIS, obtiveram valores de ET variando de 4 a 5 mm dia^{-1} no Estado do Novo México, Estados Unidos, com área em superfície coberta com a vegetação de Tamarisk. Esta vegetação corresponde a um tipo de arbusto que invadiu a região oeste dos Estados Unidos e vem causando alterações no microclima local mediante a sua alta taxa evapotranspirativa comprovada nos estudos realizados pelos autores. Em pesquisa mais recente, utilizando imagens *TM Landsat 5*, Santos (2011) na mesma vegetação de Tamarisk, encontrou os valores da evapotranspiração média, máxima e mínima, de 3,2 mm dia^{-1} ; 7,6 mm dia^{-1} e 0,1 mm dia^{-1} , respectivamente.

Andrade (2008) determinou a evapotranspiração pelo algoritmo SEBAL na fazenda Boa Fé – Minas Gerais para os meses de fevereiro a dezembro de 2005 pelo sensor

MODIS e em 2004 e 2005 com o sensor *TM Landsat5*. A ET na cultura de cana-de-açúcar teve classe de variação de 0 a 10 mm dia⁻¹ em ambos os sensores. Os autores concluíram que apesar de não ter coincidência entre as datas das cenas *TM Landsat5* e MODIS - Terra, os resultados obtidos com o MODIS teve os valores de ET diária atenuados devido a presença de cobertura vegetal e solo exposto no mesmo *pixel* da imagem (limitação da resolução espacial).

Tabela 21 - Valores da evapotranspiração real pelo SEBAL – ET_SEBAL (mm dia⁻¹), evapotranspiração real pela razão de Bowen – ET_RB (mm dia⁻¹), Erro Relativo – ER (%), Erro Absoluto - EA (mm dia⁻¹), na localização da estação meteorológica experimental

Data da imagem	ET_SEBAL (mm dia ⁻¹)	ET_BERB (mm dia ⁻¹)	ER (%)	EA (mm dia ⁻¹)
10/03/2010	3,6	3,6	0,56	0,02
30/04/2010	4,2	4,3	3,15	0,14
07/05/2010	4,0	4,3	6,98	0,30
03/07/2010	2,8	4,0	28,51	1,13
15/08/2010	4,0	4,1	2,00	0,08
03/09/2010	4,1	4,9	17,05	0,84
17/03/2011	4,2	4,2	0,33	0,01
20/06/2011	3,0	3,6	14,78	0,53

Ruhoff (2011) estudou 28 dias entre fevereiro e novembro de 2001 com imagens MODIS e validou a evapotranspiração real pelo SEBAL com medidas pelo Sistema de Vórtices Turbulentos – Eddy Covariance. Os valores obtidos da ET apresentaram variâncias semelhantes entre os dados observados e estimados, e em concordância com a literatura. Na estação chuvosa do período a ET média na cana-de-açúcar foi 5,9 mm dia⁻¹ e no cerrado de 6,6 mm dia⁻¹; enquanto o valor médio observado foi de 6,5 mm dia⁻¹. Já na estação seca a ET média na cana-de-açúcar foi 1,5 mm dia⁻¹ e no cerrado 2,3 mm dia⁻¹; enquanto o valor médio observado foi de 1,2 mm dia⁻¹.

Os dados resumidos na Tabela 21 demonstraram a sensível diminuição do erro quanto comparado com os valores dos milímetros em 30 minutos (Tabela 19). O Erro Relativo variou de 0,33 a 28,51% e o Erro Absoluto variou de 0,01 a 1,13 mm dia⁻¹. Evidencia-se que os resultados apresentaram uma relativa concordância, pois exceto dos dias 03/07/2010 (EA = 1,13 mm dia⁻¹) e 03/09/2010 (EA = 0,84 mm dia⁻¹), nos restantes dos dias este erro foi inferior a 0,60 mm dia⁻¹. Este resultado do Erro Absoluto condiz com

os de Bezerra *et al.* (2008) que variaram de 0,1 a 0,5 mm dia⁻¹; entretanto, o Erro Relativo não teve o mesmo comportamento, uma vez que os autores encontraram valores de Erro Relativo na variação de 1,90 a 9,40%.

Na análise com os *pixels* de menores Erros Relativos, obviamente, os valores da ET_SEBAL se mantiveram mais próximos ainda dos valores da ET_BERB. Foram obtidos o Erro Absoluto Médio – EAM (mm dia⁻¹), Erro Relativo Médio – ERM (%) e Raiz do Erro Quadrático Médio – REQM (mm dia⁻¹), que foram respectivamente iguais a 0,38 mm dia⁻¹, 9,15 % e 0,49 mm dia⁻¹. Este estudo condiz com o realizado por Santos (2011a) na validação do SEBAL com os dados obtidos pelo BERB e obteve erro quadrático médio de 0,4 mm dia⁻¹ e erro médio percentual de 9,5%. Este resultado evidenciou a eficiência da aplicação do SEBAL na determinação da evapotranspiração real diária na bacia do rio Tapacurá – PE.

5. CONCLUSÕES

Os resultados obtidos com o algoritmo SEBAL utilizando produtos MODIS – Terra e Aqua na bacia do rio Tapacurá em Pernambuco, permitiram as seguintes conclusões:

O saldo de radiação obtido apresentou alta correlação (0,9355) e baixo erro relativo médio (5,7%) quando comparado com os valores medidos na estação meteorológica experimental;

Os fluxos de calor no solo, sensível e latente, bem como, o albedo e os índices de vegetação, foram coerentes com pesquisas que utilizaram a metodologia SEBAL e os valores de cada pixel representaram a real configuração das áreas verdes, urbanas e corpos hídricos, evidenciando a sensibilidade do SEBAL em diferentes tipos de ocupação do solo;

A evapotranspiração real diária segundo o SEBAL com produtos MODIS variou de 0 a 6 mm dia⁻¹, sendo os seus menores valores registrados em áreas urbanas, e maiores no reservatório do Tapacurá e nas áreas vegetadas com maior índice de vegetação, como esperado. A validação da evapotranspiração real diária pelo SEBAL com o Balanço de Energia pela razão de Bowen apresentou boa concordância, conforme evidenciado pelos erros empregados (raiz do Erro Quadrático Médio – REQM, Erro Absoluto Médio – EAM e Erro Relativo Médio – ERM), demonstrando a eficiência da metodologia em estudos da distribuição espacial da evapotranspiração real diária;

A determinação da evapotranspiração com o SEBAL compreende uma ferramenta prática, econômica e eficiente na geração de subsídios à adequada gestão dos recursos hídricos, contribuindo em atividades que visem planos de recursos hídricos, outorga e cobrança pelo uso da água.

