



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DOUTORADO SOCIEDADE, NATUREZA E  
DESENVOLVIMENTO**

---

**FLUXO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL  
NA ÁREA DE INFLUÊNCIA DA BR-163, OESTE DO PARÁ.**

**WILDERCLAY BARRETO MACHADO**

**Santarém, PA  
Junho 2017**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)**  
**Sistema Integrado de Bibliotecas - SIBI/UFOPA**

---

- M149f Machado, Wilderclay Barreto  
Fluxo de energia e evapotranspiração regional na área de influência da BR-163, Oeste do Pará / Wilderclay Barreto Machado. – Santarém: Ufopa, 2017.  
127 fls.: il.  
Inclui bibliografias.
- Orientador: Rodrigo da Silva  
Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Oeste do Pará, Pró-Reitoria de Pesquisa, Programa de Pós-Graduação em Sociedade, Natureza e Desenvolvimento.
1. Balanço de energia. 2. Sensoriamento remoto. 3. SEBAL. I. Silva, Rodrigo da, *orient.* II. Título.

CDD: 23 ed. 551.6098115

---

**WILDERCLAY BARRETO MACHADO**

**FLUXO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL  
NA ÁREA DE INFLUÊNCIA DA BR-163, OESTE DO PARÁ.**

**ORIENTADOR  
DR. RODRIGO DA SILVA**

Tese submetida à Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências Ambientais, junto ao Programa de Pós-Graduação em Sociedade, Natureza e Desenvolvimento.

**Santarém, PA  
Junho 2017**


**WILDERCLAY BARRETO MACHADO****FLUXO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL  
NA ÁREA DE INFLUÊNCIA DA BR-163, OESTE DO PARÁ.**

Tese submetida à Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências Ambientais, junto ao Programa de Pós-Graduação em Sociedade, Natureza e Desenvolvimento.

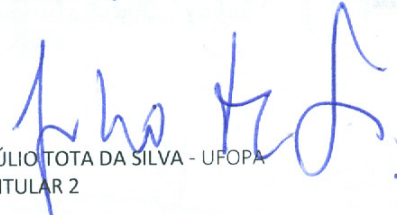
Tese Defendida em 30/06/2017

**BANCA EXAMINADORA**

RODRIGO DA SILVA – UFOPA  
PRESIDENTE



ELIS BERGUE MARIZ MOREIRA – UFOB  
TITULAR 1



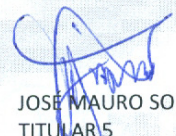
JÚLIO TOTA DA SILVA - UFOPA  
TITULAR 2



SUSAN ARAGÓN - UFOPA  
TITULAR 3



MANOEL ROBERVAL PIMENTEL SANTOS - UFOPA  
TITULAR 4



JOSÉ MAURO SOUSA DE MOURA - UFOPA  
TITULAR 5

**Santarém, PA  
Junho 2017**



## SUMÁRIO

LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	vi
DEDICATÓRIA.....	xi
AGRADECIMENTO.....	xii
RESUMO .....	xiii
ABSTRACT.....	xiv
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS .....	xv
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>01</b>
<b>2. OBJETIVOS .....</b>	<b>03</b>
<b>2.1. Objetivo Geral:.....</b>	<b>03</b>
<b>2.2. Objetivos Específicos.....</b>	<b>04</b>
<b>2.2.1 Objetivo específico I.....</b>	<b>04</b>
<b>2.2.1 Objetivo específico II.....</b>	<b>04</b>
<b>2.2.1 Objetivo específico III.....</b>	<b>04</b>
<b>2.2.1 Objetivo específico IV.....</b>	<b>04</b>
<b>3. REVISÃO DA LITERATURA.....</b>	<b>04</b>
<b>3.1 Uso e cobertura da Terra na Amazônia.....</b>	<b>05</b>
<b>3.2 Experimentos meteorológicos precursores na Amazônia.....</b>	<b>05</b>
<b>3.3 O Programa LBA.....</b>	<b>06</b>
<b>3.4. O SEBAL.....</b>	<b>07</b>
<b>3.5 Satélite TERRA.....</b>	<b>09</b>
<b>3.5.1 Sensor MODIS.....</b>	<b>09</b>
<b>3.5.2 Produtos MODIS.....</b>	<b>09</b>
<b>3.6. Sensor TM (<i>Thematic Mapper</i>) do Landsat 5.....</b>	<b>10</b>
<b>3.7 Estimativas das componentes do balanço de energia nas torres micrometeorológicas.....</b>	<b>12</b>
<b>3.7.1 Teoria da Turbulência.....</b>	<b>12</b>
<b>3.7.2 Balanço de energia na superfície.....</b>	<b>17</b>
<b>4. MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>21</b>
<b>4.1 Dados Orbitais.....</b>	<b>28</b>
<b>4.1.1 Imagens MODIS – Terra.....</b>	<b>28</b>
<b>4.1.2 Imagem TM – Landsat 5.....</b>	<b>30</b>
<b>4.2 Processamento digital das imagens .....</b>	<b>31</b>
<b>4.2.1 Algoritmo SEBAL para dados do satélite Landsat 5/TM para validação.....</b>	<b>32</b>

4.2.2. Etapa 1 – Calibração Radiométrica.....	32
4.2.3. Etapa 2 – Reflectância.....	33
4.2.4. Etapa 3 – Albedo planetário.....	34
4.2.5. Etapa 4 – Albedo de Superfície .....	34
4.2.6. Etapa 5 – Índices de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF) .....	35
4.2.7. Etapa 6 – Emissividades.....	36
4.2.8. Etapa 7 – Temperatura da Superfície.....	37
4.2.9. Etapa 8 – Radiação de Onda Longa Emitida ( $L_{R\uparrow}$ ) .....	37
4.2.10. Etapa 9 – Radiação de Onda Curta Incidente ( $S_{R\downarrow}$ ).....	37
4.2.11. Etapa 10 – Radiação de Onda Longa Incidente ( $R_{L\downarrow}$ ).....	38
4.2.12. Etapa 11 – Saldo de Radiação ( $R_n$ ).....	38
4.2.13. Etapa 12 – Fluxo de calor no solo ( $G$ ).....	40
4.2.14. Etapa 13 – Fluxo de Calor Sensível ( $H$ ) .....	40
4.2.15. Etapa 14 – Fluxo de Calor Latente ( $LE$ ) .....	46
4.2.15. Etapa 15 – Evapotranspiração ( $ET$ ) .....	46
4.2.2 Algoritmo SEBAL para dados do satélite TERRA – MODIS.....	47
4.3 Validação do SEBAL.....	48
4.3.1 Instrumentação e Aquisição de dados de campo para Validação do SEBAL.....	48
4.3.2 Análise de Erros.....	51
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	52
5.1 Como as diferentes coberturas e uso da terra ao longo da rodovia BR – 163 modificam os processos de emissão e absorção de radiação solar, terrestre e fluxo de calor no solo?.....	52
5.1 Qual o potencial de compensação da região em estudo sob a ótica da produção de umidade? será que os fragmentos de florestas conseguem suprir os efeitos provocados pelas ações antrópicas na região?.....	77
5.3 Qual a influencia das unidades de conservação na manutenção da evapotranspiração.....	94
5.4 validação do SEBAL.....	107
6. CONCLUSÃO.....	116
7. BIBLIOGRAFIA .....	121

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 01</b> - Processo de cascata de elementos turbulentos (adaptado de FISCH, 1995).....	<b>13</b>
<b>Figura 02</b> – Diagrama esquemático da distribuição anual média da energia solar no sistema Terra-Atmosfera, onde os valores são expressos como percentagens da média anual de radiação incidente no topo da atmosfera $\overline{K_i}$ . Adaptado de Oke (1987).....	<b>17</b>
<b>Figura 03</b> – Valores médios dos componentes do balanço de radiação de onda curta (adaptado de ACEVEDO, 2003).....	<b>17</b>
<b>Figura 04</b> - Ilustração esquemática das trocas de energia no sistema solo-vegetação-atmosfera que ocorrem num volume de controle, durante o ciclo diurno, em períodos sem a ocorrência de precipitação pluviométrica. Cortesia: Augusto Michiles.....	<b>19</b>
<b>Figura 05</b> – Localização da área de Estudo. Mapa do Brasil, mapa do Pará e imagem TERRA - MODIS destacando a cena na composição R(1), G(2), B (3), do produto MOD09GA.....	<b>22</b>
<b>Figura 06</b> – Municípios localizados na área de Estudo.....	<b>23</b>
<b>Figura 07</b> – Área em km <sup>2</sup> para cada município localizado na cena de estudo.....	<b>24</b>
<b>Figura 08</b> - Carta de uso do solo na área de influencia da rodovia Santarém-Cuiabá (BR 163).....	<b>26</b>
<b>Figura 09</b> - Carta de do solo na área de influencia da rodovia Santarém-Cuiabá (BR 163). Fonte: Embrapa Monitoramento por Satélite (Brasil Relevo) no produto SRTM ( <i>ShuttleRadar Topography Mission</i> ).....	<b>27</b>
<b>Figura 10</b> - Programa MODIS <i>Reprojection Tool</i> (MRT).....	<b>30</b>
<b>Figura 11</b> – Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação na superfície. Fonte: Moreira (2007).....	<b>32</b>
<b>Figura 12</b> – Fluxograma das etapas do processamento do saldo de radiação à superfície. Fonte: adaptado de Silva et al.(2005).....	<b>39</b>
<b>Figura13</b> – Cálculo do fluxo de calor sensível. Fonte: BEZERRA (2004).....	<b>46</b>
<b>Figura 14</b> - Fluxograma com as etapas do processamento do Balanço de Radiação, Energia e Evapotranspiração à Superfície adaptado às imagens MODIS.....	<b>47</b>

<b>Figura 15</b> - Localização da região de estudo no Estado do Pará. A composição colorida foi obtida com dados adquiridos pelo sensor Mapeador Temático / Landsat 5 de 01/07/2005.....	49
<b>Figura 16</b> - Torre micrometeorológica na fazenda Paraíso.....	50
<b>Figura 17</b> – Percentagem de área de cada Condição de Superfície (classe) em relação à área total.....	53
<b>Figura 18</b> – Carta com valores médios de albedo de 2001 à 2016.....	54
<b>Figura 19</b> – Carta com valores médios de Radiação infravermelha emitida pela superfície de 2001 à 2016.....	57
<b>Figura 20</b> – Carta com valores médios de NDVI nos anos de 2001 à 2016.....	59
<b>Figura 21</b> – Carta com valores médios de Fluxo de Calor No solo (G) nos anos de 2001 à 2016.....	61
<b>Figura 22</b> – Carta com valores médios de Temperatura da Superfície (nos anos de 2001 à 2016).....	63
<b>Figura 23</b> – Valores médios de <b>(a)</b> NDVI; <b>(b)</b> Temperatura da Superfície; <b>(c)</b> Albedo; <b>(d)</b> Radiação Infravermelha Emitida pela Superfície - $R_{L\uparrow}$ e <b>(e)</b> Fluxo de Calor No solo nos anos de 2001 à 2016.....	65
<b>Figura 24</b> – Regressão linear entre os valores médios de <b>(a)</b> Albedo e NDVI; <b>(b)</b> Temperatura da Superfície e Albedo; <b>(c)</b> Radiação infravermelha Emitida da Superfície - $R_{L\uparrow}$ e NDVI; <b>(d)</b> Temperatura da Superfície e Radiação infravermelha Emitida da Superfície - $R_{L\uparrow}$ ; <b>(e)</b> Albedo e Radiação Infravermelha Emitida da Superfície - $R_{L\uparrow}$ e <b>(f)</b> .....	67
<b>Figura 25</b> – Percentual das áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.....	69
<b>Figura 26</b> – Carta com as áreas de floresta e área modificada por ações antrópicas na cena de estudo.....	70
<b>Figura 27</b> – Valores médios para áreas de floresta e provinda da ação antrópica de <b>(a)</b> Radiação infravermelha emitida pela superfície - $R_{L\uparrow}$ ; e <b>(b)</b> Albedo.....	71
<b>Figura 28</b> – Histograma de todos os valores médios de Radiação infravermelha emitida pela superfície ( $R_{L\uparrow}$ ) das áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.....	72
<b>Figura 29</b> – Histograma com todos os valores médios de Albedo nas áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.....	73

- Figura 30** – Valores médios para áreas de floresta e provinda da ação antrópica de **(a)** Temperatura da superfície; **(b)** Fluxo de Calor no Solo na cena de estudo.....74
- Figura 31** – Histograma com todos os valores médios de Fluxo de Calor no solo (G) nas áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.....4
- Figura 32** – Valores médios para áreas de floresta excluindo as áreas modificadas pela ação antrópica (denominada por FLORESTA) e incluindo nas médias valores referentes às áreas modificadas pelo homem (denominada de FLORESTA+AÇÃO ANTROPICA).....76
- Figura 33** – Carta com valores médios de Fluxo de Calor Sensível (H) nos anos de 2001 à 2016.....78
- Figura 34** – Análise de regressão linear entre os valores médios de Fluxo de Calor Sensível (H) e NDVI para as diferentes condições de Superfície na região estudada de 2001 à 2016.....79
- Figura 35** – Carta com valores médios de Fluxo de Calor Latente (LE) nos anos de 2001 à 2016.....80
- Figura 36** - Análise de regressão linear entre os valores médios de Fluxo de Latente (LE) e NDVI para as diferentes condições de Superfície na região estudada de 2001 à 2016. ....81
- Figura 37** – Carta com valores médios de evapotranspiração instantânea (ET) nos anos de 2001 à 2016.....82
- Figura 38** - Análise de regressão linear entre os valores médios de Evapotranspiração (ET) e NDVI para as diferentes condições de Superfície na região estudada de 2001 à 2016.....83
- Figura 39** - percentual médio de Fluxo de Calor Sensível – H/Rn, fluxo de Calor Latente – LE/Rn e Fluxo de Calor no solo – G/Rn para cada condição de superfície (classe).....84
- Figura 40** – Valores médios para áreas de floresta e provinda da ação antrópica de **(a)** Fluxo de Calor Sensível; **(b)** Fluxo de Calor Latente; **(c)** Razão de Bowen; **(d)** Evapotranspiração horária na cena de estudo.....85
- Figura 41** – Histograma com todos os valores médios de Fluxo de Calor Sensível (H) nas áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.....86
- Figura 42** – Histograma com todos os valores médios de Fluxo de Calor Latente (LE) nas áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.....87

- Figura 43** – Histograma com todos os valores médios de Fluxo de Calor no solo (G) nas áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.....87
- Figura 44** - Percentual médio de Fluxo de Calor Sensível – H, fluxo de Calor Latente – LE e Fluxo de Calor no solo – G para área provinda da ação antrópica e área de floresta na cena de estudo.....99
- Figura 45** – Percentual de Evapotranspiração total por classe.....91
- Figura 46** – Percentual de Evapotranspiração total para Área antrópica e de floresta na cena de estudo.....92
- Figura 47** – Valores de **(a)** Evapotranspiração de cada classe pela ET da cena total; **(b)** Somatório da Evapotranspiração para cada classe.....92
- Figura 48** – Localização das unidades de conservação por categoria na cena de estudo.....95
- Figura 49** – Área de cada unidade de conservação situada na cena de estudo.....96
- Figura 50** – Área de unidade de conservação por Categoria situada na cena de estudo.....96
- Figura 51** – Valores médios de **(a)** NDVI; **(b)** radiação líquida de Ondas longas; **(c)** Radiação líquida de ondas curtas; **(d)** Radiação de ondas curtas refletida pela superfície e **(e)** Saldo de Radiação para cada categoria de unidade de conservação.....98
- Figura 52** – Valores médios de **(a)** NDVI; **(b)** Fluxo de Calor no solo; **(c)** Fluxo de calor Latente; **(d)** Fluxo de calor sensível para cada categoria de unidade de conservação.....100
- Figura 53** – Valores médios de **(a)** NDVI; **(b)** Temperatura da Superfície; **(c)** Percentual de energia; **(d)** Razão de Bowen para cada categoria de unidade de conservação e condição de superfície.....103
- Figura 54** – Valores médios de **(a)** NDVI; **(b)** ET instantâneo; **(c)** LE e **(d)** H para cada categoria de unidade de conservação e condição de superfície.....104
- Figura 55** – Evapotranspiração para cada categoria de unidade de conservação, área antropica e de floresta.....105
- Figura 56** – Evapotranspiração para todas as unidades de conservação, área antropica e de floresta.....106
- Figura 57** – Valores das médias horárias de Albedo calculado pelo SEBAL e medidos pela torre micrometeorológica no campo agrícola.....108

<b>Figura 58</b> - Valores das médias horárias de Radiação incidente de ondas curtas ( $R_{S\downarrow}$ ) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.....	109
<b>Figura 59</b> - Valores das médias horárias de Radiação incidente de ondas longas ( $R_{L\downarrow}$ ) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.....	110
<b>Figura 60</b> - Valores das médias horárias de Radiação de ondas longas emitida pela superfície ( $R_{L\uparrow}$ ) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.....	110
<b>Figura 61</b> - Valores das médias horárias de Saldo de Radiação ( $R_n$ ) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.....	111
<b>Figura 62</b> - Valores das médias horárias de Fluxo de Calor Sensível ( $H$ ) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.....	112
<b>Figura 63</b> - Valores das médias horárias de Fluxo de Calor Latente ( $LE$ ) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.....	112
<b>Figura 64</b> - Valores das médias horárias de Fluxo de Calor no Solo calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.....	113
<b>Figura 65</b> - Fechamento das componentes do (a) balanço de radiação e (b) de energia entre os valores modelado pelo SEBAL e medido na torre micrometeorológica num campo agrícola.....	114

*Dedico às pessoas mais importantes da minha vida: minha família*



## AGRADECIMENTOS

Durante esses 4 anos de pesquisa vivi uma dura jornada de desafios e amadurecimentos que culminaram na minha defesa de tese. A qual antes de produzi-la, cuja idéia já havia criado valor para mim ainda na graduação mediante aos fatos observados no meu dia a dia. Gostaria nesse momento de agradecer imensamente as pessoas que me encorajaram a produzir algo de valor na minha vida.

Agradeço ao professor Dr. Rodrigo da Silva, pela dedicação e esforços empregados para que esta tese se concretizasse. Agradeço também pelas experiências compartilhadas através de sua orientação atenciosa, dinâmica e descontraída durante toda a minha vida acadêmica desde a iniciação científica, mestrado, doutorado e colega de trabalho atualmente. Agradeço, sobretudo, por ser o meu maior crítico, por sua amizade e seus maravilhosos churrascos que só um gaúcho nato saberia fazer.

Não devo deixar de agradecer ao professor Dr. Elvis Bergue Moreira, atual professor da Universidade Federal do Oeste da Bahia (UFOB), não só por ter me guiado no entendimento e execução do modelo SEBAL num intensivo curso na Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), sem o qual não seria possível obter meus resultados em tempo hábil. Mas agradeço, sobretudo, pela forma com que desenvolveu o meu treinamento com tamanho respeito e atenção que sempre servirá de exemplo e motivação para minha carreira, cujo o qual será digno de toda minha admiração.

Agradeço aos colegas Juliano Gallo e Silvia Andrade pelas conversas prévias à elaboração da minha proposta de tese, as quais foram fundamentais no entendimento quanto a viabilidade técnica da metodologia a ser utilizada na tese.

Agradeço ao Programa de Pós Graduação em Sociedade, Natureza e Desenvolvimento (PPGSND) por ter me possibilitado a obtenção do título de doutor em Ciências Ambientais, permitindo-me ter a oportunidade de viver essa fase da vida acadêmica aqui na Amazônia.

Agradeço à Capes por 24 meses de Bolsa de doutorado.

A meus pais Luiz Paulo Machado e Maria Cristina pela confiança e suporte de todos esses 32 anos que já se foram. Aos meus irmãos Wirllene e Wilderlan, que acompanham e apóiam minha trajetória em busca do conhecimento científico. E, especialmente, à minha querida esposa, Glimária Aflalo Machado, pelo incentivo, companheirismo, paciência, carinho e, acima de tudo, por seu amor dedicado.

## RESUMO

MACHADO, Wilderclay Barreto. FLUXO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL NA ÁREA DE INFLUÊNCIA DA BR-163, OESTE DO PARÁ. Programa de Pós Graduação em Sociedade, Natureza e Desenvolvimento. Universidade Federal do Oeste do Pará, Abril de 2017. Orientador: Rodrigo da Silva.