6. RECOMENDAÇÕES

Continuidade do Balanço de energia pela razão de Bowen para comparação com o SEBAL cobrindo outro período observacional, bem como, a utilização de diferentes níveis em relação ao dossel vegetativo no cálculo do gradiente vertical da temperatura do ar e umidade relativa;

Utilizar outros produtos MODIS, como o MOD43 (albedo com resolução temporal de 16 dias) e avaliar o desempenho do SEBAL com o Balanço de Energia pela razão de Bowen;

Empregar o método de refinamento da banda termal com base em regressão linear com o NDVI extraído do produto MOD09GQ, o que possibilitará obter os balanços de radiação e energia com resolução de 250 m, o que melhora substancialmente a resolução espacial dos balanços com produtos MODIS;

Comparar os resultados obtidos com o SEBAL e os gerados com o produto MOD16, qual seja, evapotranspiração real global.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and Drainage paper 56. Rome, 297p., 1998.
- ALLEN, R. G. REF-ET: Reference evapotranspiration calculation software for FAO and ASCE Standardized Equations. Version 2.0 for Windows. Utah State University, Logan, USA, 2000.
- ALLEN, R. G.; HARTOGENSIS, O.; DE BRUIN, H. Long-wave radiation over alfalfa during the RAPID field campaign in southern Idaho. Research Report, Kimberly, Univ. of Idaho, Id. 2000.
- ALLEN, R.G.; WATERS, R.; TREZZA, R.; TASUMI, M.; BASTIAANSEN, W. Sebal - surface energy balance algorithms for land: Idaho implementation: advance training and users manual. Moscow: Idaho Department of Water Resources, 98p., 2002.
- ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; TASUMI, M. Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.139, n.1, p.55-73, 2006.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, n.4, p.380-394, 2007a.
- ALLEN, R. G., TASUMI, M., MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W.; KRAMBER, W. LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, n.4, p.395-406, 2007b.
- ALVES SOBRINHO, T.; RODRIGUES, D. B. B.; OLIVEIRA, P. T. S. DE; REBUCCI, L. C. S.; PERTUSSATTI, C. A. Estimativa da evapotranspiração de referência através de Redes Neurais Artificiais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.26, n.2, p.197-203, 2011.
- ADAMI, M.; FREITAS, R. M. DE; PADOVANI, C. R.; SHIMABUKURO, Y. E.; MOREIRA, M. A. Estudo da dinâmica espaço-temporal do bioma Pantanal por meio de imagens MODIS. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.43, n.10, p.1371-1378, 2008.
- ANA – Agência Nacional de Águas. Evolução da gestão dos recursos hídricos no Brasil, 32p., 2002.
- ANA – Agência Nacional de Águas. Atlas Nordeste: abastecimento urbano de água: alternativas de oferta de água para as sedes municipais da Região do Nordeste do Brasil e do norte de Minas Gerais: Resumo Executivo. 154p., 2006.
- ANA – Agência Nacional de Águas. Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil – Informe, 112p., 2011.

ANDERSON, L. O.; LAESTAÇÃO, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E; JÚNIOR, O. A. DE C. Sensor MODIS: uma abordagem geral. INPE-10131-RPQ/752, São José dos Campos, SP. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 58p., 2003.

ANDRADE, R. G. Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana-de-açúcar, 164p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola). Universidade Federal de Viçosa – MG, 164p., 2008.

ANGUS, D. E.; WATTS, P. J. Evapotranspiration: how good is the Bowen ratio method. *Agricultural Water Management*, v.8, n.1, p.133-150, 1984.

ASCE-EWRI - American Society of Civil Engineers - Environmental and Water Resources Institute. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE, 2005.

ASSENG, S.; HSIAO, T. C. Canopy CO₂ assimilation, energy balance, and water use efficiency of an alfalfa crop before and after cutting. *Field Crops Research*, v.67, n.1, p.191-206, 2000.

ATAÍDE, K. R. DA P. Determinação do saldo de radiação e radiação solar global com produtos do sensor MODIS Terra e Aqua, 88p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB, 97p., 2006.

ATAÍDE, K. R. DA P.; SILVA, B. B. DA; CAVALVANTI, E. P. Resultados preliminares da estimativa do saldo de radiação diurno usando imagens do sensor MODIS (Terra/Aqua) para saí de céu claro. *Revista Sodebrás*, v.1, n.1, 2006.

ATAÍDE, K. R. DA P. Determinação do saldo de radiação em superfície com produtos do sensor MODIS. XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, p.5569-5577, 2007.

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

AZEVEDO, P. V. DE; SILVA, B. B. DA, SILVA, V. P. R. Water requirements of irrigated mango orchards in northeast Brazil. *Agricultural Water Management*. 58, p.241–254, 2003.

AZEVEDO, P. V. DE; SOUZA, C. B. DE; SILVA, B. B. DA, SILVA, V. P. R. Water requirements of pineapple crop grown in a tropical environment, Brazil. *Agricultural Water Management*. 88, p.201–208, 2007.

BARKER, J.L.; HARDEN, M.K.; ANUTA, E.A.; SMID, J. E HOUGHT, D. MODIS spectral sensitivity study: requirements and characterization. Washington: Nasa, 84p., 1992.

BASTIAANSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. A remote sensing approach under clear skies Mediterranean climates. Ph.D. Thesis, Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 273 p., 1995.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. The surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part 1, formulation, *Journal of Hydrology*, n. 212-213, p.198-298, 1998a.

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

BASTIAANSEN, 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.

BRASIL. Lei Federal nº 9.433 de 8 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. Brasília, DF, 1997. Disponível em <http://www.planalto.gov.br>. Acesso em: 17/01/2012.

BECERRA, J. A. B.; SHIMABUKURO, Y. E.; AVALÁ, R. C. DOS S. Relação do padrão sazonal da vegetação com a precipitação na região de cerrado da Amazônia Legal, usando índices espectrais de vegetação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, n.2, p.125-134, 2009.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B. DA; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais *TM – Landsat 5*. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.25, n.3, p.305-317, 2008.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B. DA; BEZERRA, J. R. C.; BRANDÃO, Z. N. Evapotranspiração real obtida através da relação entre o coeficiente dual de cultura da FAO-56 e o NDVI. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.25, n.3, p.404-414, 2010.

BEZERRA, J. R. C.; AZEVEDO, P. V. DE; SILVA, B. B. DA; DIAS, J. M. Evapotranspiração e coeficiente de cultivo do algodoeiro BRS-200 marrom, irrigado. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.14, n.6, p.625-632, 2010a.

BEZERRA, M. V. C.; SILVA, B. B. DA; BEZERRA, B. G. Avaliação dos efeitos atmosféricos no albedo e NDVI obtidos com imagens de satélite. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.15, n.7, p.709-717, 2011.

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

BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. *Remote Sensing of Environment*, v.97, n.1, p.52-67, 2005.

BIUDES, M. S.; CAMPELO JÚNIOR, J. H.; NOGUEIRA, J. DE S.; SANCHES, L. Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do pantanal pelo método da razão de Bowen. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, n.2, p.135-143, 2009.

BLAD, B.L.; BAKER, D.G. Reflected radiation from a soybean crop. *Agronomy Journal*, 64, pp.277-280, 1972.

BORGES, C. J. R.; AZEVEDO, P. V. DE; SILVA, V. DE P. R. DA; CAMPOS, J. H. B. DE C.; MOURA, M. S. B. DE; SOARES, J. M.; SILVA, B. B. DA. Influência do calor armazenado no sistema solo-planta no balanço de energia em pomar de mangueiras. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.12, n.4, p.393-399, 2008.

BORGES, V. P.; OLIVEIRA, A. S.; SILVA, B. B. DA. Mapeamento e quantificação de parâmetros biofísicos e radiação líquida em área de algodoeiro irrigado. *Ciência Agrotécnica*, v.34, n.2, p.485-493, 2010.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, v.27, p.779-787, 1926.

BRAGA, R. A. P. Gestão ambiental da bacia do rio Tapacurá – Plano de ação. Universidade Federal de Pernambuco / CTG / DECIVIL / GRH, apoio FINEP e FACEPE. Recife. 101p., 2001.

BRUTSAERT, W. H. *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel, Boston, Massachusetts, 212p., 1982.

CAMPAORÉ, H.; HENDRICKX, J. M.; HONG, S.; FRIESEN, J.; VAN DE GIESEN, N. C.; RODGERS, C.; SZARZYNSKI, J.; VLEK, P. L. G. Evaporation mapping at two scales using optical imagery in the White Volta Basin, Upper East Ghana. *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 33, p.127-140, 2008.

CRAGO, R.; BRUTSAERT, W. Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio. *Journal of Hydrology*, v.178, n.1-4, p.241-255, 1996.

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

CUNHA, J. E. DE B. L., RUFINO, I. A. A., VALENTE, F., SILVA, B. B. DA, PAÇO, T. A. Estimativa da evapotranspiração através de sensoriamento remoto. In: *Recursos hídricos para a convivência com o Semiárido: abordagens por pesquisadores no Brasil, Cabo Verde, Estados Unidos e Argentina*, Organizadores: Carlos de Oliveira Galvão, José Almir Cirilo, Jaime J. S. Pereira Cabral & Mônica G. A. de Medeiros, 417p., 2011.

De BRUIN, H.A.R.; HOLTSLAG, A.A.M. A simple parameterization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the Penman-Monteith concept. *Journal of Applied Meteorology*, Boston, v.21, p.1610-1621, 1982.

De BRUIN DE, H.A.R. From Penman to Makkink. In: Hooghart, J.C. (Ed.), *Proceedings and Information: TNO Committee on Hydrological*, vol. 39, Gravenhage, The Netherlands, pp.5–31, 1987.

De BRUIN DE, H.A.R., STRICKER, J.N.M. Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. *Journal of Hydrology*. 45 (3), pp.391–406, 2000.

Di LONG, D.; GAO, Y.; SINGH, SINGH, V. P. Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days. *Journal of Hydrology*, v.388, p. 217–233, 2010.

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

DUARTE, C. C.; GALVÍNCIO, J. D.; CORRÊA, A. C. B.; ARAÚJO, M. S. B. Análise fisiográfica da bacia hidrográfica do rio Tapacurá. *Revista de Geografia*, v.24, n.2, p.50-64, 2007.

DUFFIE, J. A.; BECKMAN, W. A. *Solar engineering of thermal process*, 2nd Ed., Wiley, N. Y. 1991.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de classificação de Solos. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 412p., 1999.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária / Sistemas Orbitais de Monitoramento e Gestão Territorial. Disponível em: <http://www.sat.cnpem.embrapa.br>. Acesso em: 17/01/2012

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

FERNANDES, E. J. Estudo do calor sensível e latente obtidos por intermédio da razão de Bowen em uma cultura de soja irrigada. *Irriga*, v.12, n.3, p.281-296, 2007.

FERNANDES, D. S.; HEINEMANN, A. B.; PAZ, R. L. F.; AMORIM, A. DE O. Calibração regional e local da equação de Hargreaves para estimativa da evapotranspiração de referência. *Revista Ciência Agronômica*, v.43, n.2, p.246-255, 2012.

FIGUEIREDO, D. Conceitos básicos de sensoriamento remoto, 30p., 2005

FORMIGONI, M. DE H.; XAVIER, A. C.; LIMA, J. S. DE S. Análise temporal da vegetação na região do Nordeste através de dados EVI do MODIS. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.1, p.1-8, 2011.

FLORENZANO, T. G. Iniciação em sensoriamento remoto. Imagens de satélite para estudos ambientais. Oficina de Textos, 101p., 2007.

FUCHS, M.; TANNER, C. B. Error analysis of Bowen ratios measured by differential psychrometry. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.7, n.1, p.329-334, 1970.

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

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

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

Rio Grande do Sul. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 193p., 2005.

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

GOMES, H. B.; SILVA, B. B. DA; CAVALCANTI, E. P.; ROCHA, H. R. DA. Balanço de radiação em diferentes biomas no estado de São Paulo mediante imagens Landsat. *Revista Geociências, UNESP*, v.28, n.2, p.153-164, 2009.

HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, v.25, n.3, p.295-309, 1988.

HUPET, F.; VANCLOOSTER, M. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of the reference evapotranspiration. *Journal of /hydrology*, v.243, p.192-204, 2001.

IBGE (2010). Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível on-line em: <http://www.ibge.gov.br>, 20/09/2012.

JACOB, F.; OLIOSO, A. Derivation of diurnal courses of albedo and reflected solar irradiance from airborne POLDER data acquired near solar noon. *Journal of Geophysical Research*, 110p, 2005.

JARVIS, P.G.; JAMES, G.B.; LANDSBERG, J.J. CONIFEROUS FORESTS. In: MONTEITH, J.L. (Ed.) *Vegetation and the Atmosphere: Case Studies*. London: Academy Press, v. 2, p.171-240, 1976.

JUSTICE, C. O.; TOWNSHEND, J.R.G.; VERMOTE, E.F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R. E.; SALEOUS, N.; ROY, D.P.; MORISETTE, J.T. An overview of MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*, v.83, n.1-2, p.3–15, 2002.

KUSTAS, W.P., LI, F., JACKSON, T.J., PRUEGER, J.H., MACPHERSON, J.I., WOLDE, M. Effects of remote sensing *pixel* resolution on modeled energy flux variability of croplands in Iowa. *Remote Sensing of Environment* 92, p.535–547, 2004.

LATORRE, M. L.; ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E.; CARVALHO JÚNIOR O. A. Sensor MODIS: características gerais e aplicações. *Espaço & Geografia*, v.6, n.1, p.97-126, 2003.