Este trabalho objetivou explicar de que maneira as diferentes condições de superfícies influenciam a dinâmica dos componentes do balanço de energia ao longo da rodovia Santarém-Cuiabá (BR-163), a qual . Para isso, determinou-se a evolução temporal de 16 anos ao longo da área de influencia da BR-163, através de imagens multiespectrais sensor MODIS (*Moderate resolution Imaging Spectro radiometer*) abordo do satélite Terra e o sensor TM (*Thematic Mapper*) abordo do satélite Landsat 5. Ambas imagens foram gratuitamente obtidas no site na LPDAAC/USGS (<https://lpdaac.usgs.gov/>) em uma interface denominada GLOVIS (*Global Visualization Viewer*) para Imagens e produtos MODIS e no site *do United States Geological Survey* – USGS para o sensor TM. Utilizou-se o modelo semi-empírico SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), no qual se usam imagens multiespectrais de satélites e poucos dados de superfície, tais como, temperatura e umidade do ar para se obter as componentes do Balanço de Energia. Além disso, foram utilizados dados medidos na torre micrometeorológica instalada ao logo da Rodovia Santarém-Cuiabá, mais especificamente em uma área agrícola a 77 km do centro urbano de Santarém-PA para validação. Utilizaram-se dados da estação meteorológica do INMET em Belterra – PA para calibração do Algoritmo SEBAL. Verificou-se que o uso do solo na área de influencia da Rodovia Santarém Cuiabá (BR-163) consiste na redução da cobertura vegetal e aumento da temperatura em toda cena de estudo ao longo de 16 anos, cujas condições de superfície que apresentaram maiores temperaturas foram os centros urbanos, Agricultura e Pastagem+rodovias. Com relação ao albedo, verificaram-se menores valores nas classes de corpos d'água, afloramento de rochas e agricultura+pastagem. Observaram-se maiores valores de Radiação de Ondas Longas emitida pela superfície ( $R_{L\uparrow}$ ) nos centros urbanos, Agricultura e casse de savana devido o aquecimento da superfície nessas classes serem maiores que o da atmosfera. Ao Analisar os fluxos de Calor Sensível (H) e Latente (LE), verificou-se maior tendência a aridez em área urbanizada, agricultura e pastagem+rodovias, onde se verificou menores valores de LE e maiores de H. Diante dos resultados encontrados observou-se a importância da vegetação sobre o clima local, já que variáveis das componentes do Balanço de Radiação mostraram-se notavelmente diferentes para cada condição de superfície principalmente àquelas cuja prática consiste na redução de fragmentos de vegetação, reduzindo o saldo de Radiação devido ao aumento do albedo e emissão de radiação infravermelha da superfície. Embora se tenha observado que nas condições de superfície, cuja prática consiste na redução da cobertura vegetal que impacta significativamente nas taxas de evapotranspiração (ET) reduzindo os valores. Os fragmentos de floresta e corpos d'água remanescente são suficientes para suprir esse déficit de ET na região de estudo. Verificou-se que as Unidades de conservação são uma boa estratégia tanto para manter condições ideais na manutenção do retorno de umidade para a atmosfera e ciclo hidrológico. Principalmente as unidades de conservação nas modalidades de Floresta Nacional e Parque. O algoritmo SEBAL junto ao sensoriamento remoto destaca-se com grande potencialidade na mensuração dos componentes do balanço de energia e Radiação para áreas extensas e heterogêneas, sendo tão bons quantos aos método convencional de avaliação em escala pontual.

**Palavras chaves:** Balaço de energia, SEBAL, sensoriamento remoto.

**ABSTRACT**

MACHADO, Wilderclay Barreto. ENERGY FLOW AND REGIONAL EVAPOTRANSPIRATION IN THE AREA OF INFLUENCE OF BR-163, EAST OF AMANZÔNIA. Graduate Program in Society, Nature and Development. Federal University of the West of Pará, April 2017. Advisor: Rodrigo da Silva.

This work aimed to explain how the different surface conditions influence the dynamics of the components of the energy balance along the Santarém-Cuiabá highway (BR-163). For this, the temporal evolution of 16 years along the area of influence of the BR-163 was determined, through multispectral images MODIS sensor (Moderate resolution Imaging Spectro radiometer) aboard Terra satellite and TM (Thematic Mapper) sensor aboard the Landsat satellite 5. Both images were available free of charge from the LPDAAC / USGS website (<https://lpdaac.usgs.gov/>) in an interface called GLOVIS (Global Visualization Viewer) for Images and MODIS products and on the United States Geological Survey - USGS for TM sensor. The semi-empirical SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) model was used in which multispectral satellites images and few surface data such as temperature and humidity of the air are used to obtain the components of the Energy Balance. In addition, measured data were used in the micrometeorological tower installed at the Santarém-Cuiabá Highway logo, more specifically in an agricultural area at 77 km from the urban center of Santarém-PA for validation. Data from the INMET meteorological station in Belterra - PA were used to calibrate the SEBAL Algorithm. It was verified that the use of the soil in the area of influence of the Santarém Cuiabá Highway (BR-163) consists in the reduction of the vegetal cover and temperature increase in every scene of study during 16 years, whose surface conditions that presented higher temperatures Were the urban centers, Agriculture and Pasture + highways. Regarding the albedo, there were lower values in the classes of bodies of water, rock outcrops and agriculture + pasture. It was observed higher values of Long-Wave Radiation emitted by the surface ( $R_L \uparrow$ ) in the urban centers, Agriculture and savanna casse due to the surface heating in these classes being greater than the atmosphere. When analyzing the flows of Sensitive (H) and Latent (LE) Heat, there was a greater tendency to aridity in urbanized area, agriculture and pasture + highways, where there were lower values of LE and higher of H. In view of the results found, The importance of the vegetation on the local climate, since variables of the components of the Radiation Balance showed to be remarkably different for each surface condition mainly to those whose practice consists in the reduction of fragments of vegetation, reducing the balance of Radiation due to the increase Of the albedo and emission of infrared radiation from the surface. Although it has been observed that in the surface conditions, whose practice consists in the reduction of the vegetation cover that significantly impacts the evapotranspiration (ET) rates, reducing the values. The forest fragments and remaining water bodies are sufficient to supply this ET deficit in the study region. It was verified that the Conservation Units are a good strategy both to maintain ideal conditions in maintaining the return of humidity to the atmosphere and hydrological cycle. Mainly the conservation units in the modalities of National Forest and Park. The SEBAL algorithm with the remote sensing stands out with great potential in the measurement of energy balance and radiation components for large and heterogeneous areas, being as good as the conventional method of point-scale evaluation.

Key words: Energy balance, SEBAL, remote sensing.

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

W	Água precipitável (mm)
$\alpha$	Albedo
$\alpha_{toa}$	Albedo planetário
$\alpha_{sup}$	Albedo corrigido de cada pixel
Z	Ângulo zenital solar z Altitude de cada pixel (m)
Cp	Calor específico do ar a pressão constante ( $1.004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )
“a” e “b”	Coefficientes dos pixel âncoras (frio e quente)
Kc	Coefficiente de cultura
Zom	Coefficiente de rugosidade ao transporte de momentum (m)
Kt	Coefficiente de turbidez da atmosfera
L	Comprimento de Monin-Obukhov
K <sub>1</sub> e K <sub>2</sub>	Constante de calibração da banda termal do sensor TM Landsat 5
$\sigma$	Constante de Stefan – Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ )
$\gamma$	Constante psicrométrica ( $0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )
S	Constante solar ( $1.367 \text{ W m}^{-2}$ )
K	Constante de Von Karman
$\rho$	Densidade do ar ( $\text{kg m}^{-3}$ )
dr	Distância Relativa Terra Sol
dT	Diferença de Temperatura
$\epsilon_a$	Emissividade atmosférica
$\epsilon_{NB}$	Emissividade do infravermelho próximo (termal)
$\epsilon_0$	Emissividade de cada pixel (-)
EA	Erro absoluto
ER	Erro relativo
REQ	Raiz do erro quadrático
G	Fluxo de calor no solo ( $\text{W m}^{-2}$ )
LE	Fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ )
LEfrio	Fluxo de calor latente no pixel frio ( $\text{W m}^{-2}$ )
H	Fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ )
H <sub>quente</sub>	Fluxo de calor sensível no pixel quente ( $\text{W m}^{-2}$ )
$\Delta$	Gradiente de curva de pressão de vapor na saturação ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ )

dT	Gradiente de temperatura (°C)
K	Kelvin
ha	Hectare
IV	Infravermelho
Kri	Irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera
$\rho$	Massa específica
m	Metro
$m\ s^{-1}$	Metro por segundo
$MJ\ m^{-2}$	Mega Joule por metro quadrado
$mm\ mês^{-1}$	Milímetro por mês
$mm\ d^{-1}$	Milímetro por dia
ea	Pressão real de vapor d'água (kPa)
es	Pressão de saturação de vapor d'água (kPa)
P	Pressão atmosférica (kPa)
$kg\ m^{-2}$	Quilograma por metro quadrado
km	Quilômetro
kPa	Quilo Pascal
$R_S\downarrow$	Radiação de onda curta incidente ( $W\ m^{-2}$ )
$R_S^*$	Radiação de onda curta líquida ( $W\ m^{-2}$ )
$R_L\downarrow$	Radiação de onda longa incidente ( $W\ m^{-2}$ )
$R_L\uparrow$	Radiação de onda longa emitida ( $W\ m^{-2}$ )
$R_L^*$	Radiação de onda longa líquida ( $W\ m^{-2}$ )
$a_i$	Radiância espectral mínima
$b_i$	Radiância espectral máxima
$L_{\lambda i}$	Radiância espectral de cada banda
$\alpha_p$	Refletância da própria atmosfera
rah	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível
$r_s$	Resistência da superfície Rn Saldo de radiação ( $W\ m^{-2}$ )
$\tau_{sw}$	Transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar
$\tau$	Transporte de momentum
$T_{sup}$	Temperatura da superfície (K)
$T_{ar}$	Temperatura do ar (°C)
UR	Umidade relativa do ar (%)

$u^*$	Velocidade de fricção na estação meteorológica
$u_2$	Velocidade do vento a 2 metros de altura ( $\text{m s}^{-1}$ )
$u_{200}$	Velocidade do vento a 200 metros ( $\text{m s}^{-1}$ )
$\text{W m}^{-2}$	Watts por metro quadrado

## 1. INTRODUÇÃO

A Amazônia é caracterizada por um mosaico de vegetações, condições edáficas distintas e por grandes corpos d'água que contribuem das mais diferentes formas para os processos biogeoquímicos e climatológicos dentro da região e tem a partir dessa mistura de variáveis seus efeitos em nível local e global. Historicamente, a região Amazônica é alvo de intervenções na tentativa de utilização de seus recursos em diferentes períodos, a partir dos primeiros aportes de europeus em terras brasileiras e se intensificou com as diversas tentativas de colonização e utilização da borracha encontrada na região, a partir de 1880 e projetos de colonização iniciados com a abertura de estradas a partir dos anos 1950 (Belém-Brasília) e 1970 (Transamazônica e a Rodovia Santarém-Cuiabá) com a criação de assentamentos com o incentivo para o desmatamento (FEARNSIDE, 2003; FOLEY et al., 2007; COCHRANE and LAURANCE, 2008; MEDVIGY et al., 2007; NEPSTAD et al., 2008).

Rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163) foi aberta no início da década de setenta, com a finalidade de ligar a Região Centro-oeste ao porto de Santarém. A justificativa original para a abertura da rodovia incluía a expansão da colonização agropecuária no lado do Mato Grosso e a ocupação do grande vazio demográfico entre os rios Xingu e Tapajós no lado paraense. Além disso, havia a expectativa de aproveitamento econômico dos ricos depósitos minerais (em especial, ouro) existentes na região de Itaituba-PA (MULLER, 2006).

A área de influência da BR-163 é, hoje, palco das maiores modificações da paisagem provocadas pelo homem na Amazônia. Um forte processo de fragmentação de biomas está em curso na região, concentrando altas taxas de desmatamento. No noroeste do Estado do Mato Grosso está localizado um dos pólos agropecuários em expansão mais produtivos do País – principalmente para a produção de soja, gado e madeira. Segundo MALHI et al. (2008) essas mudanças podem ocasionar uma diminuição da precipitação do período seco. Dos 23 modelos climáticos globais empregados pelo IPCC, em 2007, 50-70% predisseram uma substancial redução nos índices pluviométricos (acima de 20%) no período seco no leste da Amazônia sob cenário de gases de efeito estufa, 40% na Amazônia Central e 20% na ocidental. Além disso, redução da cobertura florestal leva a mudanças no processo de evaporação e do balanço de energia superficial, que promove a redução da precipitação no interior do país (BETTS et al., 2008).

A pavimentação da BR-163 é também defendida pelos movimentos sociais na expectativa de que a obra dinamize a economia local de municípios com graves problemas sociais, escassez de emprego, serviços sociais precários e infraestrutura incipiente. No entanto, esses movimentos sociais, em parceria com ONGs (Organizações não

Governamentais), reivindicam, em caráter prioritário, o combate à violência e à grilagem de áreas públicas, assim como a alocação de recursos financeiros no apoio a agricultura familiar e as populações tradicionais.

Ao longo da década de noventa, a expansão e consolidação do Complexo Agroindustrial, hoje mais conhecido como agronegócio, atingiu o Centro-Oeste de forma alarmante. A acentuada valorização da terra gerou uma forte demanda pela incorporação de novas terras, que avança no sentido Sul-Norte, resultando na rápida ocupação e desflorestamento do Norte do Mato Grosso, em um primeiro momento, e, mais recentemente, no avanço em direção às terras existentes ao longo do trecho paraense da BR-163 segundo o plano de desenvolvimento regional sustentável para área de influência da rodovia BR - 163 Cuiabá- Santarém, cujo grupo de trabalho interministerial fora criado pelo decreto de 15 de março de 2004.

Nas áreas florestais de praticamente toda a região paraense e amazonense da área de influência da BR-163, a superposição de pretensos direitos à posse produz um quadro de conflito fundiário que se avoluma com a chegada de migrantes e com a valorização de terras, e gera custos e benefícios extremamente assimétricos, agravando drasticamente um quadro social já caracterizado pela desigualdade.

Também os impactos ambientais e culturais desse processo massivo de expulsão das populações rurais pobres são dramáticos. Toda a região, mas em especial o Planalto Santareno e a calha norte do Rio Amazonas, onde a expulsão é mais intensa, são caracterizados pela imensa riqueza cultural e variedade de suas populações tradicionais. Todo o imenso conhecimento tradicional associado ao uso sustentável da mega diversidade biológica, de valor econômico ainda não estimado, pode se perder em poucos anos.

Santarém é também o segundo porto mais importante de embarque de madeira para exportação na Amazônia, devendo ganhar importância nos próximos anos devido ao crescimento da produção na região. A atividade florestal se concentra fortemente na região de Santarém, em especial na margem direita da BR-163, no lado oposto da Floresta Nacional - Flona Tapajós. Por sua vez na Flona Tapajós existe experiência de manejo florestal importante, incluindo um projeto piloto que foi o primeiro contrato de venda de madeira em terras públicas na Amazônia.

Nesse sentido, há preocupações quanto ao aumento do desflorestamento e a exploração predatória dos recursos florestais derivado desse asfaltamento, num contexto de ausência de políticas públicas coerentes para o desenvolvimento sustentável, como historicamente têm ocorrido na abertura e pavimentação de estradas na Amazônia. De fato, a



grande maioria do desflorestamento na Amazônia concentra-se nas margens das rodovias. Esse padrão de abertura de estradas tem contribuído também para a ocupação desordenada do território com aumento de conflitos fundiários e violência no campo.

Essas alterações no meio ambiente podem afetar a magnitude e a dinâmica das trocas de energia, massa e momentum que ocorrem entre a superfície e a atmosfera. A quantificação da densidade dos fluxos dos componentes do Balanço de Energia no nível do dossel permite avaliar importantes interações da vegetação com a atmosfera. E auxilia no entendimento dos processos de transferência de energia para a evapotranspiração (calor latente) e mudança de temperatura (calor sensível) do ar e do solo para uma vegetação sob certas condições ambientais (MEIRELLES, 2003).

Espera-se, portanto, que este trabalho possa contribuir com o embasamento acerca da distribuição de energia a fim de avaliar o impacto nestes fluxos devido às diferentes tipos de cobertura da superfície no entorno da BR 163. Produzindo dados adequados que irão ajudar tanto na construção do entendimento sobre aspectos do tempo e dinâmica dos fluxos de energia, os quais estão relacionados com as variáveis meteorológicas, que influencia na dinâmica espacial do uso da terra e produtividade, impactos ambientais, manejo florestal, sustentabilidade servindo como referência para elaboração de ações futuras que visem o manejo adequado dos recursos naturais no entorno da BR 163. Dados úteis de como as alterações no meio ambiente podem afetar a magnitude e a dinâmica das trocas de energia, massa que ocorrem entre a terra, à superfície e a atmosfera, que são respostas dos seguintes questionamentos:

- I) Como as diferentes coberturas e uso da terra ao longo da Rodovia BR – 163 modificam os processos de emissão e absorção de radiação solar, terrestre e fluxo de calor no solo?
- II) Qual o potencial de compensação da região sob a ótica da produção de umidade? Será que áreas de florestas conseguem suprir os efeitos provocados pelas ações antrópicas na região?
- III) Qual a influência das Unidades de Conservação na manutenção da evapotranspiração?

## **2. OBJETIVOS**

**2.1 Objetivo Geral:** Explicar de que maneira as diferentes coberturas e uso da terra na área de influência da BR 163 alteram os processos de emissão e absorção de radiação solar e terrestre, a dinâmica dos Fluxos de Energia e Massa na região Leste da Amazônia.

## 2.2 Objetivos Específicos:

**2.2.1 Objetivo específico I:** Aplicar o algoritmo SEBAL para calcular o albedo, radiação de ondas longas da superfície e fluxo de calor no solo (G) nas diferentes condições (classes) de superfície na área de influência da BR 163 utilizando Imagens do Sensor MODIS abordo do satélite TERRA.

**2.2.2 Objetivo específico II:** Analisar a média geral de fluxo de calor Sensível (H), Latente (LE), do solo (G), Evapotranspiração (ET), Razão de Bowen e Temperatura da Superfície para todas as classes identificadas na cena de estudo.

**2.2.3 Objetivo específico III:** Analisar LE e ET através do SEBAL em áreas de Unidades de conservação nas modalidades de Floresta Nacional, Reserva Extrativista, Reserva biológica e Área de Proteção Ambiental.

**2.2.4 Objetivo específico IV:** estimar as componentes do balanço de energia e radiação no sitio experimental do programa LBA (campo agrícola), a partir de dados do sensor TM (*Thematic Mapper*), inserir o modelo SEBAL, e validar os resultados obtidos com informações micrometeorológicas no mesmo local.

## 3. REVISÃO DA LITERATURA

### 3.1 Uso e cobertura da Terra na Amazônia.

A degradação das florestas e a queima de combustíveis fósseis são apontadas atualmente como as principais atividades antrópicas responsáveis pelo acréscimo de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) na atmosfera. Neste sentido, cresce o interesse pela compreensão e pelo monitoramento do uso/cobertura da terra e dos processos de desflorestamento, principalmente em regiões tropicais, visto as inúmeras evidências que remetem essas modificações aos acréscimos na emissão de gases do efeito estufa, com destaque para o dióxido de carbono, e a conseqüente mudança climática (CARREIRAS et al., 2006).

O aumento significativo da concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera induz a uma elevação da temperatura média global pelo aprisionamento de uma maior quantidade de radiação infravermelha termal emitida pelo sistema terra-atmosfera (MORTON et al., 2006). Assim, torna-se necessário compreender e monitorar tais processos, avaliando as

consequências e os impactos causados na biodiversidade do maior ecossistema de floresta tropical do planeta (PEREIRA, 2005).

De um modo geral, a grande maioria dos processos de desflorestamento subsidia a implantação da agropecuária e, em menor escala, as atividades madeireiras e a mineração. As áreas de ocorrência de desmatamento na Amazônia Legal Brasileira (ALB) são impulsionadas principalmente por obras de infraestrutura, como por exemplo, a construção de estradas. Empreendimentos que incentivam as atividades agrícolas na região, promovendo uma redução no custo do transporte de produtos agrícolas, também promovem aceleração nos processos de desmatamento.

De acordo com CARREIRAS et al. (2006), cerca de 46% da área da ALB atualmente utilizada para agricultura e pastagem era ocupada previamente por floresta tropical primária, enquanto cerca de 33% das áreas atualmente usadas para agricultura e pastagem eram ocupadas anteriormente por cerrado, o que evidencia o intensivo desflorestamento neste domínio. No restante, cerca de 19% correspondia a vegetação de transição entre diferentes classes e apenas 2% era constituído de outros tipos de cobertura vegetal. Atualmente, os estados da ALB que apresentam as maiores áreas de seus territórios ocupadas por agricultura e pastagens são os estados do Maranhão (61%), Tocantins (39,4%) e Mato Grosso (36,9%). Nos estados de Rondônia, Pará e Roraima as áreas territoriais ocupadas por agricultura e pastagem são iguais a 28,3%, 17,5% e 14,3%, respectivamente. Os estados da AL com as menores porcentagens de áreas com atividades agrícolas são o Amazonas (3,1%), Amapá (9,8%) e Acre (11,3%) (CARREIRAS et al., 2006).

De acordo com MORTON et al. (2006) a recente expansão da agricultura mecanizada nas fronteiras de floresta tropical e de cerrado tem causado uma aceleração nos processos de desflorestamento, evidenciando a contribuição do crescimento da produção agrícola nessa região para a degradação ambiental. Além da intensificação da produção agrícola.

### **3.2 Experimentos meteorológicos precursores na Amazônia**

Nos últimos vinte anos, diversos experimentos meteorológicos foram realizados na região amazônica com o objetivo de ampliar os conhecimentos relativos à interação entre o ambiente de floresta tropical e a atmosfera. O experimento *Amazonian Research Micrometeorological Experiment* (ARME), realizado durante os anos de 1983 a 1985, teve como objetivo a coleta de dados micrometeorológicos da partição de energia pela floresta amazônica e estimativas de evapotranspiração (SHUTTLEWORTH; MOLION, 1988). Posteriormente, entre 1985 a 1987, foi realizado o experimento *Amazonian*

*Boundary Layer Experiment* (ABLE) com o intuito de coletar dados da estrutura da atmosfera da região amazônica, a fim de estudar a liberação e o ciclo de gases e aerossóis da floresta (GARSTANG et al., 1990).

Visando a obtenção de dados dos fluxos de energia e dos elementos climáticos sobre as superfícies de floresta tropical e de pastagem, iniciou-se o projeto *Anglo Brazilian Amazonian Climate Observational Study* (ABRACOS), que teve a realização de missões de coleta de dados em épocas secas e úmidas em três localidades distintas da Amazônia, durante os anos de 1991 a 1995 (GASH; NOBRE, 1997). Campanhas intensivas para coleta de medidas envolvendo micrometeorologia (WRIGHT et al., 1992) e mudanças da umidade do solo (TOMASELLA; HODNETT, 1997) também foram realizadas nestes sítios entre os anos de 1990 e 1994.

### **3.3 O Programa LBA**

O Programa LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera Atmosfera na Amazônia) foi concebido em 1998 e se trata de uma iniciativa de pesquisa internacional, liderada pelo Brasil, cujas observações e análises foram planejadas com vistas a ampliar a base de conhecimentos sobre a Amazônia em seis áreas: Física do Clima, Armazenamento e Trocas de Carbono, Biogeoquímica, Química da Atmosfera, Hidrologia, e Uso da Terra e Cobertura Vegetal. No que diz respeito à Física do Clima, os estudos meteorológicos e hidrológicos têm sido realizados em escalas espaciais de tamanhos variados, incluindo desde diminutas áreas experimentais até toda a bacia amazônica, com ênfase na determinação e compreensão das variações espaciais e temporais dos fluxos de energia e de água (CORREIA, 2005; VILANI et al., 2006).

Nos últimos anos, a tecnologia de medidas de fluxos desenvolveu-se de maneira gradativa, de modo que se tornou viável monitorar fluxos continuamente por períodos de vários anos. Isso permite o estudo da variabilidade interanual e a resposta detalhada do ambiente aos eventos climáticos extremos, tais como o El Niño e La Niña (NOBRE et al., 2007). A estratégia do LBA consiste em usar essa tecnologia em torres micrometeorológicas instaladas sob diferentes superfícies para fazer medidas de longo período nos estados de Rondônia, Amazonas, Tocantins, Pará e no Distrito Federal. Os dados gerados têm sido utilizados para definir o estado presente do sistema amazônico e sua resposta a perturbações atuais, os quais são complementados com resultados de modelos numéricos para proporcionar um melhor entendimento mudanças futuras (OLIVEIRA, 2008; ARTAXO NETTO, 2012).

### 3.4. O SEBAL

O SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), proposto por BASTIAANSEN et al. (1998), modificado posteriormente por Allen et al. (2002) vem sendo utilizado por vários pesquisadores em diversas partes do mundo, tais como: BASTIAANSEN et al. (1998); BASTIAANSEN (2000); DROOGERS e BASTIAANSEN (2002); AHMAD e BASTIAANSEN (2003); SILVA et al. (2005); PAIVA, (2005); TASUMI et al. (2005); SILVA e BEZERRA (2006); MEIRELLES (2007); FOLHES (2007); BEZERRA et al. (2008); TEIXEIRA et al (2009a) e TEIXEIRA et al (2009b); MOREIRA (2014) e RIBEIRO et al (2015).

O algoritmo SEBAL necessita de um número reduzido de dados de superfície como radiação solar global imagens de satélite com bandas visível, infravermelho próximo, infravermelho termal, velocidade do vento e temperatura do ar (BASTIAANSEN et al., 1998; BASTIAANSEN, 2000). Adicionalmente, o autor propõe o emprego de poucas relações e suposições empíricas que representam as questões do fluxo de calor no solo, da emissividade da superfície e dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica para o transporte de momentum e calor.

O SEBAL pode ser usado na determinação dos mapas de evapotranspiração para grandes áreas. Ele é processado por meio de rotinas computacionais que predizem um balanço completo da radiação e de energia ao longo da superfície da Terra. A base teórica do SEBAL utiliza imagens obtidas a bordo dos satélites orbitais passivos (Landsat e TERRA). No entanto, a teoria é independente do tipo de satélite e o uso do algoritmo SEBAL pode ser aplicado para outras imagens de satélites, desde que possibilitem o cômputo do albedo e temperatura da superfície (BASTIAANSEN, 2000).

De acordo com COMPAROÉ et al. (2008), o SEBAL se destaca entre os demais algoritmos pelas seguintes razões: (1) Consiste em um algoritmo baseado fisicamente em análises de imagens de satélite e requer um mínimo de informações meteorológicas; (2) Faz uso de um grande número de variáveis ambientais e não as assume constantes espacialmente como é feito em muitos outros métodos.

De maneira geral o SEBAL compreende diversas etapas, sendo o balanço de radiação ( $R_n$ ) que é o primeiro componente do balanço de energia a ser obtido pelo modelo. Em seguida, é possível se obter o fluxo de calor no solo ( $G$ ) em função de  $R_n$ , índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI), albedo e temperatura da superfície. Em subsequência, o modelo permite a obtenção do fluxo de calor sensível ( $H$ ), um dos passos do SEBAL que requer maior atenção (SANTOS, 2009), especialmente na escolha dos *pixels* que se referem às

condições extremas de temperatura e umidade da área de estudo, denominada de *pixel* frio e *pixel* quente.

De acordo com Bastiaanssen (1995), o *pixel* frio deve ser escolhido sobre um corpo de água. Nesse *pixel*, encontra-se baixo valor de temperatura da superfície e a maior parte da energia disponível é utilizada para os processos de evaporação. Já o *pixel* quente ou seco deve ser selecionado em uma área de solo exposto e seco. No *pixel* quente a temperatura da superfície é alta e o NDVI é baixo. Nesse *pixel*, como o solo está seco e praticamente não há presença de vegetação, a maior parte da energia disponível à superfície é utilizada para aquecimento do ar e do solo. Outro ponto importante se refere à estimativa do gradiente de temperatura, que é a diferença entre a temperatura da superfície e a temperatura do ar. Para a obtenção da temperatura da superfície através das imagens orbitais da região termal é necessário utilizar técnicas de correção dos efeitos atmosféricos. De um modo geral, a correção atmosférica depende da realização de lançamentos de radiossondagens simultâneas às passagens do satélite na área de interesse. Essas medições de radiossondagens nem sempre estão disponíveis, desta forma o SEBAL admite uma relação linear positiva entre o gradiente de temperatura e a temperatura da superfície (BASTIAANSSEN et al., 1998a).

O cálculo do fluxo de calor sensível no SEBAL é realizado, então, de maneira iterativa, onde a primeira estimativa de H é realizada assumindo-se uma atmosfera neutra. A correção da estabilidade atmosférica é feita através do coeficiente de similaridade de Monin-Obukhov em cada *pixel* da imagem (BASTIAANSSEN et al., 1998a), que é assimilado pelo processo iterativo a fim de permitir a geração de H corrigido para as condições de estabilidade e instabilidade atmosférica.

Uma das últimas etapas do SEBAL é a estimativa do fluxo de calor latente, que é computado instantaneamente considerando o resíduo da equação do balanço de energia. Conhecendo-se a densidade de fluxo de calor latente é possível a obtenção da evapotranspiração real na região de interesse. No modelo SEBAL o cálculo da Etr é realizado através da fração evaporativa obtida no momento da passagem do satélite, e considerada constante durante o dia (BASTIAANSSEN, 2000).

Com relação à precisão do SEBAL em suas estimativas, Bastiaanssen et al. (1998b) afirmam que a precisão desse algoritmo varia em função da escala espacial e do tipo de superfície, alterando-se com a heterogeneidade da superfície e com o tamanho do *pixel*. Conforme Nicácio (2008) a qualidade destas estimativas também é dependente de melhorias nas parametrizações e conseqüente calibração das equações utilizadas no SEBAL para diferentes biomas do Brasil.

### 3.5 Satélite TERRA

O satélite TERRA, também denominado EOS-AM 1, foi concebido pelo programa *Earth Observing System* (EOS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) para auxiliar os estudos das complexidades das mudanças globais. Este programa refere-se a uma missão multinacional de parceria entre as agências aeroespaciais do Canadá e do Japão (YAMAGUCHI et al., 1998) e visa contribuir para pesquisas envolvendo a dinâmica atmosférica global e suas interações com as superfícies terrestre e oceânica. O satélite TERRA foi lançado no ano de 1999 e começou a coletar dados em 2000, com o horário de passagem às 10h30 da manhã no Equador (ANDERSON et al., 2003). A bordo do satélite TERRA encontram-se cinco sensores: ASTER, CERES, MISR, MODIS e MOPITT (JUSTICE et al., 1998).

#### 3.5.1 Sensor MODIS

O sensor MODIS foi desenvolvido pela *Goddard Space Flight Center* (GSFC/NASA) e possui um sistema de imageamento com trinta e seis bandas espectrais, as quais abrangem as faixas do visível ao infravermelho termal. O período de revisita é diário para as latitudes acima de 30° e de dois dias para as latitudes inferiores a 30° (ZHAN ET al., 2002). A Tabela 01 apresenta as principais características técnicas referentes a este sensor.

**Tabela 01** – Principais Características técnicas do sensor MODIS

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
<b>MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)</b>	1	620 - 670 nm	250 m	1 a 2 dias	2330 x 5000 Km	12 bits
	2	841 - 876 nm				
	3	459 - 479 nm	500 m	1 a 2 dias	2330 x 5000 Km	12 bits
	4	545 - 565 nm				
	5	1230 - 1250 nm				
	6	1628 - 1652 nm				
	7	2105 - 2155 nm	1000 m	1 a 2 dias	2330 x 5000 Km	12 bits
	8 a 36	405 - 14385 nm				

Fonte: Adaptada de Anderson et al. (2003).

Tais características fazem do MODIS um instrumento de grande utilidade para o entendimento do sistema ambiental do globo terrestre, bem como das implicações provocadas pelos impactos antrópicos ao sistema ambiental (RUDORFF et al., 2007),

#### 3.5.2 Produtos MODIS

Os dados do sensor MODIS são disponibilizados na forma de produtos, gerados por algoritmos específicos, em variadas resoluções espaciais e temporais. Além de dados que

compreendam apenas informações diárias, ou seja, no instante da passagem do satélite, também há a possibilidade de se adquirir composições referentes a oito, dezesseis e trinta dias, extremamente interessantes para áreas em que há forte interferência de variantes naturais (JUSTICE et al., 1998). Estes dados recebem denominações específicas (p.e. MOD44) e podem ser obtidos gratuitamente através do endereço <https://lpdaac.usgs.gov/>. Os produtos são divididos em cinco níveis (0 a 4) e variam em função do grau de processamento. É possível se obter produtos, por exemplo, de Anomalias termais, fogo e queima de biomassa (MOD14); Índices de vegetação (MOD13); Reflectância de superfície (MOD09); e Temperatura da superfície e emissividade (MOD11).

### 3.6. Sensor TM (*Thematic Mapper*) do Landsat 5

A série Landsat Iniciou-se no final dos anos 60, a partir de um projeto desenvolvido pela Agência Americana dedicado exclusivamente à observação dos recursos naturais terrestres. O primeiro satélite da série começou a operar em 1972 e a última atualização ocorreu em 1999 com o lançamento do Landsat 7. Contudo, a partir de 2003 o Landsat 7 passou a apresentar problemas, assim, o landsat 5 tornou-se o único satélite regularmente em operação.

O Landsat 5 foi desenvolvido pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e lançado em março de 1984. Foi operado inicialmente pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Em setembro de 1985, a operação do Landsat 5 foi passada para uma companhia privada, a EOSAT (*Earth Observation Satellite Company*), agora conhecida como “*Space Imaging*”. Em julho de 2001, o Landsat 5 foi devolvido com seus arquivos de imagem completos ao Governo dos Estados Unidos para ser operado pela USGS (*United States Geological Survey*). As características orbitais do Landsat 5 estão representadas na tabela 02.

**Tabela 02** – Características orbitais do satélite Landsat 5.

Órbita	705 km, síncrona com o sol, quase polar o que permite cobertura entre 81° N e 81° S.
Velocidade	7,7 km/s
Peso	2 toneladas
Largura da faixa imageada	185 km
Resolução Espacial	30 m (5 bandas), 120 m (1 banda) no nadir.
Cobertura de repetição	16 dias
Resolução radiométrica	8 bits
Tempo de obtenção de uma cena	24 segundos

Fonte: INPE (2008).



CHANDER e MARKHAM (2003) relatam que depois de mais de 22 anos de serviço o sensor TM do Landsat 5 continua operando bem. Entretanto, o método de calibração foi degradada com tempo, com isso, estes pesquisadores apresentam os coeficientes de calibração atualizados. Além disso, possibilitaram aos usuários dados TM do Landsat 5, métodos e parâmetros para converter os números digitais (DNs) dos dados da imagem para informações úteis como: radiância espectral ( $L\lambda$ ), reflectância planetária ou refletância no topo da atmosfera (TOA) e estimativa da temperatura da superfície ( $T_s$ ). O quadro abaixo mostra as principais aplicações das bandas do sensor TM (Mapeador Temático) do Landsat 5).

**Tabela 03** - Apresentação das bandas do sensor TM do Landsat 5 com seus respectivos intervalos espectrais e sua principais características e aplicações. Fonte: INPE (2008)

<b>Banda</b>	<b>Intervalo espectral (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>Principais Características e aplicações das bandas TM do Satélite Landsat 5</b>
1	0,45 a 0,52	Apresenta grande penetração em corpos de água, com elevada transparência, tornando possível estudos batimétricos. Sofre absorção pela clorofila e pigmentos fotossintéticos auxiliares (Carotenóides). Apresenta Sensibilidade a plumas de fumaça oriundas de queimadas ou atividade industrial. Pode Apresentar atenuação pela atmosfera.
2	0,52 a 0,60	Sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de qualidade e quantidade. Boa penetração em corpos d'água.
3	0,63 a 0,69	Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal, favorecendo a diferenciação de espécies vegetais. Permite o mapeamento da drenagem através da visualização da mata galeria e entalhe dos cursos dos rios em regiões com pouca cobertura vegetal. É a banda mais utilizada para delimitar a mancha urbana, incluindo identificação de novos loteamentos. Permite a identificação de áreas agrícolas.
4	0,76 a 0,90	Os Corpos de água absorvem muita energia nesta banda e ficam escuros, favorecendo o mapeamento da rede de drenagem e o delineamento de corpos d'água. A vegetação verde, densa e uniforme, reflete muita energia nesta banda, aparecendo bem clara nas imagens. Possui sensibilidade à rugosidade da copa das florestas (dossel florestal) à morfologia do terreno, possibilitando a obtenção de informações sobre a geomorfologia do terreno, solos e geologia. Permite a visualização de áreas ocupadas com macrófitas aquáticas (ex.: aguapé). Permite a identificação de áreas agrícolas.
5	1,55 a 1,75	Sensibilidade ao teor de umidade das plantas, servindo para observar estresse na vegetação, causado por desequilíbrio hídrico. Possui também sensibilidade à rugosidade do dossel florestal. Permite o mapeamento de áreas com vegetação queimada e a identificação de áreas agrícolas. Esta banda sofre perturbações em caso de ocorrer excesso de chuva antes da obtenção da cena pelo satélite.
6	10,4 a 12,5	Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades térmicas de rochas, solos, vegetação e água.
7	2,08 a 2,35	Sensibilidade à morfologia do terreno, o que propicia a obtenção de informações sobre geomorfologia, solos e geologia. Esta banda serve também para identificar minerais com íons hidroxilas. Potencialmente favorável à discriminação de produtos de alteração hidrotermal.

### **3.7 Estimativas das componentes do balanço de energia nas torres micrometeorológicas.**

#### **3.7.1 Teoria da Turbulência**

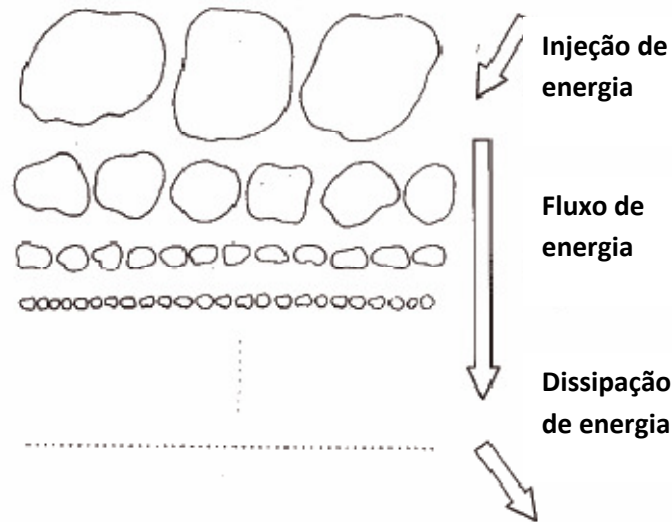
Os forçantes que geram a turbulência na Camada Limite Atmosférica (CLA) originam-se na própria superfície. Dentre eles destaca-se a Turbulência Térmica e está associada com efeitos de fluatibilidade ou empuxo do ar gerada pelo aquecimento solar durante o período diurno. Outro forçante que também gera turbulência chama-se Turbulência Mecânica ou Forçada originada através do cisalhamento do vento causada pela fricção do ar, assim como escoamento de ar sobre obstáculos. Tal efeito se distribui em toda a extensão da Camada Limite Atmosférica, embora tenha maior importância na superfície (OLIVEIRA, 2001)

O conhecimento detalhado de escoamentos turbulentos é de interesse tanto da mecânica de fluidos quanto da física teórica, pois a maioria dos escoamentos encontrados na natureza é turbulenta. Mas, ainda hoje, definir turbulência é difícil. Pode-se visualizá-la como uma superposição de vórtices com diferentes escalas espaciais e temporais, transferindo energia de um vórtice para outro de forma irregular (STULL, 1988).

Essas transferências são responsáveis pelas trocas de momentum, calor e umidade entre superfície-atmosfera e são afetadas por várias escalas dos processos atmosféricos, que controlam, principalmente, as transformações e mudanças de energia nos processos dinâmicos, de interação térmica, evaporação e também, de transportes de poluentes (FOKEN 2008)

Segundo Foken (2008) os vórtices turbulentos podem ser pensados como parcelas de ar com grandes características termodinâmicas. Os Vórtices turbulentos recebem energia do movimento de média escala e fornecem a energia por um processo em cascata para vórtices menores os quais dissipam Energia Cinética Turbulenta (ECT) na forma de calor quando desaparecem. A distribuição característica dos vórtices turbulentos acontece de acordo com seu tamanho é representada pelo espectro de turbulência: O espectro de turbulência é um campo da distribuição de Energia ECT dos Vórtices turbulentos de acordo com seu comprimento de onda ou frequência. Dependendo da frequência, a distribuição é classificada como macro, meso ou micro turbulência

**Figura 01** – Processo de cascata de elementos turbulentos (adaptado de FISCH, 1995).



As transferências de energia dos vórtices turbulentos são responsáveis pelas trocas de calor, umidade vento e  $\text{CO}_2$  entre a atmosfera chamado de fluxos turbulentos. O cálculo desses fluxos de calor ( $H$  e  $LE$ ) podem ser obtidos usando os gradientes verticais de temperatura  $T$  e umidade específica  $q$ , respectivamente e pelo coeficiente de difusão turbulenta. O fluxo de  $H$  descreve o transporte turbulento de calor na atmosfera. É a porção de calor total associado com a mudança de temperatura (STULL, 2000), ou seja, varia com o resultado da diferença de temperatura entre a superfície e o ar acima dela. O fluxo de ( $LE$ ) descreve o transporte vertical de vapor d'água e o calor exigido para evaporação gasta na atmosfera. Esses fluxos são importantes na determinação do ciclo hidrológico, desenvolvimento da camada limite, tempo e clima, uma vez que um padrão regional de precipitação dentro da Amazônia está relacionado aos padrões de grande escala de evaporação. A equação desses fluxos de calor ( $H$  e  $LE$ ) se desenvolve a partir da equação 1 abaixo.

$$F_c = \overline{w\rho_c} \quad \text{Eq. (1)}$$

Esta é a equação representa um fluxo de uma grandeza escalar  $c$  qualquer, onde  $w$  é a velocidade do vento,  $\rho_c$  é a concentração do escalar  $c$ , e a barra horizontal sobreposta ao produto destas variáveis representa a média temporal em um determinado intervalo de tempo. O método de covariância de vórtices turbulentos (CVT) é um princípio de determinação direta dos fluxos, que calcula a correlação entre os desvios temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento com desvios temporais da velocidade do vento horizontal (fluxo de momentum), ou das propriedades de transferidas na natureza com a temperatura do ar (fluxo de  $H$ ), da umidade do ar (fluxo de  $LE$ ) e da concentração de  $\text{CO}_2$  (fotossíntese e

respiração). Entretanto, devido a bastantes flutuações observadas nas medidas de velocidade do vento, temperatura e concentração, usualmente essas variáveis são expressas como a soma de uma componente média e outra flutuante (BALDOCHI *et al*, 1988; MONCRIEFF *et al*, 1997 *apud* AGUIAR, 2005).