LIANG, S.; SHUEY, C. J.; RUSS, A. L.; FANG, H.; CHEN, M.; WALTHALL, C. L.; DAUGHTRY, C. S. T.; HUNT JR., R. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. *Remote Sensing of Environment*, v.84, p. 25–4, 2002.

LIANG, S.L. *Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces*. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey, 2004.

LIMA, E. P.; SEDIYAMA, G. C.; GLERIANE, J. M.; SOARES, V. P.; DELGADO, R. C.; ANDRADE, R. G. Estimativa do balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando

imagem do Landsat 5 – TM. In anais do Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, p. 255-262, 2009.

LIMA, E. DE P. Estimativa da evapotranspiração e do balanço hídrico a partir de imagens de satélite de duas sub-bacias do Paracatu. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Viçosa, 161p., 2010

LIMA, J. R. DE S. Balanço hídrico e de energia em solo cultivado e sem vegetação, para condições de brejo Paraibano. Tese (Doutorado) em Tecnologias Energéticas e Nucleares pela Universidade Federal de Pernambuco – UFPE, Recife – PE, 167p., 2004.

LIMA, J. R. DE S.; ANTONINO, A. C. D.; SOARES, W. DE A.; BORGES, E.; SILVA, I. DE F. DA; LIRA, C. A. B. DE O. Balanço de energia em solo cultivado com feijão caupi no brejo paraibano. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.9, n.4, p.527–534, 2005a.

LIMA, J. R. DE S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. DE O.; SILVA, I. DE F. DA. Estimativa da evapotranspiração em uma cultura de feijão caupi nas condições de brejo paraibano. Agropecuária Técnica, v.26, n.2, p.86–92, 2005b.

LIMA, J. R. DE S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. DE O.; SILVA, SOUZA, E. S. DE; SILVA, I. DE F. Balanço de energia e evapotranspiração de feijão caupi sob condições de sequeiro. Revista Ciência Agronômica, v.42, n.1, p.65-74, 2011a.

LIMA, J. R. DE S.; ANTONINO, A. C. D.; LIRA, C. A. B. DE O.; SOARES, W. DE A.; SOUZA, E. S. DE. Fluxo de calor sensível em cultivo de feijão-caupi. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.15, n.10, p.1037-1045, 2011b.

LIU, W. T. H. Aplicações de sensoriamento remoto. Campo Grande, 881p., 2006.

LOPES, H. L.; ACCIOLY, L. J. DE O.; SILVA, F. H. B. B. DA; SOBRAL, M. DO . ESTUDO DA C. M.; ARAÚJO FILHO, J. C. DE; CANDEIAS, A. L. B. Espacialização da umidade do solo por meio da temperatura da superfície e índice de vegetação. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.15, n.9, p.973-980, 2011.

MACHADO, C. C. C.; GALVÍNCIO, J. D.; OLIVEIRA, T. H.; J. D. Interferência climática e do homem na cobertura vegetal da bacia hidrográfica do rio Capibaribe – PE. In Mudanças climáticas e recursos hídricos – aplicação no Estado de Pernambuco, organização de Josiclêda Domiciano Galvêncio & Djane Fonseca da Silva, v.1, p.157–179, 2009.

MACHADO, C. C. C.; GALVÍNCIO, J. D.; PEREIRA, E. C. G. Utilização do IVAS e da temperatura da superfície para análise multitemporal das mudanças ambientais no Parque Natural da Serra da Estrela (Portugal). VI Seminário Latino Americano de Geografia física e II Seminário Íbero Americano de Geografia Física, Universidade de Coimbra, 2010.

MACHADO, C. C. C.; GALVÍNCIO, J. D.; SILVA, B. B. da; OLIVEIRA, T. H. Obtenção da evapotranspiração real diária no município do São José do Sabugi – PB utilizando imagens digitais TM – Landsat 5. In Mudanças climáticas e impactos ambientais – organização de Josiclêda Domiciano Galvêncio, v.1, p.82-91, 2010a.

MCCABE, M.F., WOOD, E. F. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. *Remote Sensing of Environment* 105, p.271–285, 2006.

MEIRELES, M. Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem LANDSAT 5 – TM na bacia do Acaraú - CE. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Ceará, 89p., 2007.

MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A. Geoprocessamento em Recursos Hídricos – princípios, integração e aplicação. Porto Alegre, ABRH, 536p., 2001.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. Climatologia – noções básicas e climas do Brasil, Oficina de Textos, 206p., 2007.

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

MENDONÇA, E. A.; DANTAS, R. T. Estimativa da evapotranspiração de referência no município de Capim, PB. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.14, n.2, p.196-202, 2010.

MENEZES, S. J. M. da C.; SEDIYAMA, G. C.; SOARES, V. P.; GLERIANI, J. M.; ANDRADE, R. G. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração em plantios de eucalipto utilizando o algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 – TM. *Revista Árvore*, v.35, n.3, p.649-657, 2011.

MORSE, A., ALLEN, R. G., TASUMI, M., KRAMBER, W. J., TREZZA, R. & WRIGHT, J. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Evapotranspiration and Consumptive Use of Water Through Remote Sensing. Final Report, 220 p., 2000.

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

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

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

NASA - National Aeronautics and Space Administration – Modis website. Disponível em: <http://www.modis.gsfc.nasa.gov>. Acesso em: 17/01/2012.

NAIR, U. S., RAY, D. K., WELCH, R. A. P., CRISTOPHER, S. A. Use of MODIS derived broadband albedo in the RAMS. Abstract for 19th conference on Hydrology, 85th AMS Annual Meeting, Califórnia, USA, 2005

NAGLER, P. L.; SCOTT, R. L.; WESTENBURG, C.; CLEVERLY, J. R.; GLENN, E. P.; HUETE, A. R. Evapotranspiration on western U.S. rivers estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers. *Remote Sensing of Environment*, v. 97, p. 337-351, 2005.

NEVES, B. V. B.; VERSIANI, B. R.; RODRIGUES, P. C. H. Geoprocessamento como ferramenta no estudo de correlação entre a dinâmica da cobertura vegetal e a evapotranspiração, *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 12, n. 4, p.87-102, 2007.

NICÁCIO, R. M. Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco. Tese de Doutorado em Ciência em Engenharia Civil – Universidade do Rio de Janeiro, 320p, 2008.

NORMAN, J. M.; KUSTAS, W. P.; HUMES, K. S. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 77, n. 3-4, p.263-293, 1995.

NOVAS, M. F. B. Mapeamento das estimativas do saldo de radiação e índices de vegetação em área do estado de alagoas com base em sensores remotos. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Alagoas, 158p., 2008.

NOVO, E. M. L. Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações. São Paulo, 2008, 363p.

OHMURA, A. Objective criteria for rejecting data for Bowen ratio flux calculations. *Journal of Applied Meteorology*, v. 21, n. 04, p.595-598, 1982.