Esse processo é conhecido como decomposição de Reynolds. Segundo SILVA (2000) Reynolds deixou uma importante contribuição no estudo da turbulência, pois propôs representar os valores de todas as quantidades dinâmica do fluxo turbulento como uma soma das componentes médias e turbulentas.

$$X = \bar{X} + X' \quad \text{ou} \quad x = \bar{x} + x'$$

Estas quantidades obedecem algumas propriedades de média, que são as Regras de Reynolds, a saber:

- 1) A média das médias é igual a média:  $\overline{\bar{X}} = \bar{X}$  ;
- 2) A média das flutuações é zero:  $\overline{X'} = 0$  ;
- 3) A média da soma é igual a soma das médias:  $\overline{X + Y} = \bar{X} + \bar{Y}$  ;
- 4) A multiplicação:  $\overline{X \cdot Y} = \bar{X} \cdot \bar{Y}$  ;
- 5) A derivada:  $\frac{\partial \bar{X}}{\partial \xi} = \frac{\partial \bar{X}}{\partial \xi}$  ;
- 6) A integral:  $\int \overline{Xd\xi} = \int \bar{X}d\xi$  .

Aplicando esse procedimento às variáveis  $w$  e  $\rho_c$  obtém-se:

$$w = \bar{w} + w' \tag{Eq. (2)}$$

$$\rho_c = \bar{\rho}_c + \rho_c' \tag{Eq. (3)}$$

Onde  $\bar{w}$  é o valor médio da velocidade vertical do vento,  $\bar{\rho}_c$  é o valor médio da concentração de escalar  $c$  e  $w'$  e  $\rho_c'$  representam as flutuações em relação à média das suas respectivas componentes. Retomando a equação 1 e substituindo as equações 2 e 3, tem-se:

$$F_c = \overline{(\bar{w} + w')(\bar{\rho}_c + \rho_c')} \tag{Eq. (4)}$$

Desenvolvendo a equação 4, obtém-se:

$$F_c = \overline{\bar{w}\bar{\rho}_c} + \overline{\bar{w}\rho_c'} + \overline{w'\bar{\rho}_c} + \overline{w'\rho_c'} \tag{Eq. (5)}$$

Pela Lei de conservação de massa a média da velocidade vertical do vento  $\bar{w}$  é nula,

e os termos que têm apenas um componente flutuante, por definição, também têm a média de todas as suas flutuações nula, o fluxo turbulento de uma grandeza escalar  $c$  pode ser escrita como:

$$F_c = \overline{w' \rho_c'} \quad \text{Eq. (6)}$$

Onde  $w'$  representa a variação da componente vertical da velocidade do vento em relação à sua média, o termo  $\rho_c'$  representa a variação da concentração de um escalar  $c$  qualquer em relação à sua média.

$$H = \rho C_p \overline{w' T'} \quad \text{Eq. (7)}$$

$$LE = \rho \lambda \overline{w' q'} \quad \text{Eq. (8)}$$

A técnica de covariância de vórtices é usada extensivamente para estudar transferência turbulenta acima da cobertura das plantas (SAKAI *et al*, 2001). O uso desta técnica é satisfatório para se obter resultados de flutuação em dias ou condições estáveis fracas, entretanto, nos últimos anos, tem se discutido as incertezas e os possíveis erros nas medidas de fluxos usando esta técnica. Ela se mostra falha em prever os fluxos com precisão quando a turbulência for intermitente (ACEVEDO *et al*, 2004). Para o caso de superfície relativamente homogênea como pastagem, nas noites calmas, essa problema ocorre devido a uma inversão de temperatura que se desenvolve próximo ao chão fazendo com que a mistura desapareça em poucos instantes (ACEVEDO *et al*, 2004).

Com isso, para o caso de mistura fraca, vários critérios de filtragem dos dados foram sugeridos para aplicação acima de superfícies rugosas, como florestas. Uma delas é a correção  $u^*$  (GOULDEN *et al*, 1996), nesta correção substitui-se dados das noites calmas por noites mais turbulentas para uma situação onde as temperaturas do solo sejam semelhantes. Entretanto, esta técnica era desenvolvida para medidas de transferência em superfícies rugosas, como florestas. Esta correção frequentemente costuma superar esta dificuldade, mas em condição de superfície desmatada, esta correção mostra-se falha.

No LBA (Programa de Grande escala da Biosfera Atmosfera na Amazônia), medidas de fluxo estão sendo feitas em florestas e no sitio de pastagem. Em local de floresta, (GOULDEN *et al*, 2002), informaram que 70% de observações noturnas caíram abaixo de um  $u^* < 0.2 \text{ ms}^{-1}$  critério durante a estação úmida, e 77% durante a estação seca. Além disso, (Miller *et al*, 2003) verificaram que dependendo do filtro  $u^*$  utilizado, uma floresta pode variar de sumidouro para fonte de carbono líquido.

Os problemas mais severos em estimar troca de carbono líquida acontecem em locais

com menor vegetação onde existe uma preponderância das noites tranquilas. Para campo desmatado, como pastagem, segundo (SAKAI *et al*, 2004) essa percentagem foi um pouco maior, cerca de 98 % do tempo a velocidade de fricção é menor de  $0.2\text{ms}^{-1}$ , e 82% é menor que  $0.08\text{ms}^{-1}$ . Neste caso o desmatamento realça a perda de radiação na superfície formando uma camada termicamente estratificada muito estável. Dessa forma, reduz as trocas noturnas de tal forma que a técnica de Covariância de Vórtices normalmente usada se torna incapaz de fornecer boas estimativas das taxas de respiração da superfície.

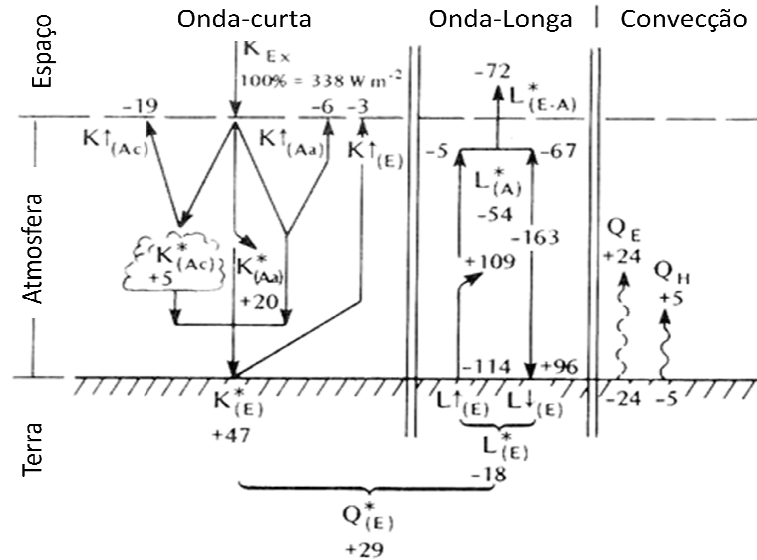
VICKERS e MAHRT (2006) ultimamente desenvolveram um método baseado na decomposição de Multiresolução do fluxo de calor para identificar o tamanho ideal desta janela de maneira a minimizar a influência dos movimentos de mesoescala em situações estáveis. Uma vez que a resposta destas variáveis aos eventos de mesoescala são diferentes (MAHRT *et al*, 2001). Para CAMPOS (2008) a decomposição de um sinal em *wavelet* significa efetuar medias temporais com escalas de tempo de comprimento variável ao longo das séries dos fluxos de superfície.

Contudo, o método de correlação de vórtices turbulentos transformou-se na técnica padrão de medidas de fluxo em nível de dossel das plantas e vem sendo aplicado desde 1996 sendo utilizado em quinze diferentes localidades na Europa, através da rede EUROFLUX (foi um projeto de três anos que coletaram medidas de fluxos de dióxido de carbono, vapor de água, e troca de energia em uma variedade de sites na Europa), assim como em diferentes sítios experimentais distribuídos no mundo através da rede FLUXNET (FLUXNET é uma rede global de sites torre micrometeorológica que usam métodos de covariância de vórtices turbulentos para medir as trocas de dióxido de carbono, vapor de água e energia entre a biosfera e a atmosfera). Sendo reconhecido como a forma mais confiável e direta para monitorar os comportamentos desses fluxos a curto, médio ou longo prazo em diferentes ecossistemas (MALHI *et al*, 1998).

### **3.7.2 Balanço de energia na superfície**

A energia disponível no sistema terra-atmosfera é, quase na sua totalidade, originada da energia radiante emitida pelo Sol (figura 02). Essa radiação incidente no topo da atmosfera pode ser absorvida por constituinte atmosféricos, refletidas por estes de volta ao espaço, refletida novamente pela atmosfera em direção à terra, ou recebida diretamente na superfície.

**Figura 02** – Diagrama esquemático da distribuição anual média da energia solar no sistema Terra-Atmosfera, onde os valores são expressos como percentagens da média anual de radiação incidente no topo da atmosfera  $\overline{K_i}$ . Adaptado de Oke (1987).



O valor médio de energia que chega ao topo da atmosfera ao longo de um ano  $\overline{K_i}$  é de  $342 \text{ Wm}^{-2}$  (ROTTY & MITCHELL, 1974). Na figura 03 é possível observar contribuição média de cada um dos processos citados acima em valores percentuais de  $\overline{K_i}$ . O Balanço radiativo médio de onda curta é o seguinte:

**Figura 03**– Valores médios dos componentes do balanço de radiação de onda curta (adaptado de ACEVEDO, 2003).

$\overline{K_i}$	$K \uparrow_{nuvens}$	$K \uparrow_{atm}$	$K^*_{nuvens}$	$K^*_{atm}$	$K \uparrow_{Terra}$	$K^*_{Terra}$
100	19	6	5	20	3	47

Do total incidente do topo da atmosfera, 19% são refletidos diretamente de volta ao espaço por nuvens e 6% são refletidos pelos demais constituintes atmosféricos. Estes, por sua vez, são melhores absorvedores de onda curta (20 %) que as nuvens (5%). Do total que chega à superfície da Terra, 3 % são diretamente refletidos e 47% absorvidos.

A emissão de energia pela superfície terrestre pode ser calculada através da Lei de Stefan-Boltzmann:

$$E = \varepsilon \sigma T_0^4 \tag{Eq.(9)}$$

Onde  $\sigma$  é a constante de Stefan-Blotzmann, e vale  $5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ , e  $\varepsilon$  é a

emissividade do corpo e tem valor próximo à unidade. Do ponto de vista observacional, o balanço mais importante é o superficial, pois é na superfície que o ser humano vive e faz as suas medidas. As componentes desse balanço são:  $R_{s\downarrow}$  (radiação incidente de onda curta),  $R_{s\uparrow}$  (radiação de onda curta refletida pela superfície),  $R_{L\downarrow}$  (radiação de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície),  $R_{L\uparrow}$  (radiação emitida pela superfície em onda longa).

A soma desses quatro componentes determina a radiação líquida ( $R_n$ ) e o balanço radiativo superficial, como mostra a equação 10. A evolução típica da radiação líquida é positiva durante o dia, quando é dominada por  $R_{s\downarrow}$ , e negativa durante a noite, quando só existem as componentes de onda longa.

$$R_n = (R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}) + (R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}) \quad \text{Eq. (10)}$$

Dependendo do tipo de superfície, apenas as partes que partem da superfície ( $R_{s\uparrow}$  e  $R_{L\uparrow}$ ) têm seus valores alterados. Entretanto, elas tendem a se compensar, de forma que não há variação significativa do saldo de radiação para locais diferentes, ou seja, superfícies nas quais o albedo é maior (maior  $R_{s\uparrow}$ ) absorvem menos energia em onda curta, se aquecendo menos e emitindo menos  $R_{L\uparrow}$ , forma a reduzir a variabilidade de  $R_n$

A distribuição de radiação solar é quem determina a maioria dos fenômenos no sistema terra-atmosfera e tem grande importância na determinação das taxas de fotossíntese e evapotranspiração. O saldo de radiação, resultante do balanço de radiação de ondas longas e curtas, impulsiona alguns processos físicos e é utilizado para aquecer a superfície e o ar acima dela ou para fornecer energia para evaporar a água do solo e da vegetação (BASTABLE *et al*, 1993).

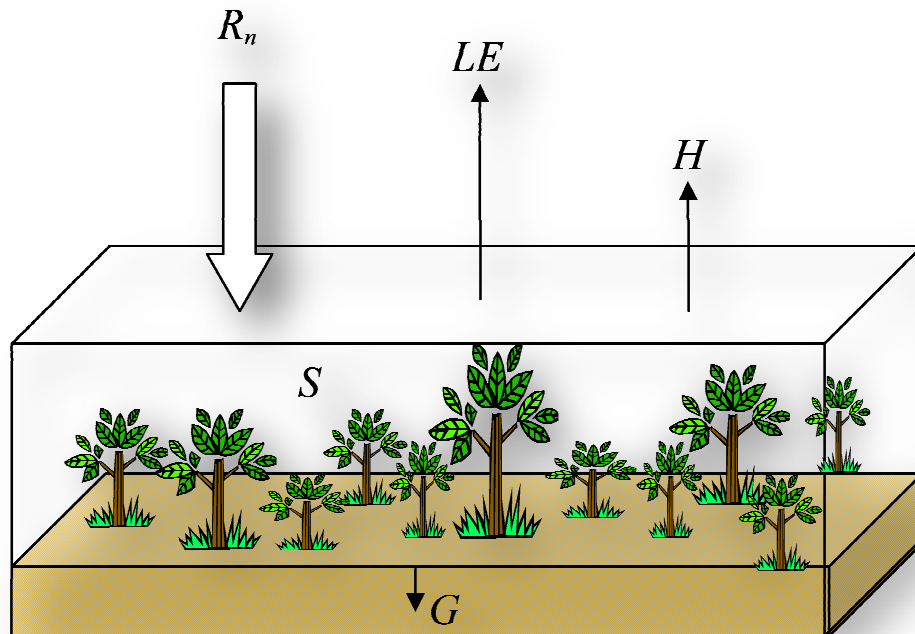
O método de balanço de energia é constituído, essencialmente, na partição do saldo de radiação nos fluxos de LE de evapotranspiração e nos fluxos de H no ar e no solo (equação 11). A transferência de calor para níveis mais baixos do solo (G) é um processo molecular, que ocorre por condução e fica restrito a pequenas profundidades.

Em certos momentos, os fluxos de H podem passar de consumidores para doadores de energia para o processo evapotranspirativo (SILVA, 2003). O balanço de energia varia de diversas maneiras dependendo do tipo de superfície.

$$R_n = H + LE + G \quad \text{Eq. (11)}$$



**Figura 04** - Ilustração esquemática das trocas de energia no sistema solo-vegetação-atmosfera que ocorrem num volume de controle, durante o ciclo diurno, em períodos sem a ocorrência de precipitação pluviométrica. Cortesia: Augusto Michiles.



Dependendo da região em estudo, outros termos podem ser acrescentados, como o efeito da advecção (GIELOW *et al*, 2000), energia armazenada na biomassa (GALVÃO & FISCH, 2000; MOORE & FISCH, 1986) e energia utilizada no processo fotossintético (LEITÃO, 1989), ou substituídos, como é o caso do fluxo de calor no solo que substitui o armazenamento de calor na lâmina de água em condições de cheias (BURBA *et al*, 1999).

Segundo Silva (2003) o balanço de energia das superfícies vegetadas permite dimensionar as trocas de massa e energia no solo-planta-atmosfera, por meio do estudo da partição do saldo de radiação nos diversos processos que ocorrem na cultura. O método permite avaliar as alterações no microclima da vegetação em função dos estágios de desenvolvimento da cultura e em função das condições do solo e da atmosfera

Encontrar um bom fechamento do balanço de energia proporciona confiabilidade nos dados medidos e indica que todos os sistemas se encontram com desempenho satisfatório. Isso possibilita avaliar a qualidade dos dados de fluxo de energia obtidos pelo método de covariância de vórtices turbulentos, pois como as medidas do saldo de radiação, do fluxo de calor no solo, da energia armazenada na biomassa e no dossel e dos fluxos de LE e sensível

são realizadas por métodos diferentes, o fechamento do balanço indica que está havendo concordância entre as medidas.

A razão entre o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) foi proposta por Bowen (1926) e Soares et al. (2003) como forma de estudar a partição da energia disponível, sendo uma metodologia amplamente empregada e estudada para diversas culturas e localidades (OLIVEIRA et al. 2000; SOARES et al. 2003; SILVA, 2003) isto é:

$$\beta = H / LE \quad \text{eq. 12}$$

Assim, se  $\beta$  for maior que a unidade, H será maior que LE. Logo, a maior parte do calor transferido para a atmosfera estará na forma de calor sensível. Se  $\beta$  for igual à unidade, a entrada de calor na atmosfera é feita de maneira equitativa entre H e LE. Se  $\beta$  for menor que a unidade, LE será maior que H e o calor que é fornecido para a atmosfera é principalmente na forma de calor latente. Isto não contribui diretamente para o aquecimento da baixa atmosfera, mas pode aumentar sua umidade e/ou temperatura potencial virtual. Se  $\beta$  tende a zero, uma livre evapotranspiração superficial é indicada. Valores negativos de  $\beta$  indicam que os dois fluxos têm sinais diferentes. Isto é comum à noite, quando H ocorre em direção à superfície (negativo) e E é para fora da superfície (positivo).

O valor de  $\beta$  depende, fundamentalmente, das condições hídricas da superfície. Se a superfície estiver umedecida, maior parte da  $R_n$  será utilizada no fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), resultando num valor de  $\beta$  pequeno. Se, ao contrário, a superfície apresentar restrição hídrica, maior parte da  $R_n$  será utilizada no aquecimento do ar, resultando num valor de  $\beta$  elevado. Tanto o  $\lambda E$  quanto o H são positivos quando fluem da superfície para o ar e negativos no sentido contrário. Logo, para uma superfície evaporante, o sinal de  $\beta$  depende apenas do sinal de H. Se H for negativo,  $\beta$  será negativo e se H for positivo,  $\beta$  será positivo. Portanto,  $\beta$  negativo significa que está havendo transporte de calor sensível do ar mais quente para a superfície mais fria, condição de advecção ou de inversão térmica. Nesses casos, o fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) pode até suplantar o saldo de radiação ( $R_n$ ), pois o fluxo de calor sensível (H) representa um adicional de energia disponível à superfície evaporante (PEREIRA et al. 1997).

SILVA, B. (2006) (relato pessoal) cita que, em alguns cultivos irrigados em regiões áridas e semi-áridas, ocorre, com freqüência, situações em que a temperatura do dossel vegetal se apresenta um pouco menor que a temperatura do ar circundante, o que resulta em  $\beta < 0$ . Oke (1992) cita que os valores típicos de  $\beta$  são iguais a 0,1 para os oceanos tropicais; 0,1 a 0,3 para florestas tropicais úmidas; 0,4 a 0,8 para florestas temperadas e pastagens; 2,0 a 6,0 para áreas semi-desérticas e maior que 10 para desertos.

#### 4. MATERIAL E MÉTODOS

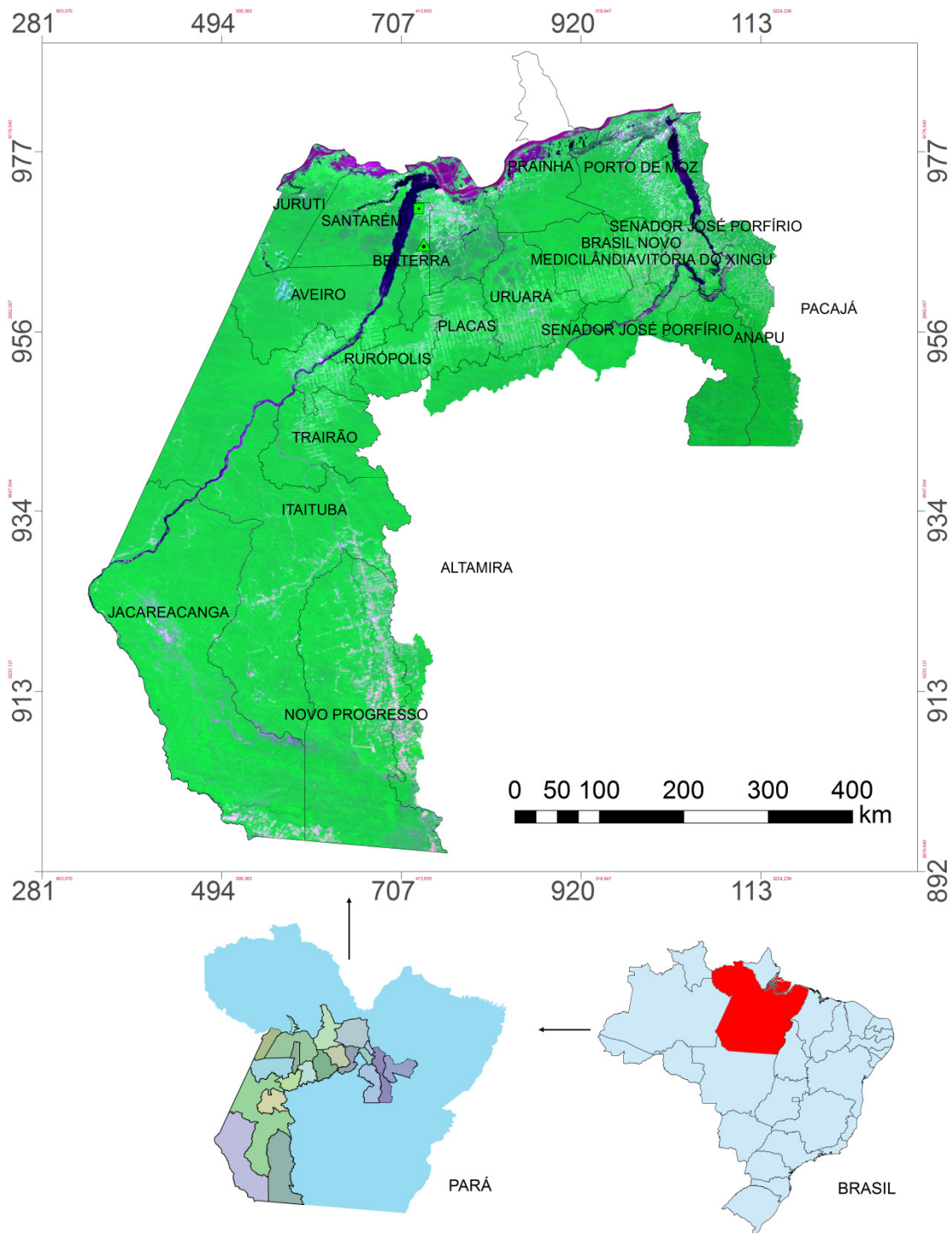
Neste capítulo são descritos os dados a serem utilizados no desenvolvimento desta pesquisa. São também abordadas as metodologias utilizadas a fim de avaliar os componentes do balanço de energia em face às condições da superfície na área de influência da Rodovia Santarém-Cuiabá (BR-163) em regiões específicas no oeste do estado do Pará.

A área de estudo limita-se da seguinte forma (Figura 05): no Sul, está o município de Novo Progresso, PA. Ao Norte, Leste e Oeste, os limites da área do Plano situam-se em Municípios que tendem a serem receptores de processos de ocupação insustentável ou ilegal presentes hoje nas áreas cortadas pela rodovia e que devem ser objeto de atenção especial em ações de ordenamento territorial. Sendo assim, no limite norte estão os municípios de Santarém, Prainha e Porto de Moz; no limite leste, Altamira, Anapú e José Porfírio; e no limite oeste, os municípios do médio Tapajós e da Transamazônica central, como Juruti, Aveiro, Itaituba e Jacareacanga (Figura 06)

A área de estudo é composta por 18 municípios, todos pertencentes ao Estado do Pará. A área de estudo possui área total de 335.057,2 km<sup>2</sup>, que correspondente a 26,85% do território do Estado do Pará. Na Figura 07, é possível observar a área de cada município localizada na cena de estudo, onde Itaituba, Jacareacanga, Novo Progresso e Santarém são os maiores, representando 52,62% da área de estudo, cujo valor é 176.320,07 km<sup>2</sup>.

Com relação ao clima na área de estudo, a maioria dos meses do ano existe uma pluviosidade significativa e uma curta época seca que não é muito eficaz. O clima é classificado como Am segundo a Köppen e Geiger, cuja temperatura média é de 26, 7° e pluviosidade média anual é 1743 mm (CLIMATE-DATA.ORG, 2017).

**Figura 05** – Localização da área de Estudo. Mapa do Brasil, mapa do Pará e imagem TERRA - MODIS destacando a cena na composição R(1), G(2), B (3), do produto MOD09GA.



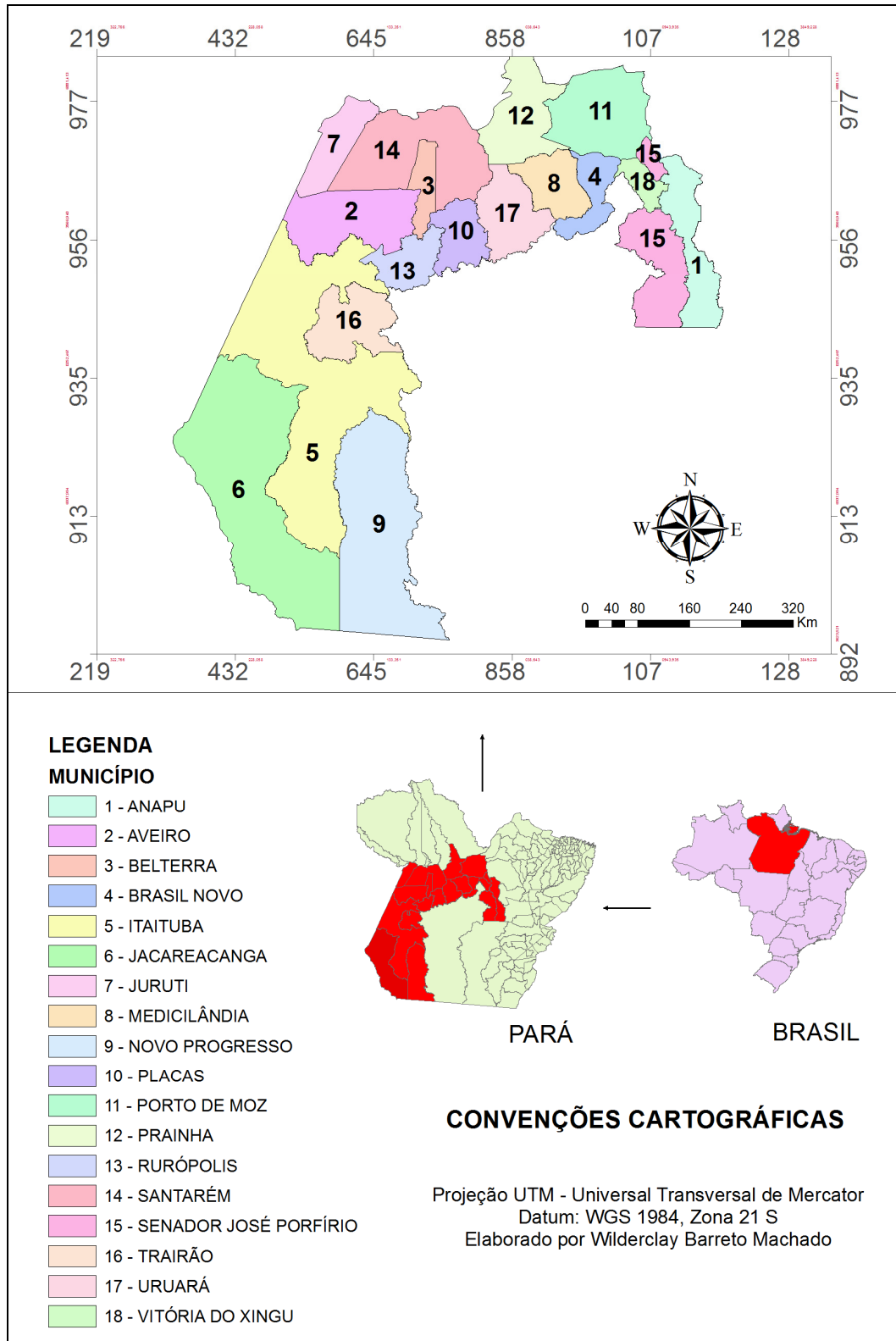
**CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**

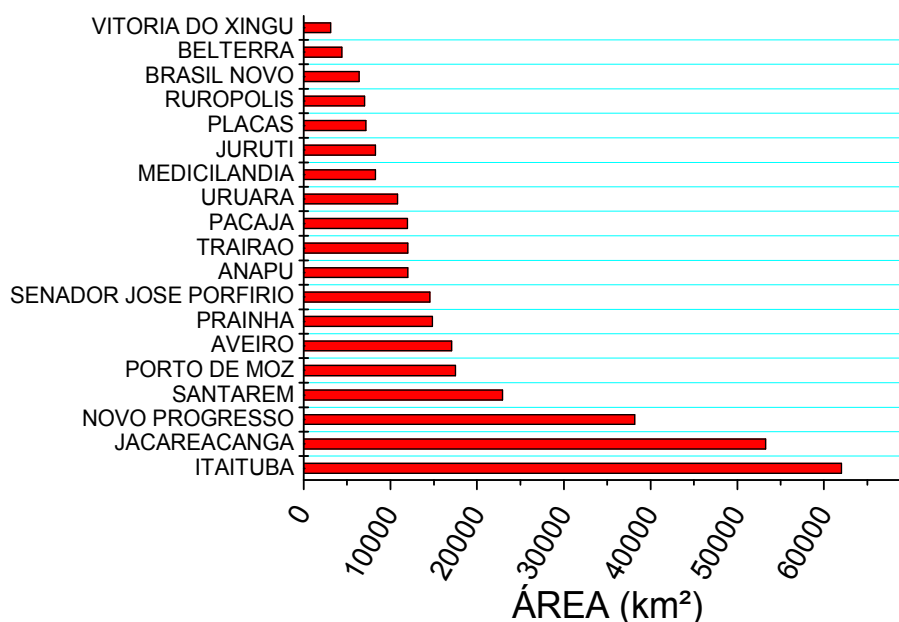
Projeção UTM - Universal Transversal de Mercator  
Datum: WGS 1984, Zona 21 S  
Elaborado por Wilderclay Barreto Machado

- ESTAÇÃO METEOROLOGICA INMET - BELTERRA-PA
- ▲ TORRE MICROMETEOROLÓGICA (CAMPO AGRÍCOLA)

1:2.500.000

**Figura 06** – Municípios localizados na área de Estudo.



**Figura 07** – Área em km<sup>2</sup> para cada município localizado na cena de estudo.

Na figura 08 é possível observar as condições da superfície com maior expressão, quais sejam, Floresta (cor verde escuro) e Floresta impactada (cor verde claro), cujas áreas são, respectivamente, 175.571,87 km<sup>2</sup> e 97.155,00 km<sup>2</sup>, totalizando 82,62% de toda área de estudo. As áreas de florestas se situam principalmente à oeste (lado esquerdo da rodovia Santarém-Cuiabá) se estendendo até o sul passando pelos municípios de Juruti, Santarém, Aveiro, Jacareacanga e sul de Novo Progresso. Em Belterra a floresta se situa basicamente na Unidade de Conservação na modalidade de Floresta Nacional, chamada de Floresta Nacional do Tapajós, a qual inicial à aproximadamente 45 km do centro urbano de Santarém e 13 km do centro urbano de Belterra; e se estende até por 150 km ao sul até a rodovia BR – 163. Observa-se também uma considerável presença da classe de floresta ao leste da cena de estudo, localizada no município de Porto de Moz, mais especificamente na Reserva Extrativista Verde Para Sempre, criada em 2004; e nos municípios de Senador José Porfírio e Anapú.

Com relação à classe de floresta impactada (cor verde claro), basicamente se inicia ao leste da cena de estudo, nos municípios de Anapú, Senador José Porfírio e Vitória do Xingú, estendo-se ao redor das rodovias BR-230 e BR-163 até sul no município de Novo Progresso.

Outras classes expressivas foram Agricultura+Pastagem, Corpos de Água, Pastagem+rodovia, Pastagem+Agricultura+Capoeira, Pastagem+Capoeira e Savana, cujas áreas somadas totalizam 16,26% da área total de estudo, com valor aproximadamente de 53.674,16 km<sup>2</sup>. Localizadas principalmente ao norte da cena de estudo, nos municípios de

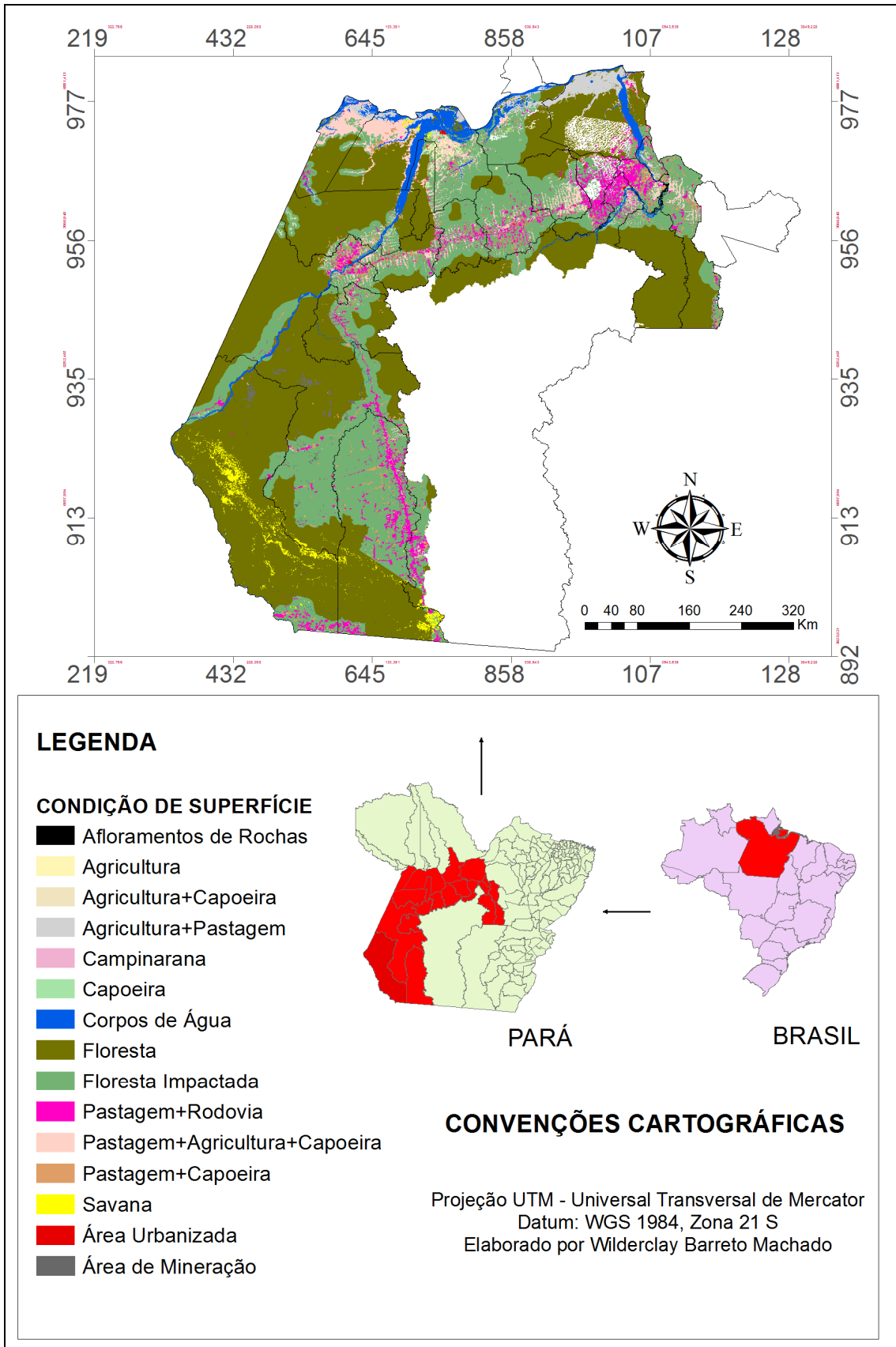
Juruti, Santarém, Porto de Moz, Prainha e principalmente ao longo das Rodovias BR-230 e BR-163 até sul no município de Novo Progresso com destaque a classe Pastagem+rodovia, Pastagem+Agricultura+Capoeira.

A Savana (cor amarela na figura 08) se situa expressivamente nos municípios de Santarém, Jacareacanga e Novo Progresso. Em Santarém, uma faixa da classe de Savana se inicia a 9 km à oeste do centro urbano se estendo por aproximadamente 14 km até o início do município de Belterra. Faixas expressivas de Savana se localizam do lado esquerdo do Rio Tapajós, nas margens de sua foz. A faixa nos municípios de Jacareacanga e Novo progresso, corresponde a aproximadamente 492 km de oeste de Jacareacanga à sul de Novo Progresso, situadas nos locais mais elevados da área de estudo nas altitudes de 517 à 763 m (cor vermelha na Figura 09)

**Tabela 04 - Área total de cada Classe identificada na cena de estudo.**

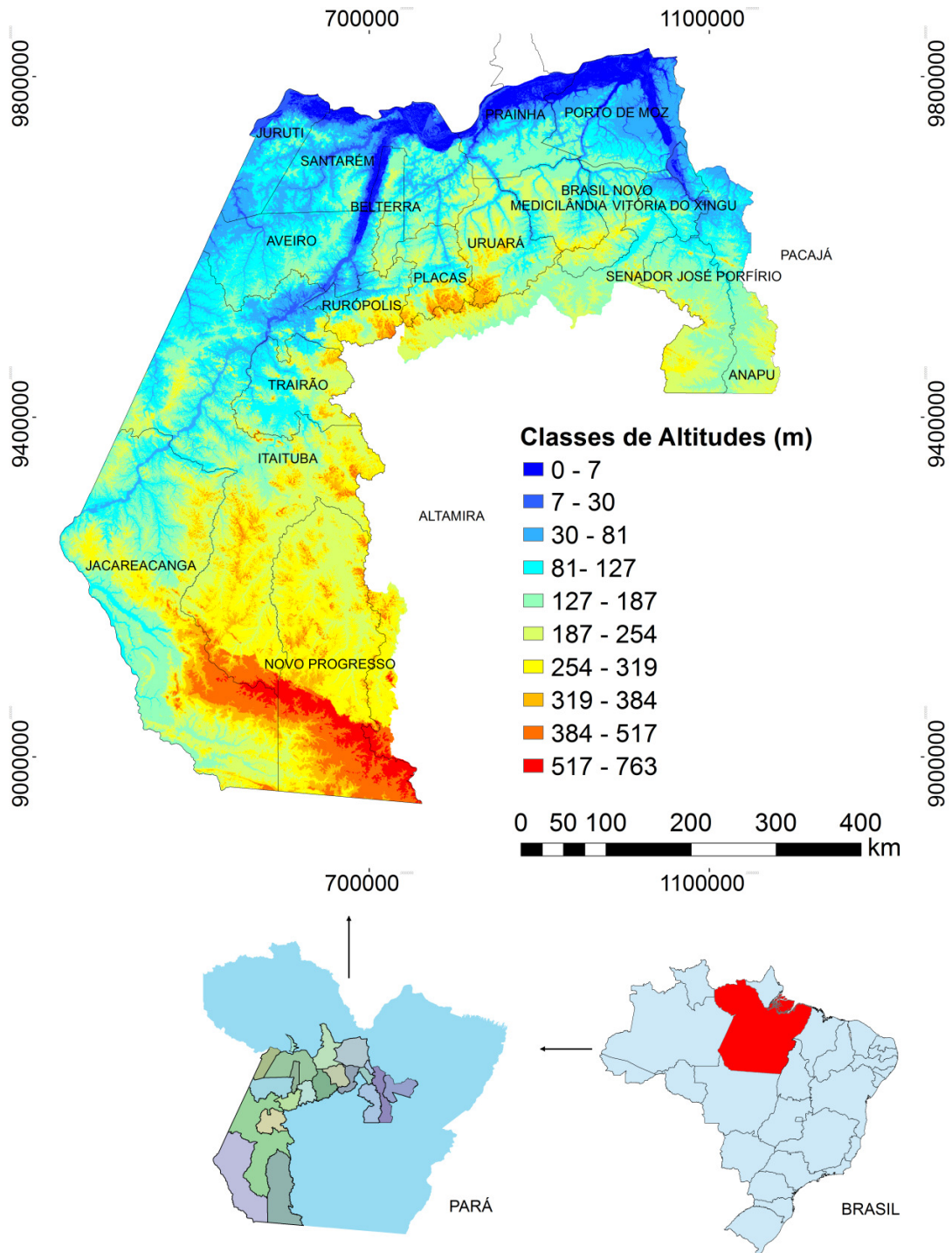
<b>Tipo de cobertura</b>	<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Área relativa (%)</b>
Campinarana	9	0,003
Área Urbanizada	164	0,050
Afloramentos de Rochas	255	0,077
Agricultura+Capoeira	364	0,110
Área de Mineração	451	0,137
Agricultura	598	0,181
Capoeira	1836	0,556
Savana	4086	1,238
Agricultura+Pastagem	5323	1,613
Pastagem+Capoeira	6792	2,058
Pastagem+Agricultura+Capoeira	11523	3,491
Corpos de Água	11741	3,557
Pastagem	14209	4,305
Floresta Impactada	97155	29,434
Floresta	175572	53,191
<b>Total geral</b>	<b>330078</b>	<b>100</b>

**Figura 08** - Carta de uso do solo na área de influência da rodovia Santarém-Cuiabá (BR 163)



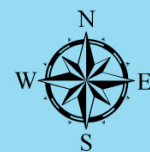


**Figura 09** - Carta de do solo na área de influencia da rodovia Santarém-Cuiabá (BR 163). Fonte: Embrapa Monitoramento por Satélite (Brasil Relevo) no produto SRTM (*ShuttleRadar Topography Mission*).



**CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**

Projeção UTM - Universal Transversal de Mercator  
 Datum: WGS 1984, Zona 21 S  
 Elaborado por Wilderclay Barreto Machado



1:2.500.000

Abaixo está, de forma detalhada, o conjunto de metodologias que foram empregadas no processamento, análise das imagens e dos dados coletados.

#### **4.1 Dados Orbitais**

Para o estudo foram utilizadas imagens digitais dos produtos do sensor MODIS a bordo do satélite Terra e imagens geradas pelo sensor Mapeador Temático (*Thematic Mapper – TM*), a bordo do satélite Landsat 5. Inicialmente, todas as bandas do MODIS quanto TM foram empilhadas, recortadas, antes de se obter os diferentes componentes dos balanços de radiação e energia.