OLIVEIRA, I. A.; LIMA, J. R. de S.; SILVA, I. de F. da; ANTONINO, A. C. D.; GOUVEIA NETO, G. da S.; LIRA, C. A. B. de O. Balanço de energia em mamona cultivada em condições de sequeiro no Brejo Paraibano. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, v.4, n.2, p.185-191, 2009.

OLIVEIRA, L. M. M. Avaliação da evapotranspiração de referência (ET_o) na bacia experimental do riacho Gameleira – PE, utilizando lisímetro de pesagem hidráulica e métodos indiretos. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, 89p., 2007.

OLIVEIRA, L. M. M., MONTENEGRO, S. M. G. L., AZEVEDO, J. R. G., SANTOS, F. X. Evapotranspiração de referência na bacia experimental do riacho Gameleira, PE, utilizando-se lisímetro e métodos indiretos. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias*, v.3, n.1, p.58-67, 2008.

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

ORTEGA-FARIAS, S.O.; CUENCA, R.H.; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v.81, n.1-2, p.131-43, 1996.

PAIVA, A. L. R.; CABRAL, J. J. S. P., AZEVEDO, J. R. G., QUEIROZ, K. C., PINHEIRO, R. B. Noções básicas de Hidrologia e Hidrometria – Capítulo 1. Hidrometria

aplicada à gestão dos recursos hídricos, organizador J. R. G. de Azevedo, Recife, 484p., 2010.

PAULSON, C. A. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *Journal of Applied Meteorology*, v. 9, p.857-861, 1970

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

PEREIRA, A.R; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P.C. Agrometeorologia – Fundamentos e Aplicações Práticas. Guaíba, 478p., 2002.

PEREZ, P.J.; CASTELLVI, F.; IBAÑEZ, M.; ROSELL, J.I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v.97, n.3, p.141-50, 1999.

PEZZOPANE, J. R. M; PEDRO JÚNIOR, M. J. Balanço de energia em vinhedo de “Niágara rosada”. *Revista Bragantia*, v.62,n.1, p.155-161, 2003.

PIERI, P.; FUCHS, M. Comparison of Bowen ratio and aerodynamic estimates of evapotranspiration. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v. 49, n. 3, p. 243-256, 1990.

PRATA, A. J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.122, 1127-1151, 1996.

PINHEIRO, E. A. R.; MEIRELES, M.; LOPES, J. W. B.; COSTA, C. A. G.; CHAVES, L. C. G.; ARAÚJO, J. C. Sazonalidade do albedo de superfície com uso do sensoriamento remoto em microbacia hidrográfica do semiárido brasileiro. *Revista Brasileira de Agricultura Irrigada*, v.4, n.4, p.249-253, 2010.

PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E. Sensoriamento remoto no estudo da vegetação. São José dos Campos, 135p., 2009.

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

REHISA – Rede de Hidrologia do Semiárido - Implantação de bacias experimentais do Semi-árido. Projeto IBESA – Implantação de bacias experimentais do semiárido para o desenvolvimento de metodologias de avaliação dos balanços hídricos e energéticos em diferentes escalas temporais e espaciais. Projeto integrado UFRN-UFC-UFPB-UFCG-UFRPE-UFPE-UFBA, 291 p., 2004.

ROBINOVE, C.J.; CHAVEZ, P.S.; GEHRING, D.; HOLMGREN, R. ARID LAND Monitoring Using Landsat Albedo difference Images. *Remote Sensing of Environment*. 11, p.133-156, 1981.

RODRIGUES, J. O.; ANDRADE, E. M. de; TEIXEIRA, A. dos S.; SILVA, B. B. da. Sazonalidade de variáveis biofísicas em regiões semiáridas pelo emprego do sensoriamento remoto. *Engenharia Agrícola*, Jaboticabal. v.29, n.3, p.452-465, 2009.

ROERINK, G.J.; SU, Z.; MENENTI, M. S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *Physics and Chemistry of the Earth*, Oxford, v. 25, n. 25, p.147-157, 2000.

RUHOFF, A. L. Sensoriamento remoto aplicado a estimativa da evapotranspiração. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 166p., 2011.

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

SANTOS, C. A. C. dos; SILVA, B. B. da. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semiárida através do algoritmo S-SEBI. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.16, n.1, p.9-20, 2008.

SANTOS, C. A. C. dos; BEZERRA, B. G.; SIVA, B. B. da; RAO, T. V. R. Assessment of daily actual evapotranspiration with SEBAL and S-SEBI algorithms in cotton crop. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.25, n.3, p.383-392, 2010.

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

SANTOS, F. A. C. Alterações no balanço radiativo e impactos climáticos decorrentes do uso da terra no Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Campina Grande, 83p., 2011.

SANTOS, C. A. C. dos. Análise das necessidades hídricas da vegetação Tamarisk através da razão de Bowen e do modelo Sebal. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.26, n.1, p.85-94, 2011a.

SCOTT, R.L., SHUTTLEWORTH, W.J., GOODRICH, D.C., MADDOCK III, T. The water use of two dominant vegetation communities in a semiarid riparian ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology* 105, p.241–256, 2000.

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

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

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

SILVA, V. P. R.; AZEVEDO, P. V.; SILVA, B. B. Seasonal patterns of the energy balance components in a mango (*Mangifera indica* L.) orchard grown in northeast Brazil. *Agricultural Journal*, v.1, n.1, p.18-23, 2006.

SILVA, B. B. da. Apostila do mini-curso de Determinação da Evapotranspiração com imagens Landsat 5-TM e SEBAL. UFCG / UFPE. 19p., 2007.

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

SILVA, S. T. A. da. Mapeamento da evapotranspiração na bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe usando técnicas de sensoriamento remoto. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Campina Grande, 119p., 2009.

SILVA, A. P. N da; MOURA, G. B. de A.; GIONGO, P. R.; SILVA, A. O da. Dinâmica espaço-temporal da vegetação no semiárido de Pernambuco. *Revista Caatinga*, v.22, n.4, p.195-205, 2009.

SILVA, G. B. S.; FORMAGGIO, A. R.; SHIMABUKURO, Y. E.; ADAMI, M.; SANO, E. E. Discriminação da cobertura vegetal do Cerrado matogrossense por meio de imagens MODIS. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.45, n.2, p.186-194, 2010a.

SILVA, R. A. e, SILVA, V. de P. R. da, Cavalcanti, E. P.; Santos, D. N. dos. Estudo da variabilidade da radiação solar no Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.14, n.5, p.501-509, 2010b.

SILVA, R. M.; SILVA, L. P.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SALTOS, C. A. G. Análise da variabilidade espaço-temporal e identificação do padrão da precipitação na bacia do rio Tapacurá, Pernambuco. *Sociedade e Natureza*, v.22, n.2, p.357-372, 2010c.