##### **4.1.1 Imagens MODIS – Terra**

Os dados MODIS foram adquiridos no site do LPDAAC/USGS (<https://lpdaac.usgs.gov/>) em uma interface denominada GLOVIS (*Global Visualization Viewer*), em que é possível visualizar os produtos disponíveis e então escolhê-los de acordo com seu interesse. Os produtos MODIS utilizados neste trabalho foram os seguintes:

- MOD09GQ - Surface Reflectance Daily L2G Global 250m SIN Grid;
- MOD09GA - Surface Reflectance Daily L2G Global 1km and 500m SIN Grid;
- MOD11A1 - Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km SIN Grid Day.

O produto MOD09GQ corresponde à reflectância de superfície nas bandas 1 e 2 (vermelho e infravermelho próximo), com resolução espacial de 250 m; o produto MOD09GA contém informações sobre a reflectância de superfície nas bandas 3 a 7 (azul, verde e infravermelho médio), com resolução espacial de 500 m; e o produto MOD11A1 fornece informações sobre a temperatura da superfície (K), obtida através das bandas 31 e 32, com resolução espacial de 1 km.

Na Tabela 04 são sumarizadas algumas informações sobre os dados orbitais utilizados para a área de influência da BR-163 e para o campo agrícola (Fazendo Paraíso) nos dias de implementação do modelo SEBAL.

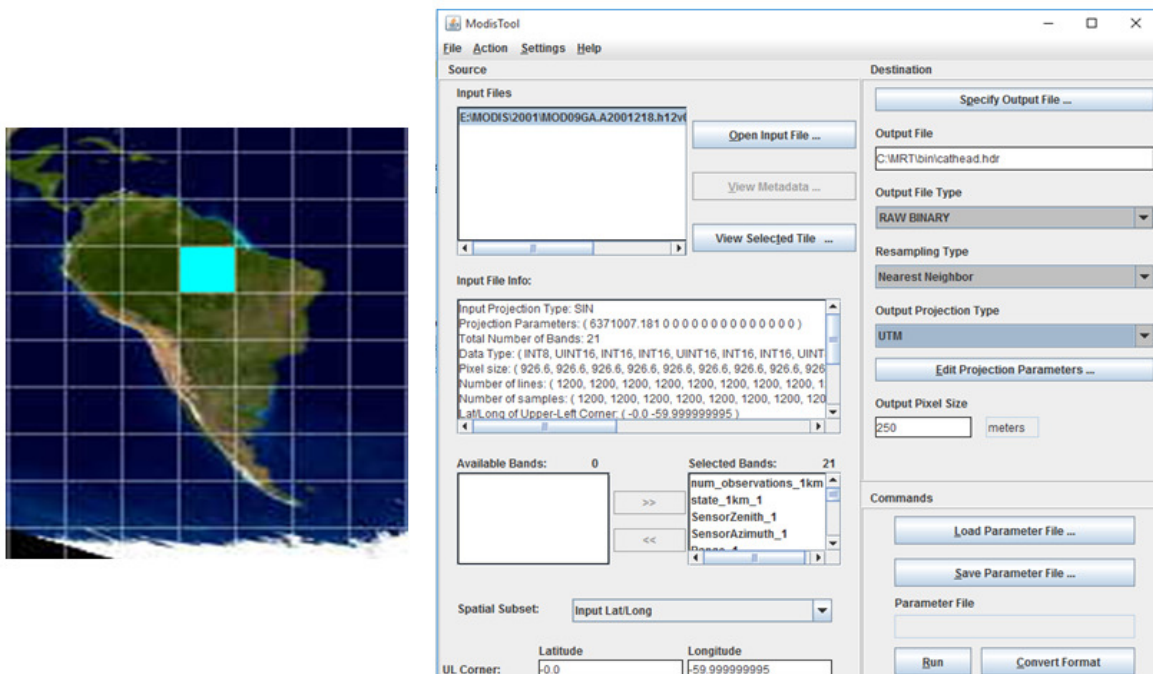
**Tabela 05** - Dados orbitais utilizados para a área de influência da BR-163 e para o campo agrícola (Fazenda Paraíso) nos dias de implementação do modelo SEBAL.

REGIÃO	SENSOR/ SATELITE	DATA	PRODUTO	RESOLUÇÃO ESPACIAL	ÓRBITA/ PONTO TILE	HORA LOCAL DO IMAGEAMENTO
Área de Influência da BR – 163	MODIS/ Terra	158/2000 (06/06/2000)	MOD09GQ	250 m	H12v09	≈10:31:38
			MOD09GA	500 m		
			MOD11A1	1 km		
		218/2001 (06/08/2001)	MOD09GQ	250 m		
			MOD09GA	500 m		
			MOD11A1	1 km		
		211/2004 (29/07/2004)	MOD09GQ	250 m		
			MOD09GA	500 m		
			MOD11A1	1 km		
		220/2006 (08/08/2006)	MOD09GQ	250 m		
			MOD09GA	500 m		
			MOD11A1	1 km		
		194/2008 (12/08/2008)	MOD09GQ	250 m		
			MOD09GA	500 m		
			MOD11A1	1 km		
		179/2010 (28/06/2010)	MOD09GQ	250 m		
			MOD09GA	500 m		
			MOD11A1	1 km		
214/2012 (01/08/2012)	MOD09GQ	250 m				
	MOD09GA	500 m				
	MOD11A1	1 km				
231/2014 (19/08/2014)	MOD09GQ	250 m				
	MOD09GA	500 m				
	MOD11A1	1 km				
207/2016 (25/07/2010)	MOD09GQ	250 m				
	MOD09GA	500 m				
	MOD11A1	1 km				
Campo Agrícola (Fazenda Paraíso)	TM/ Landsat	182/2005 (01/07/2005)	-	30 m	227/62	≈10:35:50

Os dados MODIS são disponibilizados no formato HDF (*Hierarchy Data Format*) em projeção Sinusoidal. Por este não ser um formato usual nos Sistemas de Informação

Geográfica utilizados para o processamento de imagens foi desenvolvido pelo *Earth Resources Observation System Data Center* (EDC) e LPDAAC um programa de distribuição gratuita, com a finalidade de reprojeter e mosaicar dados MODIS, denominado *MODIS Reprojection Tool* (MRT) (Figura10). Dessa forma, as imagens MODIS foram inicialmente tratadas no aplicativo MRT, onde foram efetuadas operações de reprojeção e mosaicagem (quando necessário). Os dados foram reprojeterados para coordenadas do Sistema Universal de Projeção Transversa de Mercator (UTM), datum WGS84, e então convertidos para o formato GeoTiff.

**Figura 10** - Programa *MODIS Reprojection Tool* (MRT)



Com as imagens inicialmente tratadas e em formato GeoTiff foi efetuada, no programa software Erdas Imagine versão 9.3, a amostragem dos *pixels* dos produtos MOD09GA e MOD11A1 para 250 m, de modo a padronizar a resolução espacial dos resultados do SEBAL com imagens MODIS.

#### 4.1.2 Imagem TM – Landsat 5

Foi selecionada uma imagem gerada pelo Mapeador Temático – TM do satélite Landsat 5, órbita 237 e ponto 62, adquiridas junto ao site do *United States Geological Survey* – USGS. Cada imagem é composta de sete bandas espectrais cujas principais características

estão representadas na Tabela 5. Essas imagens correspondem à passagem do Landsat 5 às 10h30min (hora local) no ano de 2005 no dia 01 de julho (Dia Juliano 182). O sensor TM mede a radiância espectral dos alvos e armazena-os na forma de níveis de cinza, ou número digital (ND), cujos valores variam de 0 a 255 (8 bits), apresentando resolução espacial de 30 m, exceto na banda termal (banda 6), com resolução de 120 m.

**Tabela 06** - Coeficientes de calibração do TM - Landsat 5 ab e bb, irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera – kb empregados na conversão da refletância monocromática em albedo e algumas características das bandas espectrais

Bandas	Comprimento de Onda ( $\mu\text{m}$ )	Resolução (m)	Coeficientes de Calibração ( $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ )		Irradiância Espectral no Topo da Atmosfera ( $\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$ )
			a	b	
1 (azul)	0,45 – 0,52	30	-1,52	193,0	1957
2 (verde)	0,52 – 0,60	30	-2,84	365,0	1826
3 (vermelho)	0,63 – 0,69	30	-1,17	264,0	1554
4 (IV-próximo)	0,76 – 0,79	30	-1,51	221,0	1036
5 (IV-médio)	1,55 – 1,75	30	-0,37	30,2	215,0
6 (IV-termal)	10,4 – 12,5	120	1,2378	15,303	-
7 (IV-médio)	2,08 – 2,35	30	-0,15	16,5	80,67

Fonte: Chander e Markham (2003) e Allen et al. (2002)

## 4.2 Processamento digital das imagens

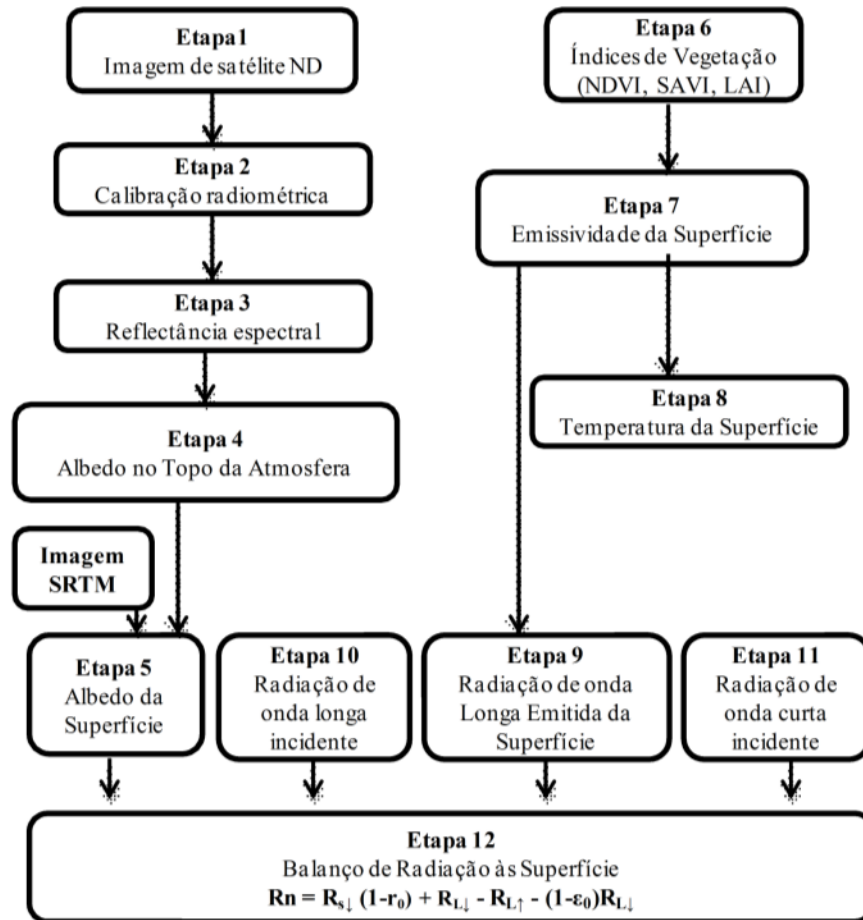
Para este estudo serão utilizadas imagens do Mapeador Temático do satélite Landsat, composta por sete bandas espectrais, gratuitamente obtidas no site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Será empregado o Algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), desenvolvido por Win Bastiaanssen (1995), que utiliza imagens de satélites e poucas informações de superfície, tais como temperatura do ar e velocidade do vento, que são facilmente obtidas nas estações meteorológicas. Além disso, o autor propõe o emprego de poucas relações e suposições empíricas. Segundo Bastiaanssen et al. (1998), o SEBAL descreve a variabilidade espacial de muitas variáveis micrometeorológicas através de funções semiempíricas. Além disso, esse algoritmo pode ser utilizado para diversos agrossistemas, e a sua principal vantagem é sua baixa demanda por informações de uso e cobertura de solo e dados meteorológicos.

#### 4.2.1 Algoritmo SEBAL para dados do satélite Landsat 5 - TM para validação

Na figura 11 é possível observar as etapas do algoritmo SEBAL para o cálculos das componentes do balanço de radiação.

**Figura 11** – Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação na superfície.

Fonte: Moreira (2044).



#### 4.2.2 - Etapa 1 – Calibração Radiométrica

Para o cálculo da radiância espectral de cada banda  $L_{\lambda_i}$ , ou seja, efetivação da calibração radiométrica, em que o número digital (ND) de cada pixel da imagem é convertido em radiância espectral monocromática, representando a energia solar refletida de cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite TM Landsat 5, foi utilizada a equação proposta por CHANDER e MARKHAN (2003):

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND$$

Em que:  $L_{\lambda_i}$  é a radiância espectral de cada banda ( $\text{W m}^{-2} \text{ st}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ );  $a_i$  o coeficiente de calibração (Radiância mínima) de cada banda ( $\text{W m}^{-2} \text{ st}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ );  $b_i$  o coeficiente de calibração (radiância máxima) de cada banda ( $\text{W m}^{-2} \text{ st}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ );  $i$  são as bandas (1,2,...7) do Landsat 5 (Tabela 7) e ND é o número digital de cada pixel na imagem. Os coeficientes de calibração para o sensor TM – Landsat 5 são fornecidos por Chander e Markhan (2003)

**Tabela 07** – Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiância solar espectral no topo da atmosfera ( $k_{\lambda_i}$ ).

Descrição dos Canais	Comprimento de onda ( $\mu\text{m}$ )	Coeficientes de Calibração ( $\text{W m}^{-2} \text{ st}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ )				$k_{\lambda_i}$ ( $\text{W m}^2 \mu\text{m}^{-1}$ )
		a*	B*	a**	b**	
Banda 1	0,45 – 0,52	-1,5200	152,100	-1,5200	193,00	1957,00
Banda 2	0,53 – 0,61	-2,8400	296,810	-2,8400	365,00	1840,00
Banda 3	0,62 – 0,69	-1,1700	204,300	-1,1700	264,00	1551,00
Banda 4	0,78 – 0,90	-1,5100	206,200	-1,5100	221,00	1044,00
Banda 5	1,57 – 1,78	-0,3700	27,190	-0,3700	30,200	225,70
Banda 6	10,40 – 12,5	1,2378	15,303	1,2378	15,303	-
Banda 7	2,10 – 2,35	-0,1500	14,380	-0,1500	16,500	82,07

\*CHANDER et al. (2007)

#### 4.2.3 - Etapa 2 – Reflectância

O cálculo da reflectância monocromática de cada banda  $\rho_{\lambda_i}$ , definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletido pela superfície e o fluxo de radiação global incidente, foi obtida segundo a equação (Allen et al., 2002):

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cdot \cos Z \cdot d_r}$$

Eq. 14

Em que:  $L_{\lambda_i}$  é a radiância espectral de cada banda;  $k_{\lambda_i}$  é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ( $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-2}$ , Tabela 5);  $Z$  é o ângulo zenital solar e  $d_r$  é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol e a distância Terra-Sol em dado dia do ano em unidade astronômica.

O parâmetro  $d_r$  é determinado, segundo Tasumi (2003), pela seguinte equação:

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

Eq. 15



Onde: DJ – Dia Juliano do ano que foi obtida a imagen de satélite cujos valores correspondentes ao dia da geração das imagens, bem como o dr e o cós Z, para os respectivos dias que são apresentados na Tabela 8. O ângulo zenital foi obtido com a formula  $\text{Cos } z = \cos(\pi/2 - E)$ , onde E é o ângulo d elevação do sol, obtido no cabeçalho da imagem.

**Tabela 8** – Dia juliano, cosseno do ângulo zenital e inverso do quadrado da distancia Terra-Sol

<b>Dia da passagem do Landsat 5 - TM</b>	<b>DJ</b>	<b>dr</b>	<b>Cos Z</b>
01/07/2005	182	0,9670	0,7540

### **Etapa 3 – Albedo planetário**

O cálculo do albedo planetário  $\alpha_{toa}$ , isto é, o albedo não ajustado à transmissividade atmosférica, foi obtido pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas dos canais reflectivos do TM – Landsat 5 (SILVA et al., 2005):

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad \text{Eq. 16}$$

Em que:  $\rho_1; \rho_2; \rho_3; \rho_4; \rho_5$  e  $\rho_7$  são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1; 2; 3; 4; 5 e 7, respectivamente.

### **4.2.5 - Etapa 4 – Albedo de Superfície**

Um elemento de grande importância na determinação do balanço de radiação é o albedo da superfície ou poder refletor da superfície, que é definido como o coeficiente de reflexão da superfície para a radiação de onda curta. Como citado por Meirelles (2007) a atmosfera terrestre produz interferência na radiação solar e na radiação refletida; portanto, o albedo calculado no topo da atmosfera carece de correções devido aos processos de absorção e espalhamento. O cálculo do albedo de superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos ( $\alpha$ ) foi obtido pela equação 17 (SILVA et al., 2005).

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad \text{Eq. 17}$$

Onde:  $\alpha_{toa}$  albedo no topo da atmosfera;  $\alpha_p$  é a radiação solar refletida pela atmosfera que varia de 0,025 a 0,04, mas para o SEBAL é recomendado usar 0,03 segundo Bastiaanssen (2000);  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica que para as condições de céu claro é calculada em



função da pressão atmosférica e da água precipitável (ASCE-EWRI, 2005; ALLEN *et al.*, 2007a; GOMES *et al.*, 2009; SILVA *et al.*, 2011), sendo dada por:

$$\tau_{SW} = 0,35 + 0,627 \exp \left( \frac{-0,00146.P}{K_t \cos Z} - 0,075 \left( \frac{W}{\cos Z} \right)^{0,4} \right) \quad \text{Eq. 18}$$

Em que P é a pressão atmosférica (kPa) obtida pela equação 18, W a água precipitável na atmosfera (mm), calculada conforme equação 20,  $\cos Z$  conforme aplicado anteriormente;  $K_t$  o coeficiente de turbidez ( $0 < K_t < 1,0$ ), onde  $K_t = 1,0$  para ar limpo e  $K_t = 0,5$  para turbidez extrema, poeira ou ar poluído, Garrison e Adler (1990). A pressão atmosférica foi calculada por:

$$P = 101,3 \left( \frac{T_a - 0,0065 z}{T_a} \right)^{5,26} \quad \text{Eq. 19}$$

em que:  $T_a$  (K) é a temperatura do ar,  $Z$  é a altitude da superfície que foi representada através do MDE (Modelo Digital de Elevação) local (m).

$$W = 0,14 * e_a P + 2,1 \quad \text{Eq. 20}$$

Onde  $e_a$  a pressão atual de vapor d'água (kPa), conforme dados apresentados na Tabela 9 para cada dia DSA (Dia Sequencial do Ano ou dia juliano) das imagens, sendo calculada em função da umidade relativa do ar (UR %) medida na estação meteorológica localizada na área em estudo. Também utilizada pressão de saturação  $e_s$  (kPa) calculada com base na temperatura do ar no instante da passagem do satélite, conforme:

$$e_a = \frac{UR.e_s}{100} \quad \text{Eq. 21}$$

$$e_s = 0,61078 \exp \left( \frac{17,2694.T_a}{237,3+T_a} \right) \quad \text{Eq. 22}$$

**Tabela 9 – Dados de pressão atual de vapor do dia juliano**

<b>Dia Juliano</b>	182
<b><math>e_a</math> (kPa)</b>	2,935

#### 4.2.6 - Etapa 5 – Índices de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF)

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index – NDVI) é um indicador sensível da quantidade e condição da vegetação verde. Seus valores variam de  $-1$  a  $+1$ . Em superfícies com alguma vegetação, o NDVI varia de 0 (quase sem vegetação) a 1 (totalmente ou em sua maior parte vegetada). Para água e nuvens, o NDVI

é menor que zero. O valor do NDVI foi obtido por meio da razão entre a diferença da reflectância do infravermelho próximo ( $\rho_4$ ) e a do vermelho ( $\rho_3$ ), normalizada pela soma de ambas (ALLEN et al., 2002), ou seja:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad \text{Eq. 23}$$

Em que:  $\rho_4$ ,  $\rho_3$  correspondem, respectivamente, as reflectâncias das bandas 4 e 3 do sensor TM Landsat 5. O SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index) é um índice de vegetação que visa amenizar os efeitos do solo no NDVI, sendo obtido conforme a equação (24), para o TM – Landsat 5:

$$SAVI = \frac{(1+L) \times (\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad \text{Eq. 24}$$

Onde: L é um fator de ajuste ao solo. O Índice de Área Foliar (IAF), definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, indicando a biomassa de cada pixel da imagem, foi calculado pela seguinte equação empírica obtida por ALLEN et al. (2002):

$$IAF = - \frac{Ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad \text{Eq. 25}$$

#### 4.2.7 - Etapa 6 – Emissividades

Na etapa seguinte, calculou-se a emissividade da superfície, que é a razão entre a energia irradiada por um objeto ou superfície a uma dada temperatura e a energia irradiada por um corpo negro à mesma temperatura. No SEBAL, de acordo com Allen et al. (2002), as emissividades  $\varepsilon_{NB}$  e  $\varepsilon_0$  podem ser obtidas, para  $NDVI > 0$  e  $IAF < 3$ , segundo:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331 \times IAF \quad \text{Eq. 26}$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF \quad \text{Eq. 27}$$

Para pixels com  $IAF \geq 3$ ,  $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ . Para corpos de água ( $NDVI < 0$ ) os tem-se =  $\varepsilon_{NB} = 0,99$  e  $\varepsilon_0 = 0,985$ , conforme Allen e al. (2002).