SILVA, A. P. N da; MOURA, G. B. de A.; GIONGO, P. R.; SILVA, B. B. da. Albedo da superfície estimado a partir de imagens Landsat 5 – TM no semiárido brasileiro. *Revista de Geografia, UFPE*, v.27, n.1, 2010d.

SILVA, B. B. da; SILVA, S. T. A.; GOMES, H. B. Alterações climáticas decorrentes de mudanças no uso da terra mediante sensoriamento remoto. *Revista Mercator*, v.9, n. especial 1, p.91-106, 2010e.

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

SILVA, B. K. N.; SILVA, V. de P. R. da; AZEVEDO, P. V de; FARIAS, C. H. de A. Análise da sensibilidade dos métodos de estimativa da evapotranspiração de referência e razão de Bowen em cultura de cana-de-açúcar. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.15, n.10, p.1046-1053, 2011b.

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

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

SOBRINO, J. A., GÓMEZ, M., JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C., OLIOSO, A. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. *Remote Sensing of Environment*, v.110, n.2, p.139-148, 2007.

SOUZA, C. C.; MOREIRA, A. Z.; SCHIMITH, R. S.; BRANDÃO, P. C. Técnicas de sensoriamento remoto como subsídio aos estudos de florestas implantadas no Brasil – uma revisão bibliográfica. *Ciência Floresta*, Santa Maria. v.17, n.4, p.409-417, 2007.

SOUZA, C. B. de; Silva, B. B. da; AZEVEDO, P. V. de; SILVA, V. de P. R. da. Fluxos de energia e desenvolvimento da cultura do abacaxizeiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.12, n.4, p.400-407, 2008a.

SOUZA, S. F. de; ARAÚJO, M. do S. B.; BRAGA, R. A. P.; SILVA, C. E. M. da. Caracterização fisiográfica da sub-bacia do rio Natuba – PE. *Revista Brasileira de Geografia Física Recife - PE*, v.1, n.2, p.1-14, 2008b.

SU, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*. Katlenburg-Lindau, v.6, n.1, p.85-99, 2002.

TANG, B.; LI, Z. L.; ZHANG, R. A direct method for estimating net surface shortwave radiation from MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, v.103, p.115–126, 2006.

TANG, B.; LI, Z. L. Estimation of instantaneous net surface longwave radiation from MODIS cloud-free data. *Remote Sensing of Environment*, v.112, p.3482–3492, 2008.

TASUMI, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Idaho, PhD Thesis – Department Biological and Agricultural Engineering, University of Idaho, 357p., 2003.

TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; WRIGHT, J.L. U. S. validation tests on the SEBAL model for evapotranspiration via satellite. *ICID Workshop on Remote Sensing of ET for Large Regions*. p.1-14, 2003.

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

TEIXEIRA, A. H. de C.; W. G. M., BASTIAANSSEN; AHMAD, M. D.; Bos, M. G. 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, 2009a.

TEIXEIRA, A. H. de C.; W. G. M., BASTIAANSSEN; AHMAD, M. D.; Bos, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. Part B: Application to the regional scale. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.149, p.477-490, 2009b.

TELLES, J.; SAMII, M.V.; DOLL, C.E. Overview of TDRSS. *Advances in Space Research*, v.16, p.1267-1276, 1995.

TODD, R.W.; EVETT, S.R.; HOWELL, T.A. The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v.103, n.4, p.335-348, 2000.

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

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

TUCCI, C. E. M. Processos hidrológicos e os impactos do uso do solo. In: *Clima e Recursos hídricos no Brasil*, Organização: Tucci, C. E. M.; Braga, B., ABRH, 348p., 2003.

UNLAND, H.E.; HOUSER, P.R.; SHUTTLEWORTH, W.J.; ANG, Z.L. Surface flux measurement and modeling at a semi-arid Sonoran Desert site. *Agricultural and Forest Meteorology*, Amsterdam, v.82, n.1-4, p.119-53, 1996.

VAREJÃO-SILVA, M. A.; Meteorologia e climatologia. Ministério da Agricultura e Abastecimento, Instituto Nacional de Meteorologia, 2ª Ed. (versão digital), 463p., 2006.

VERMA, S. B.; ROSENBERG, N. J.; BLAD, B. L. Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapor under advective conditions. *Journal of Applied Meteorology*, Boston, v.11, n.1, p.330-338, 1978

VIANA, T. V. de A.; FOLEGATTI, M. V.; AZEVEDO, B. M. de; BOMFIM, G. V.; ELÓI, W. M. Evapotranspiração obtida com o sistema razão de Bowen e com um lisímetro de pesagem em ambiente protegido. *Irriga*, v.8, n.2, p.113-119, 2003.

WANG, W.; LIANG, S. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, v.113, p.745–754, 2009.

WOLFE RE, NISHIHAMA M, FLEIG AJ, KUYPER JA, ROY DP, STOREY JC, PATT FS. Achieving Sub-Pixel Geolocation Accuracy in Support of Modis Land Science. *Remote Sensing of Environment*, v. 83, n.1-2, p.31–49, 2002.

ZHANG B.Z.; KANG S.Z.; ZHANG L.; DU T. S.; Li S. E.; YANG X. Y. Estimation of seasonal crop water consumption in a vineyard using Bowen ratio-energy balance method. *Hydrological Processes*. 21, p.3635–3641, 2007.

ZHANG, B.; KANG, S.; LI, F.; ZHANG, L. Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio-energy balance method for a vineyard in an arid desert region of northwest China. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.148, n.10, p.1629-1640, 2008.

ZILLMAN, J. W. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans, *Meteorology Study* 26, Bur. Ff Meteorology Canberra, Australia Dept. of the Inter, 1972.

APÊNDICES

Apêndice 1 - Comprimento de Monin-Obukov – L

Comprimento de Monin-Obukov – L (Paulson, 1970)

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

1) Para $L < 0$ (atmosfera instável):

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

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

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

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

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

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

2) Para $L > 0$ (atmosfera estável):

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

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

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

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

3) Para $L = 0$: $\Psi_m = 0$ e $\Psi_h = 0$.

onde: $\Psi_{m(200m)}$ é a correção da estabilidade atmosférica para o transporte de momentum na altura de 200 m; $\Psi_{h(2m)}$, correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 2 m; $\Psi_{h(0,1m)}$, correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 0,1 m; $x_{(200m)}$, $x_{(2m)}$ e $x_{(0,1m)}$ são parâmetros; ρ é a densidade do ar (kg m^{-3}); c_p , calor específico do ar ($1004 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), u_* velocidade de fricção de cada pixel (m s^{-1}); T_s , temperatura da superfície (K); g , módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e H , fluxo de calor sensível (W m^{-2}) considerando a atmosfera em estabilidade neutra.

Apêndice 2 - Radiação solar diária incidente no topo da atmosfera (W m^{-2})

Radiação solar diária incidente no topo da atmosfera (W m^{-2})

$$R_{TOA_24h} = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \text{sen}(\varphi) \text{sen}(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \text{sen}(\omega_s)]$$

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} DSA\right)$$

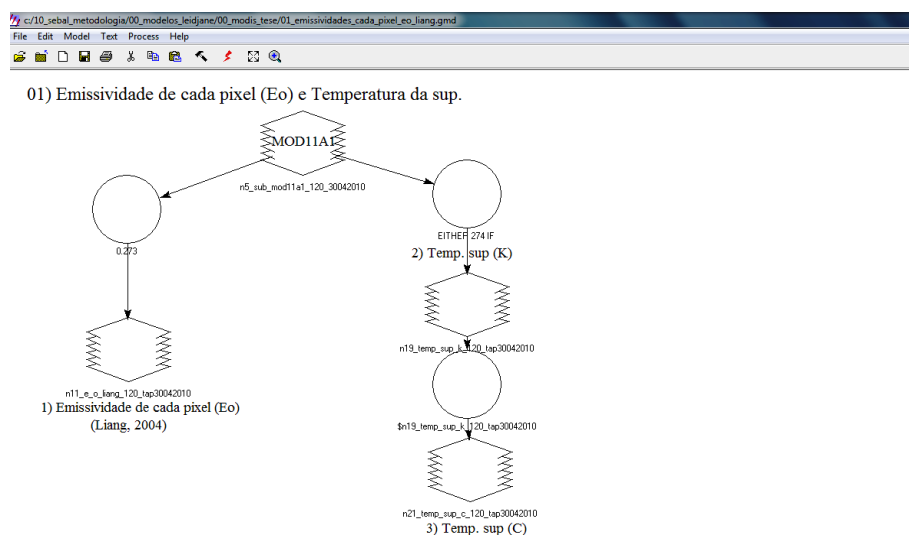
$$\delta = 0,409 \text{sen}\left(\frac{2\pi}{365} DSA - 1,39\right)$$

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)]$$

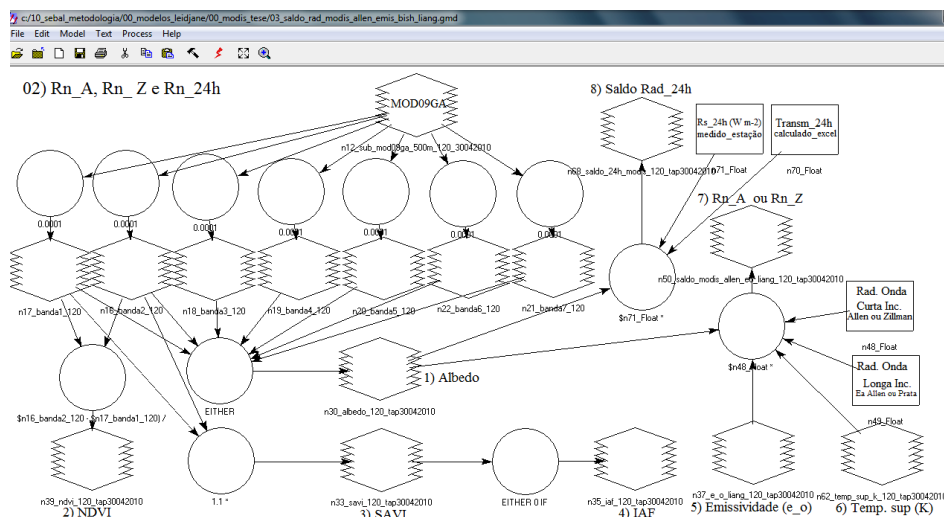
onde G_{sc} é a constante solar ($0,0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$); d_r a distância relativa Sol-Terra em radianos; DSA o dia sequencial do ano; δ a declinação do Sol (rad); ω_s o ângulo horário do nascer do Sol (rad); φ o valor da latitude (rad) e δ a declividade solar (rad). Na Tabela 9 apresentou-se o resumo das equações para cálculo evapotranspiração real diária.

Apêndice 3 - Modelos desenvolvidos na ferramenta *Model Maker* do software *Erdas Imagine* para processamento das imagens dos saldos de radiação - R_n ($W\ m^{-2}$)

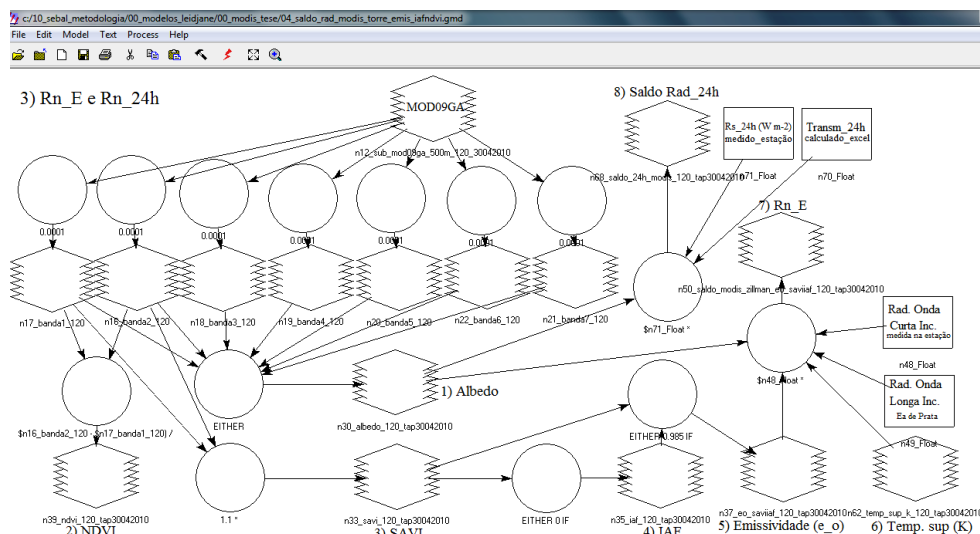
A.