#### 4.2.8 - Etapa 7 – Temperatura da Superfície

A temperatura na superfície terrestre ( $T_s$ ) é um elemento de grande valor nos processos físicos à superfície terrestre, em escala regional e global, relacionados ao balanço de energia, evaporação, transpiração da vegetação, desertificação e pode ser utilizada como indicador de degradação terrestre e de mudança climática (ARAÚJO, 2006), como também indispensável para o cálculo da radiação de onda longa emitida. A temperatura da superfície ( $T_s$ ) é obtida com base na radiância espectral da banda termal ( $L_{\lambda 6}$ ) e emissividade ( $\epsilon_{NB}$ ), obtida na etapa anterior, por meio da expressão abaixo em Kelvin (K):

$$T_s = \frac{K_2}{Ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda 6}} + 1\right)} \quad \text{Eq. 28}$$

Em que:  $K_1 = 607,76 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1260,56 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  são as constantes de calibração da banda termal do sensor TM Landsat 5 (ALLEN et al., 2002).

#### 4.2.9 - Etapa 8 – Radiação de Onda Longa Emitida ou Radiação infravermelha da Superfície ( $R_{L\uparrow}$ )

A radiação de onda longa emitida pela superfície  $R_{L\uparrow}$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) foi obtida através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_o \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad \text{Eq. 29}$$

Onde:  $\epsilon_o$  é a emissividade de cada pixel;  $\sigma$  a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ );  $T_s$  é a temperatura da superfície (K).

#### 4.2.10 - Etapa 9 – Radiação de Onda Curta Incidente ( $R_{S\downarrow}$ )

A radiação de onda curta incidente  $R_{S\downarrow}$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) foi calculada para cada pixel, de acordo com Allen et al. (2002):

$$R_{S\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad \text{Eq. 30}$$

Onde:  $S$  é a constante solar ( $1367 \text{ W m}^{-2}$ ),  $Z$  é ângulo zenital solar,  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e  $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica, obtida com modelo digital de elevação do SRTM.

#### 4.2.11 - Etapa 10 – Radiação de Onda Longa Incidente ( $R_{L\downarrow}$ )

O valor da radiação de onda longa incidente  $R_{L\downarrow}$  ( $W m^{-2}$ ) pode ser obtido através da equação de Stefan-Boltzman, conforme a expressão:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_F^4 \quad \text{Eq. 31}$$

Onde:  $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica obtida, por  $\varepsilon_a = 0,85(-\ln(\tau_{sw}))^{0,09}$ ;  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman ( $5,67 \times 10^{-8} W \cdot m^{-2} K^{-4}$ ) e  $T_F$  (K) é a temperatura da superfície no pixel frio, conforme ALLEN et al. (2002) e TASUMI (2003). A temperatura do ar próximo a superfície é considerada igual à temperatura da superfície no pixel frio, uma vez que, nesse pixel, o calor sensível é também considerado nulo.

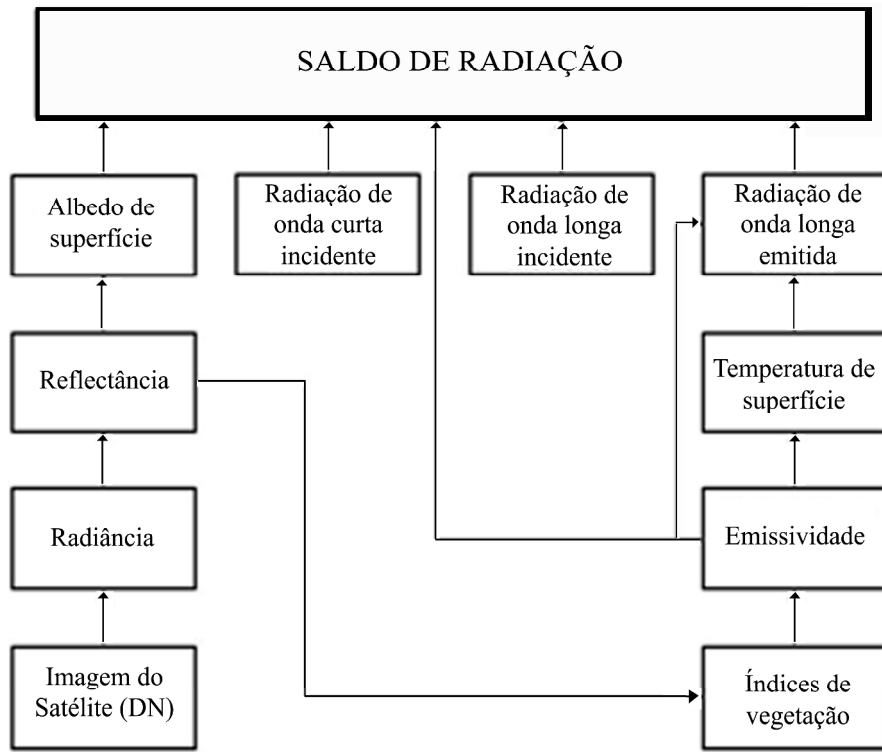
#### 4.2.12 - Etapa 11 – Saldo de Radiação ( $R_n$ )

Após o cálculo dos componentes do saldo de radiação, ou seja, da determinação da radiação incidente, emitida e refletida tanto para as ondas curtas como longas, foi possível estimar o saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ). O saldo de radiação à superfície é obtido utilizando a equação de balanço de radiação à superfície (ALLEN et al., 2002; Silva et al., 2005).

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o)R_{L\downarrow} \quad \text{Eq. 32}$$

Onde:  $R_{s\downarrow}$  é a radiação de onda curta incidente,  $\alpha$  é o albedo corrigido de cada pixel,  $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel,  $R_{L\uparrow}$  é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e o  $\varepsilon_o$  é a emissividade de cada pixel.

**Figura 12** – Fluxograma das etapas do processamento do saldo de radiação à superfície. Fonte: adaptado de Silva et al.(2005).



#### 4.2.13 - Etapa 12 – Fluxo de calor no solo (G)

O fluxo de calor no solo  $G$  ( $\text{W m}^{-2}$ ) foi obtido segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

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

Eq. 33

Onde:  $T_s$  é a temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\alpha$  é o albedo da superfície, obtido no 4ª Etapa,  $NDVI$  é o índice de vegetação da diferença normalizada e  $R_n$  é o saldo de radiação. Para corpos de água, onde o  $NDVI < 0$  considerou-se  $G = 0,3R_n$ .

#### 4.2.14- Etapa 13 – Fluxo de Calor Sensível (H)

A etapa que irá requer maior cuidado na implementação do algoritmo SEBAL será no cálculo do fluxo de calor sensível ( $H$ ), uma vez que são estabelecidas algumas hipóteses para a obtenção dessa variável. NICÁCIO (2008) comenta que uma das principais hipóteses é

considerar que se tem uma relação linear entre a diferença de temperatura do ar e a temperatura da superfície, que, por sua vez, está diretamente relacionada à escolha dos pixels âncoras. A escolha dos pixels âncoras deve ser feita de maneira cuidadosa, já que representarão as condições extremas de temperatura e de umidade na área de interesse. A estimativa de  $H$  é feita com base na velocidade do vento, que juntamente com outras variáveis possibilita o cômputo da resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível, além da temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície (BASTIAANSEN et al., 1998; ALLEN et al., 2002).

$$H = \frac{\rho \cdot c_p \cdot dT}{r_{ah}}$$

Eq. 34

Em que:  $\rho$  é a massa específica do ar úmido ( $1,15 \text{ kg m}^{-3}$ ),  $C_p$  é o calor específico do ar ( $1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),  $dT$  é a diferença de temperatura próximo à superfície (K) e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $\text{s m}^{-1}$ ).

A priori, a resistência aerodinâmica e a diferença de temperatura são desconhecidas (equação 34), uma vez que não se dispõem de informações de velocidade do vento e de temperatura do ar em todos os pixels da imagem. Por essa razão, o algoritmo SEBAL assume algumas considerações para o cálculo do calor sensível que são baseadas na determinação dos pixels âncoras (Nicácio, 2008). Os tópicos, a seguir, ilustram os procedimentos para a obtenção da diferença de temperatura e resistência aerodinâmica.

Primeiramente, é preciso computar o coeficiente de rugosidade ( $z_{om}$ ) e a velocidade de fricção ( $u^*$ ) na estação meteorológica. O coeficiente de rugosidade local  $z_{om}$  (m), pode ser obtido através da equação sugerida por Allen et al. (2002). Esse coeficiente é uma função da altura média da vegetação ( $h$ ) na estação meteorológica. O valor de  $z_{om}$  depende fundamentalmente da natureza da superfície. Quanto mais irregular e rugosa a superfície, maior será esse coeficiente, podendo ser calculado pela equação apresentada por Brutsaert (1982).

$$z_{om} = 0,12h$$

Eq. 35

Onde:  $h$  é a altura da vegetação na da estação meteorológica fora de 0,15m. Posteriormente, a velocidade de fricção  $u^*$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) é calculada pelo perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra (BASTIAANSEN et al., 1998; Allen et al., 2002):

$$u_* = \frac{k u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)}$$

Eq. 36

Onde:  $k$  é a constante de Von Karman (0,41);  $u_x$  a velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) medida na estação meteorológica;  $z_x$  a altura em que foi tomado o valor da velocidade do vento que fora 10m de altura e  $z_{om}$  o coeficiente de rugosidade local. Com as informações de  $z_{om}$  e  $u^*$  é possível estimar a velocidade do vento a uma altura ( $z$ ) de 100 m ( $u_{100}$ ,  $\text{m s}^{-1}$ ), chamada de “blending height” (altura de mistura), onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis:

$$u_{200} = u_* \cdot \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}{k}$$

Eq. 37

Onde:  $u^*$  é a velocidade de fricção na estação meteorológica ( $\text{m s}^{-1}$ );  $z_{om}$  é o comprimento da rugosidade no pixel da estação meteorológica. Considerando que a 200 m a velocidade do vento deixaria de ser afetada pela rugosidade da superfície, considera-se que  $u_{200}$  é constante para toda a imagem. Calculou-se, então, a velocidade de fricção para todos os pixels, através da equação:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right)}$$

Eq. 38

Em que:  $z_{om}$  em cada pixel é obtido em função do SAVI, segundo a equação desenvolvida por BASTIAANSEN (2000):

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

Eq. 39

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor  $r_{ah}$  ( $\text{s m}^{-1}$ ), ainda considerando a estabilidade neutra da atmosfera, pode ser computada inicialmente, para cada pixel, através da seguinte expressão:

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

Eq. 40

Onde:  $z_1$  e  $z_2$  são as alturas, medidas em metros acima da superfície, as quais foram consideradas neste estudo como sendo,  $z_1 = 0,1$  m e  $z_2 = 2,0$  m (BEZERRA et al., 2008). A diferença de temperatura próxima à superfície  $dT$  (°C) para cada pixel foi dada pelo SEBAL, através de uma relação linear entre  $dT$  e  $T_s$  (temperatura da superfície), ou seja:

$$dT = a + bT_s$$

Eq. 41

Onde: Os coeficientes **a** e **b** foram obtidos através dos pixels-âncora (quente e frio), conforme visto a seguir. O pixel “frio” foi usado no SEBAL para definir a quantidade de evapotranspiração que ocorreu em uma área bem irrigada e completamente vegetada.

Presumiu-se que nessa área a máxima quantia de energia disponível estava sendo consumida na evapotranspiração. O pixel “frio” foi selecionado para representar uma região agricultável bem irrigada e de vegetação com excelente cobertura. Foi considerado que:

$$LE_{frio} = Rn - G$$

Eq. 42

Isto é, toda a energia disponível é usada para evaporação ou evapotranspiração da água, então  $H_{frio} = 0$  para o pixel frio (Bastiaanssen, 2002). O pixel “quente” foi localizado em uma área seca ou em área onde se encontram campos sem vegetação (áreas já colhidas ou em preparo agrícola), considerando-se, assim, que não há evaporação ou evapotranspiração nessas áreas. Foram evitadas áreas impermeabilizadas (asfaltos), telhados e áreas extremamente quentes. Para o pixel “quente”, o fluxo de calor latente é nulo quente  $LE = 0$  e o fluxo de calor sensível  $H_{quente}$  ( $W\ m^{-2}$ ), é dado por:

$$H_{quente} = R_n - G = \frac{\rho \cdot c_p \cdot (a + bT_s)}{r_{ah}}$$

Eq. 43

Onde:  $\rho$  é a massa específica do ar úmido ( $1,15\ kg\ m^{-3}$ );  $c_p$  o calor específico do ar ( $1004\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$ ); **a**, **b** são constantes de calibração da diferença de temperatura;  $T_s$  a temperatura da superfície (°C) e  $r_{ah}$  é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor



sensível ( $s\ m^{-1}$ ). Logo se tem um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilitou o cálculo de **a** e **b**. Estes valores, em cada iteração.

Os valores obtidos não representam adequadamente H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo e que nas etapas seguintes foram considerados, efetivamente, a condição de estabilidade atmosférica de cada pixel. Dessa forma, devido ao fato dos efeitos turbulentos tem-se um aquecimento da superfície e afetando as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplicou-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov. A obtenção do comprimento Monin-Obukhov (L) em metros, que é utilizado para identificar a condição de estabilidade da atmosfera sendo computada pela seguinte expressão:

$$L = -\frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{g \cdot k \cdot H} \quad \text{Eq. 44}$$

Em que:  $\rho$  é a massa específica do ar úmido ( $1,15\ kg\ m^{-3}$ ),  $c_p$  é o calor específico do ar ( $1004\ J\ kg^{-1}K^{-1}$ ),  $u_*$  é a velocidade de fricção de cada pixel da imagem ( $m\ s^{-1}$ ),  $T_s$  é a temperatura da superfície em Kelvin,  $g$  é a constante gravitacional ( $9,81\ m\ s^{-2}$ ) e  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $W\ m^{-2}$ ).

Os valores de L definem as condições de estabilidade atmosférica, sendo:

I – se  $L < 0 \rightarrow$  Atmosfera instável;

II – se  $L > 0 \rightarrow$  Atmosfera estável;

III – se  $L = 0 \rightarrow$  Atmosfera neutra.

Dependendo das condições de estabilidade, então, calculam-se os coeficientes de correção de estabilidade atmosférica para o transporte de calor e momentum, que são  $\psi_m$  e  $\psi_h$ , respectivamente. Estas variáveis irão auxiliar a correção da velocidade de fricção ( $u_*$ ) e da resistência aerodinâmica ao transporte de calor ( $r_{ah}$ ), continuando o processo iterativo. Para isto, utilizam-se das seguintes fórmulas (Bastiaanssen, 1995, Morse et al., 2000; Allen et al., 2002):

I – Se  $L < 0$ :

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad \text{Eq. 45}$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad \text{Eq. 46}$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad \text{Eq. 47}$$

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad \text{Eq. 48}$$

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

$$\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right) \quad \text{Eq. 50}$$

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left( \frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left( \frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad \text{Eq. 51}$$

II – Se  $L > 0$ :

$$\psi_{h(0,1m)} = -5 \left( \frac{0,1}{L} \right) \quad \text{Eq. 52}$$

$$\psi_{h(2m)} = -5 \left( \frac{2}{L} \right) \quad \text{Eq. 53}$$

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left( \frac{100}{L} \right) \quad \text{Eq. 54}$$

III – Se  $L=0$ :  $\psi_m = 0$  e  $\psi_h = 0$

Após esse procedimento, obteve-se o valor da velocidade de fricção corrigida pela seguinte equação:

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

Eq. 55

Onde:  $u_{100}$  é a velocidade do vento a 200 m ( $m s^{-1}$ ),  $k$  é a constante de Von Karman,  $z_{0m}$  é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e  $\psi_m(200 m)$  é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 200 m.

De posse dos valores corrigidos de  $u^*$ , foi computado o valor corrigido da resistência aerodinâmica ao transporte de calor  $r_{ah}$  ( $s m^{-1}$ ) através da seguinte equação (BASTIAANSEN, 1995, MORSE et al., 2000; ALLEN et al., 2002; BEZERRA, 2006; MEIRELLES, 2007):

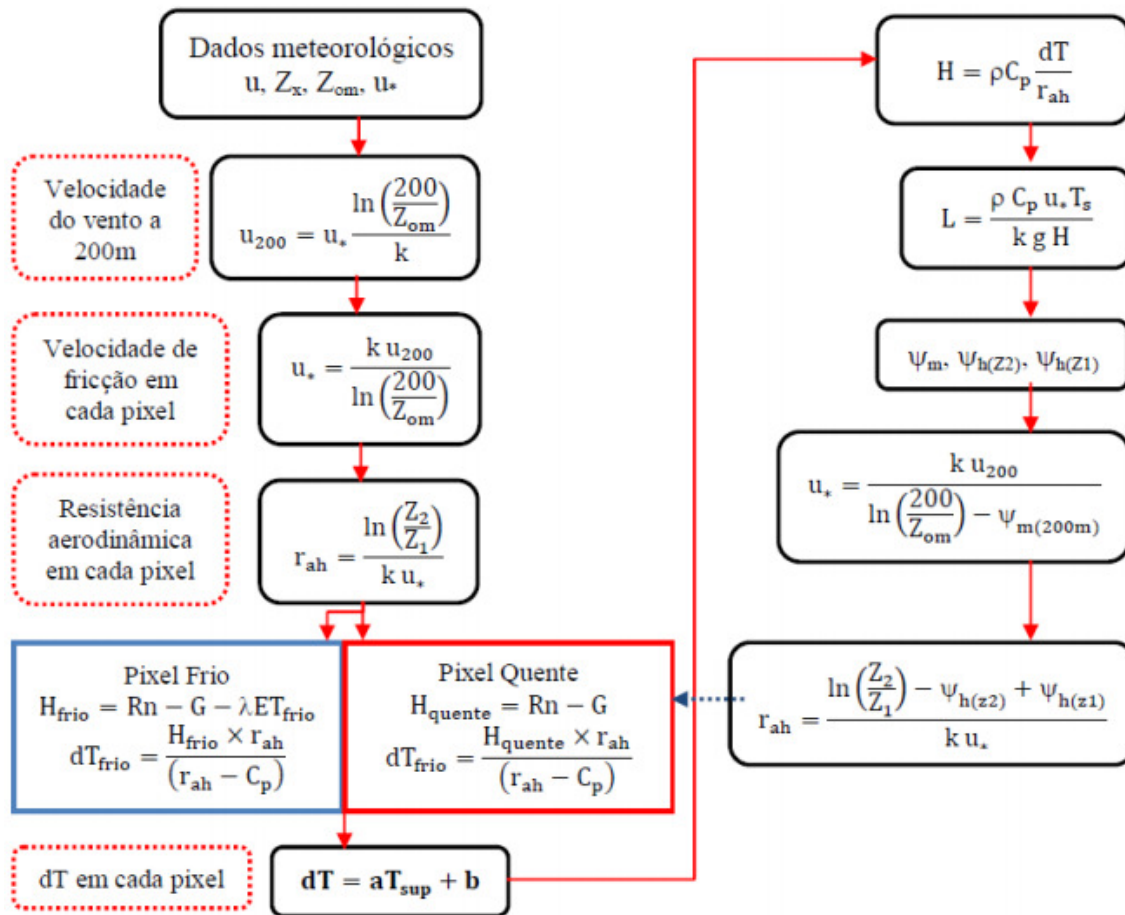
$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_h(z_2) + \psi_h(z_1)}{k \cdot u_*}$$

Eq. 56

Onde:  $z_2$  e  $z_1$  valem 2 m e 0,1 m respectivamente e  $\psi_h(z_2)$  e  $\psi_h(z_1)$  são as correções devido as condições de estabilidade para o transporte de calor sensível a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Em seguida, retornou-se ao cálculo da função da diferença de temperatura ( $dT$ ), repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obtenha a estabilidade nos valores sucessivos de  $dT$  e  $r_{ah}$ . A Figura 13 mostra o fluxograma do processo iterativo para o cálculo de  $H$ .

**Figura13** – Cálculo do fluxo de calor sensível. Fonte: Bezerra (2004).



#### 4.2.15 - Etapa 14 – Fluxo de Calor Latente (LE)

O fluxo de calor latente será estimado como um termo residual do balanço de energia, conforme expresso na equação 57. Essa equação refere-se ao fluxo de calor latente para o momento da passagem do satélite (instantâneo):

$$LE = Rn - H - G \quad \text{Eq. 57}$$

Em que:  $LE$  é o fluxo de calor latente ( $W m^{-2}$ );  $Rn$  é o saldo de radiação à superfície ( $W m^{-2}$ );  $G$  é o fluxo de calor no solo ( $W m^{-2}$ );  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ).