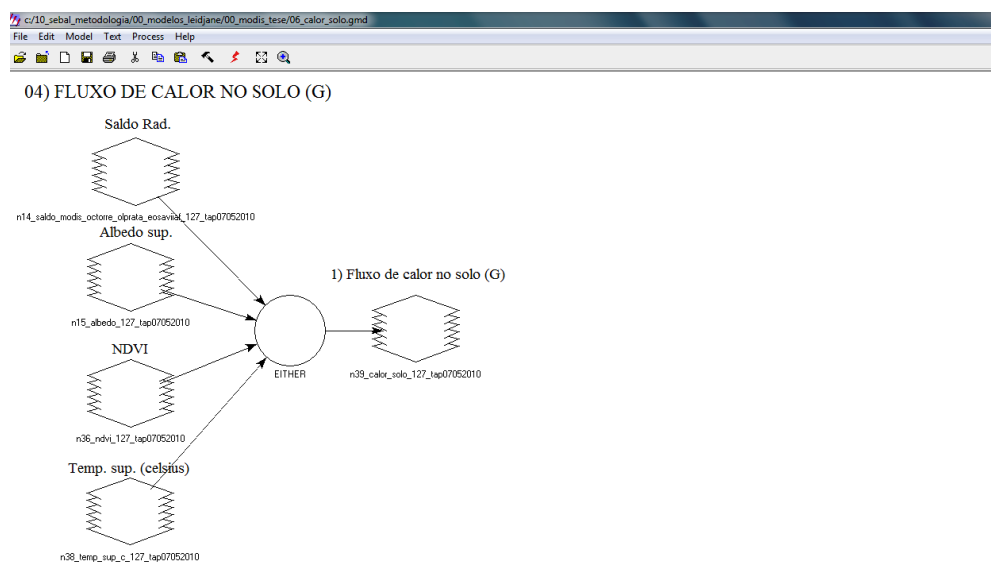
B.



C.

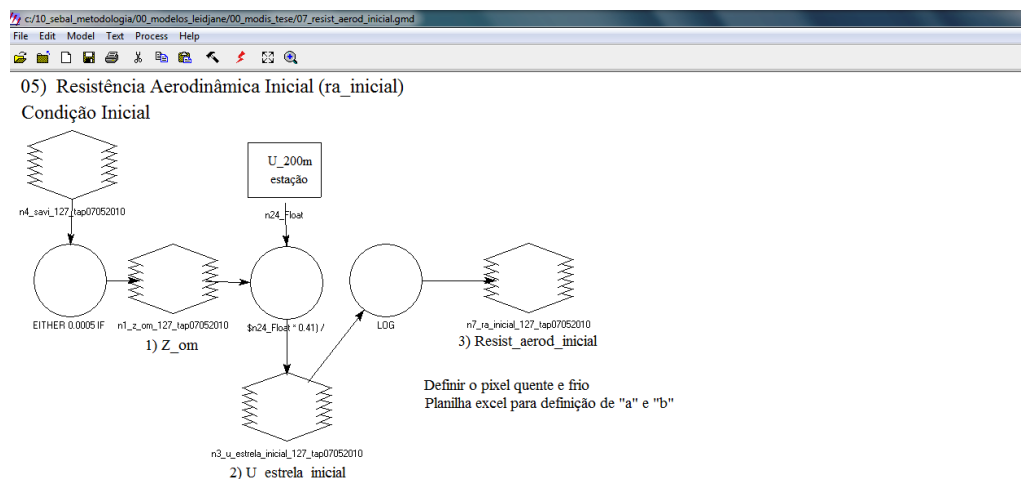


Apêndice 4 - Modelo desenvolvido na ferramenta *Model Maker* do software *Erdas Imagine* para processamento das imagens do fluxo de calor no solo – G (W m^{-2})

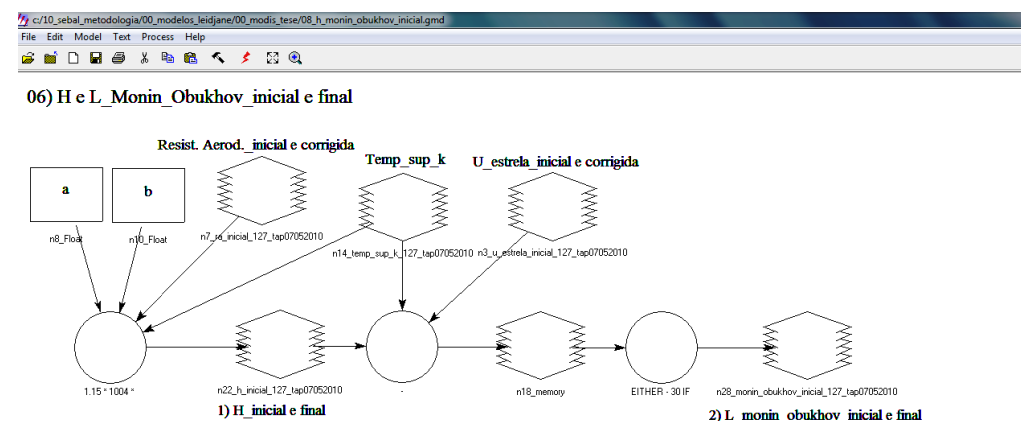


Apêndice 5 - Modelos desenvolvidos na ferramenta *Model Maker* do software Erdas Imagine para processamento das imagens do fluxo de calor sensível – H (W m^{-2}) pelo SEBAL com utilização de produtos MODIS

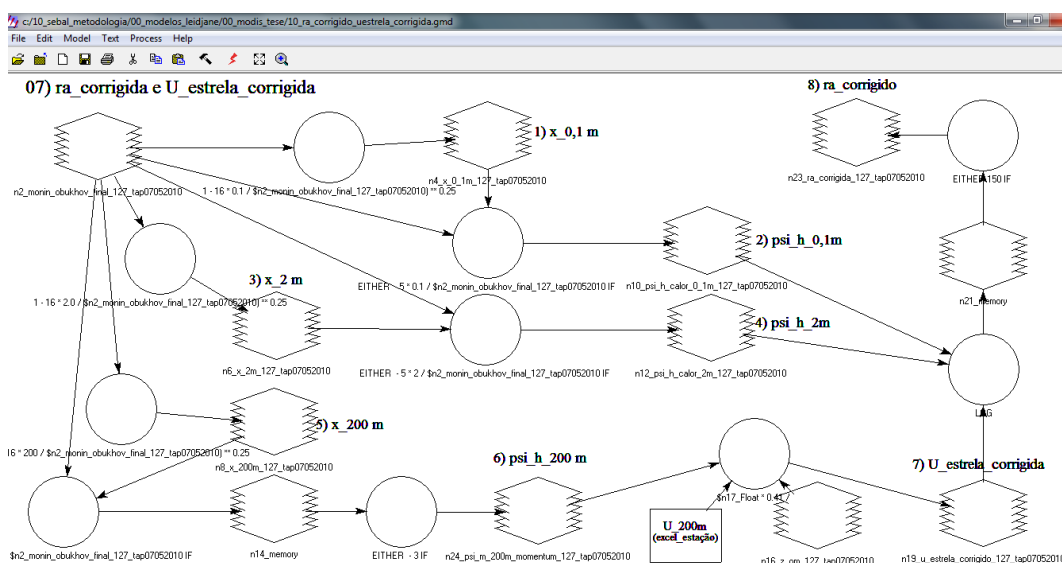
A.



B.



C.



Apêndice 6 - Modelos desenvolvidos na ferramenta *Model Maker* do software Erdas Imagine para processamento das cartas temáticas georreferenciadas da evapotranspiração real diária na bacia do rio Tapacurá - PE