#### 4.2.16 - Etapa 15 – Evapotranspiração (ET)

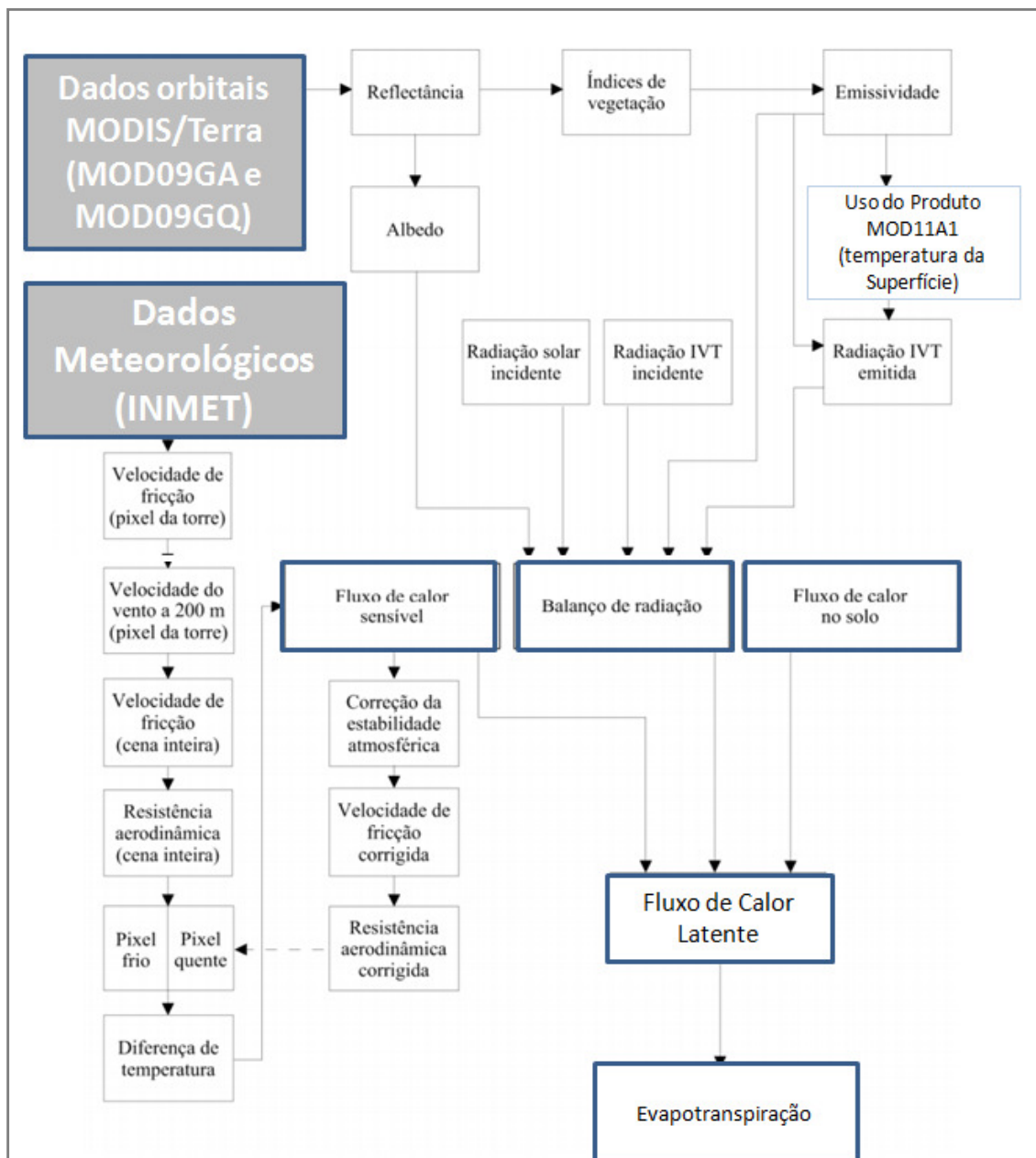
A ET dada pela razão entre o fluxo de calor latente (LE) e o calor latente de vaporização da água ( $\lambda = 2,45 \times 10^6 J kg^{-1}$ ), multiplicada por 3600, que é um fator de conversão de valor instantâneo para valor horário (ALLEN et al., 2002, TREZZA, 2002), conforme equação 41:

$$ET = \frac{LE}{\lambda} 3600 \quad \text{Eq. 58}$$

### 4.3 Algoritmo SEBAL para dados do satélite TERRA – MODIS

Para o cálculo do balanço de radiação, Energia e Evapotranspiração à superfície, foram desenvolvidos modelos através da ferramenta *Model Maker* do software ERDAS Imagine 2014 destinados às tarefas descritas no desenvolvimento do algoritmo. Para propiciar uma melhor compreensão das etapas no processamento do SEBAL, utilizando-se produtos MODIS, é apresentado, na Figura 14, um fluxograma generalizado das rotinas computacionais necessárias à estimação da evapotranspiração.

**Figura 14** - Fluxograma com as etapas do processamento do Balanço de Radiação, Energia e Evapotranspiração à Superfície adaptado às imagens MODIS.



Os produtos MOD09GA, MOD09GQ E MOD11A1 já possuem correção dos efeitos atmosféricos, nos quais são feitos por meio de um complexo algoritmo interno utilizado pelo MODIS. Sendo Assim, o primeiro passo é a obtenção do albedo de superfície. Inicialmente, de acordo com cabeçalho de informações que vem junto com as imagens, deve-se ajustar o número digital dos pixels ao multiplicá-lo por um fator de escala de 0,0001 para o produto de refletância (MOD09GA e MOD09GQ) e de 0,02 para o produto o produto MOD11A1. Esta e as etapas seguinte foram feitas na ferramenta “*Model Maker*” do Software “Erdas Imagine 2014”.

Em seguida, o albedo de superfície ( $\alpha$ ) foi calculado ao aplicar a equação de TATSUMI et al. (2008)

$$\alpha = \sum_{b=1}^n (\rho_{s,b} + W_b) \quad \text{Eq. 59}$$

Onde  $w_b$  representa o coeficiente de ponderação que significa a fração da radiação solar que ocorre num domínio espectral representada por uma banda específica (tabela 10);  $n$  é o número de bandas correspondente e  $\rho_{s,b}$  é a refletância espectral à superfície, obtida do produto MOD09GA.

**Tabela 10** - Coeficientes de ponderação para imagens MODIS obtido por TATSUMI et al. (2008)

Coeficiente	$\rho_1$	$\rho_2$	$\rho_3$	$\rho_4$	$\rho_5$	$\rho_6$	$\rho_7$
$W_b$	0,215	0,215	0,242	0,129	0,101	0,062	0,036

Nas etapas seguintes foram utilizadas as mesmas equações aplicadas para as imagens TM – Landsat 5, com exceção da equação de temperatura da superfície, pois no MODIS essa temperatura (também chamada de LST) já foi obtida como um produto (MOD11A1). A LST foi utilizada no SEBAL para o cálculo de  $R_{L\uparrow}$ , G e H.

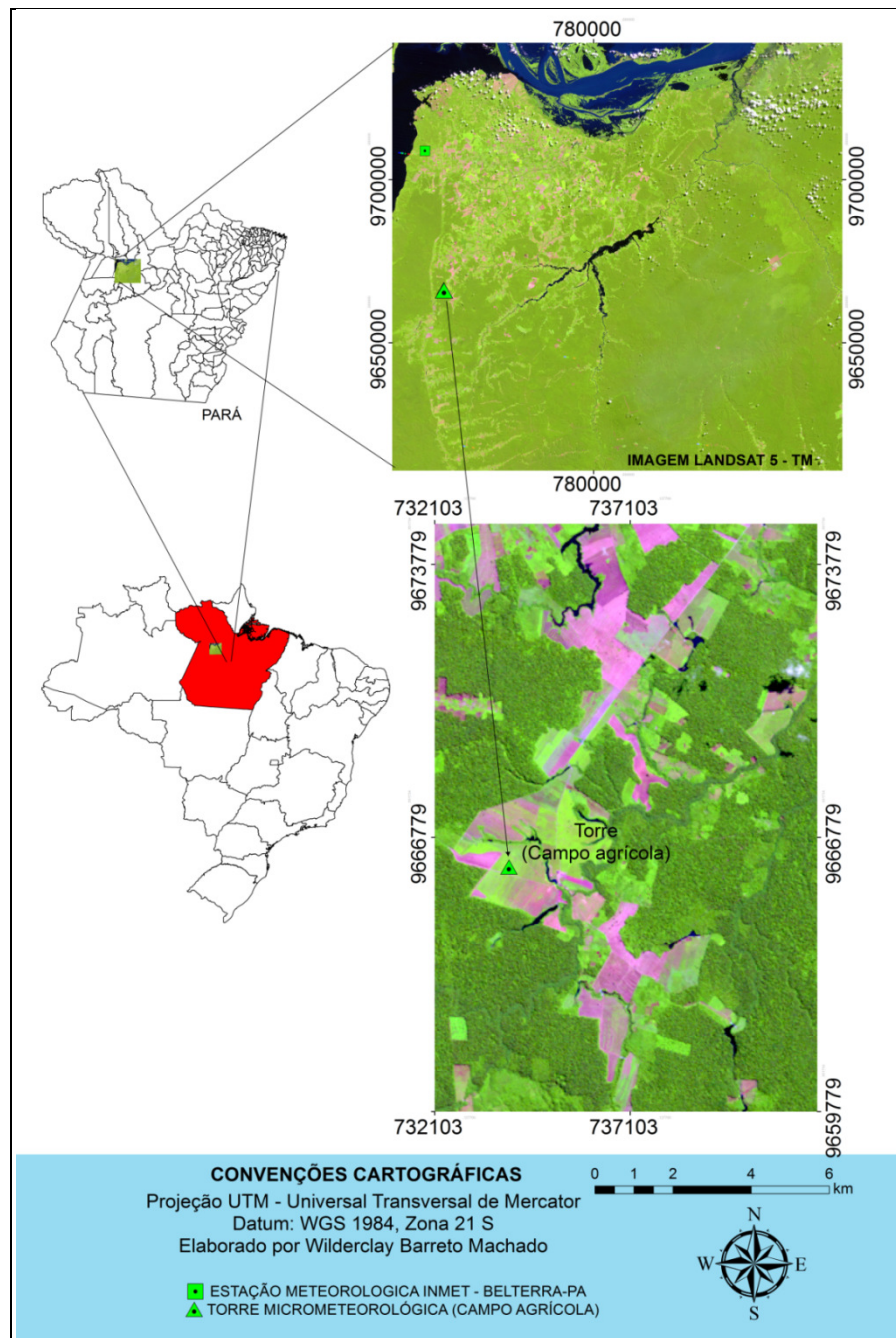
### 4.3 Validação do SEBAL

#### 4.3.1 Instrumentação e Aquisição de dados de campo para Validação do SEBAL

O conjunto de dados utilizados pertence ao Programa LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) e compreende medidas horárias de diversas variáveis, dentre as quais se utilizou: componentes do saldo de radiação, as componentes do Balanço de energia (H, LE e G); temperatura e umidade relativa do ar, precipitação pluviométrica e umidade do solo para os três sítios.

A área de campo agrícola está localizada no município de Santarém-PA, (Figura 15). A torre micrometeorológica do campo agrícola (Fazenda Paraíso) ( $3^{\circ}0'43,56''S$ ,  $54^{\circ}32'13,56''W$ ) está localizada à aproximadamente 77 km do perímetro urbano da cidade de Santarém - PA, cujo objetivo primário foi verificar a influência dos diferentes tipos de condições de superfície na interação biosfera-atmosfera (SAKAI *et al.*, 2004). Para o período analisado a condição da superfície era de cultivo de soja.

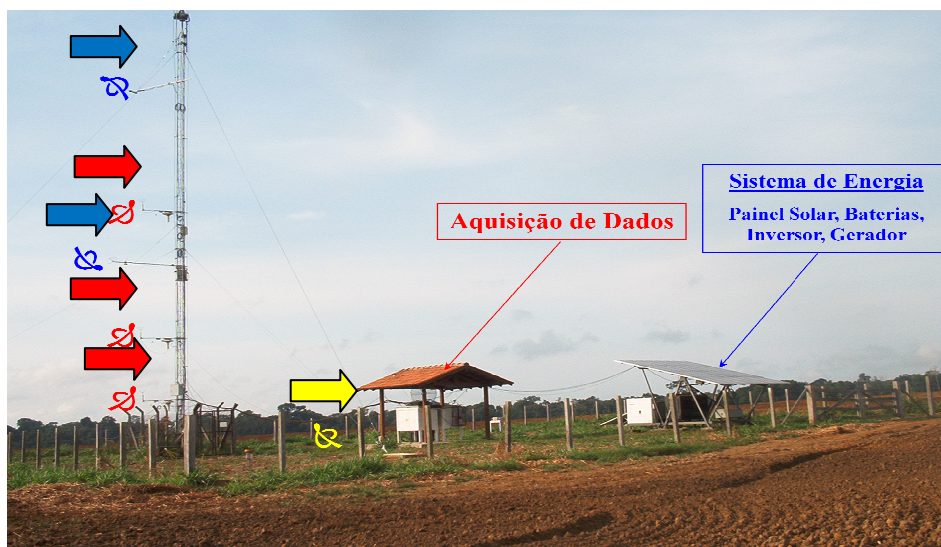
**Figura 15** - Localização da região de estudo no Estado do Pará. A composição colorida foi obtida com dados adquiridos pelo sensor Mapeador Temático / Landsat 5 de 01/07/2005.





A instrumentação no campo agrícola (km 77) é composto basicamente por anemômetros sônicos tridimensionais, analisador por infravermelho (IRGA) que mede dados a alta frequência (setas vermelhas na Figura 16). Saldo radiômetros (setas Azuis) e sensor de umidade do solo (seta amarela). Sinais analógicos do instrumento de resposta lenta são armazenados pelo datalogger (armazenador de dados)(Campbell Sci., 23x, Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA) que envia uma serie a 0,2 Hz. O software funciona num computador sincronizado com a série, onde processa os dados próximo do tempo real (SAKAI et al., 2004).

**Figura 16** - Torre micrometeorológica na fazenda Paraíso.



Para observações contínuas de um sitio afastado de qualquer rede de energia elétrica, para minimizar os riscos de danos ambientais, e para minimizar a base de influencia de geração de CO<sub>2</sub>, todo instrumento e aquisição foram alimentados por um sistema de força híbrido, (Sunwise Inc., Kingston, NY, USA). Este sistema consiste em painel fotovoltaico, um banco de baterias, um auxílio de gerador a diesel, e um inversor, que estava designado para prover 500 W de 120 V CA continuamente por todo o dia.

A aquisição das medidas foi feita através de um sistema de coletor de dados (“data-loggers” – Campbell Scientific CR10X, CR23X) conectados em rede a um micro-computador central e gerenciado pelo programa PC208W (Campbell Systems – versão 3,1), que armazenou os dados em arquivos de baixa frequência (valores médios de 30 minutos) e altas frequências (4,0; 1,0; 0,5 ou 0,1 Hz), contendo 24 h de medidas contínuas.



**Tabela 11 – Instrumentação de campo na Fazenda Paraíso (km77)**

Componentes	Modelo	Nível vertical (m)	Variável medida*
Anemômetro sônico 3D	SATI/3K		$U_x, U_y, U_z,$ $T_{sonica}, P$
Analizador de gás por infravermelho	Licor 6262	8.75	$H_2O, CO_2$
Sensor de temperatura e umidade relativa do ar	CS500	6.1; 4.1 e 2.2	$T_{ar}, UR$
Sensor de radiação solar global incidente e refletida	CM11/14	17.8	$Rs_{in}, Rs_{up}$
Sensor de radiação de onda longa	CG2		$L_{in}, L_{out}$
Sensor de umidade do solo	CS615	- 0.30	$\theta$
Pluviômetro			Precipitação
Datalogger	Campbell Sci.,23x		

\*  $U_x, U_y, U_z, T_{sonica}, P$  = componentes da velocidade do vento em x, y e z,  $T_{sonica}$  = temperatura do ar derivado da velocidade do som,  $P$  = pressão do ar,  $H_2O$  = concentração de vapor d'água,  $CO_2$  = concentração de dióxido de carbono,  $T_{ar}$  = temperatura do ar,  $UR$  = umidade relativa do ar,  $Rs_{in}$  = radiação solar incidente,  $Rs_{up}$  = radiação solar refletida,  $R_{Lin}$  = radiação de onda longa emitida da atmosfera,  $R_{Lup}$  = radiação de onda longa emitida da superfície,  $\theta$  = umidade do solo.

### 4.3.2 Análise de Erros

De forma a avaliar a concordância entre os valores observados e modelados foram calculados erro absoluto (EA) e o erro relativo (ER), descritos de acordo com as Equações 59 e 60.

$$EA = (V_{Modelado(SEBAL)} - V_{Observado(Torre)}) \quad \text{Eq. 59}$$

$$ER = 100 \frac{|V_{Modelado(SEBAL)} - V_{Observado(Torre)}|}{V_{Observado(Torre)}} \quad \text{Eq. 60}$$

Em que  $V_{Modelado(SEBAL)}$  representa a medida do fluxo calculada pelo modelo SEBAL no pixel da torre micrometeorológica do campo agrícola na fazenda Paraíso (há 77 km do centro urbano de Santarém-PA) e  $V_{Observado(Torre)}$  representa a medida feita através dos dados da Torre de fluxo na fazenda Paraíso.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este capítulo foi dividido basicamente em 4 itens, nos quais são apresentados e discutidos os principais resultados obtidos nesta pesquisa. No **item 5.1** será explicado como as diferentes coberturas e uso da terra ao longo da Rodovia BR – 163 modificam os processos de emissão e absorção de radiação solar, terrestre, Temperatura da Superfície e a dinâmica do fluxo do calor no solo, através do algoritmo SEBAL utilizando Imagens do Sensor MODIS abordo do satélite TERRA.

No **item 5.2** Será abordada uma análise dos fluxos de Calor Sensível, Latente, ET e razão de Bowen para todas as classes existentes na região de estudo a fim de saber qual o potencial de reversibilidade da região sob a ótica da produção de umidade e observar se os fragmentos de florestas conseguem suprir os efeitos provocados pelas ações antrópicas na região.

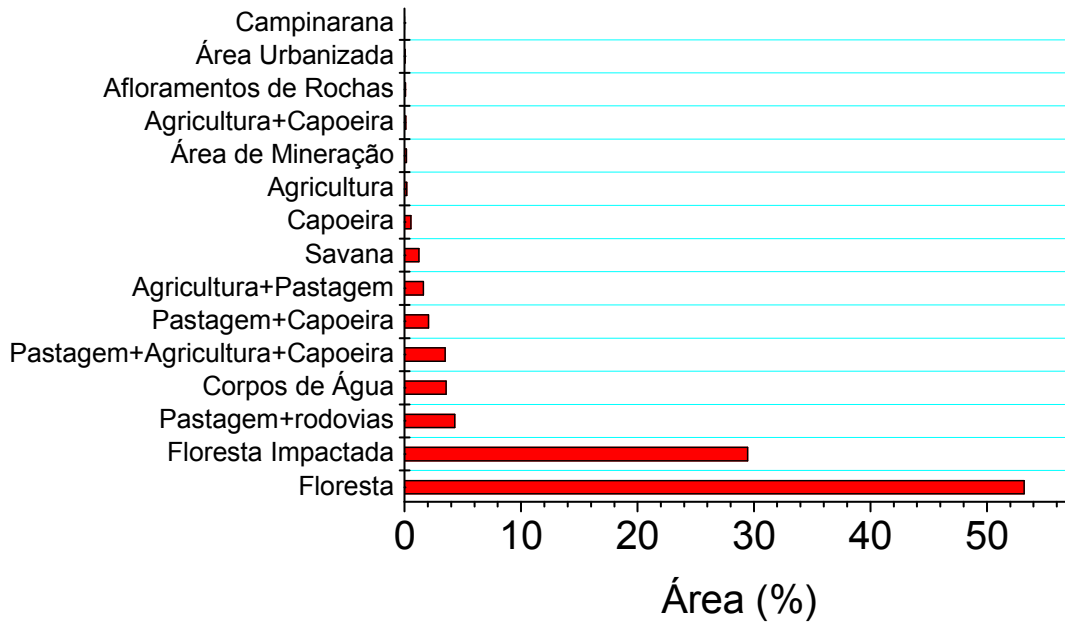
No **item 5.3**, serão analisados os fluxos das componentes do saldo de radiação ( $R_{S\uparrow}$ ,  $R_{S*}$ ,  $R_{L*}$ ), saldo de radiação ( $R_n$ ), componentes do balanço de Energia ( $H$ ,  $LE$ ,  $G$ ), Temperatura da Superfície ( $T_{SUP}$ ) e Evapotranspiração ( $ET$ ) nas áreas de Unidades de Conservação nas modalidades de Floresta Nacional, Reserva extrativista, Reserva biológica e Área de Proteção Ambiental com o objetivo de saber a influencia das Unidades de Conservação na manutenção da produção de umidade para atmosfera na região de estudo

E por fim, no **item 5.4** será tratada a cerca da validação do modelo SEBAL tendo como referencia a torre micrometeorológica localizada no sitio experimental do programa LBA nas dependências da fazendo Paraíso (campo agrícola).

### **5.1 Como as diferentes coberturas e uso da terra ao longo da rodovia BR – 163 modificam os processos de emissão e absorção de radiação solar, terrestre e fluxo de calor no solo?**

Na figura 17, é possível observar a preponderância de áreas de florestas em relação às demais, com percentual de até 53% da área de estudo total, cujo valor é de 175.572 km<sup>2</sup>. Mas, ao somar com área de floresta impactada (secundária) esse percentual de área de florestas sobe para 272.727 km<sup>2</sup> correspondendo à 82% em relação à área total.

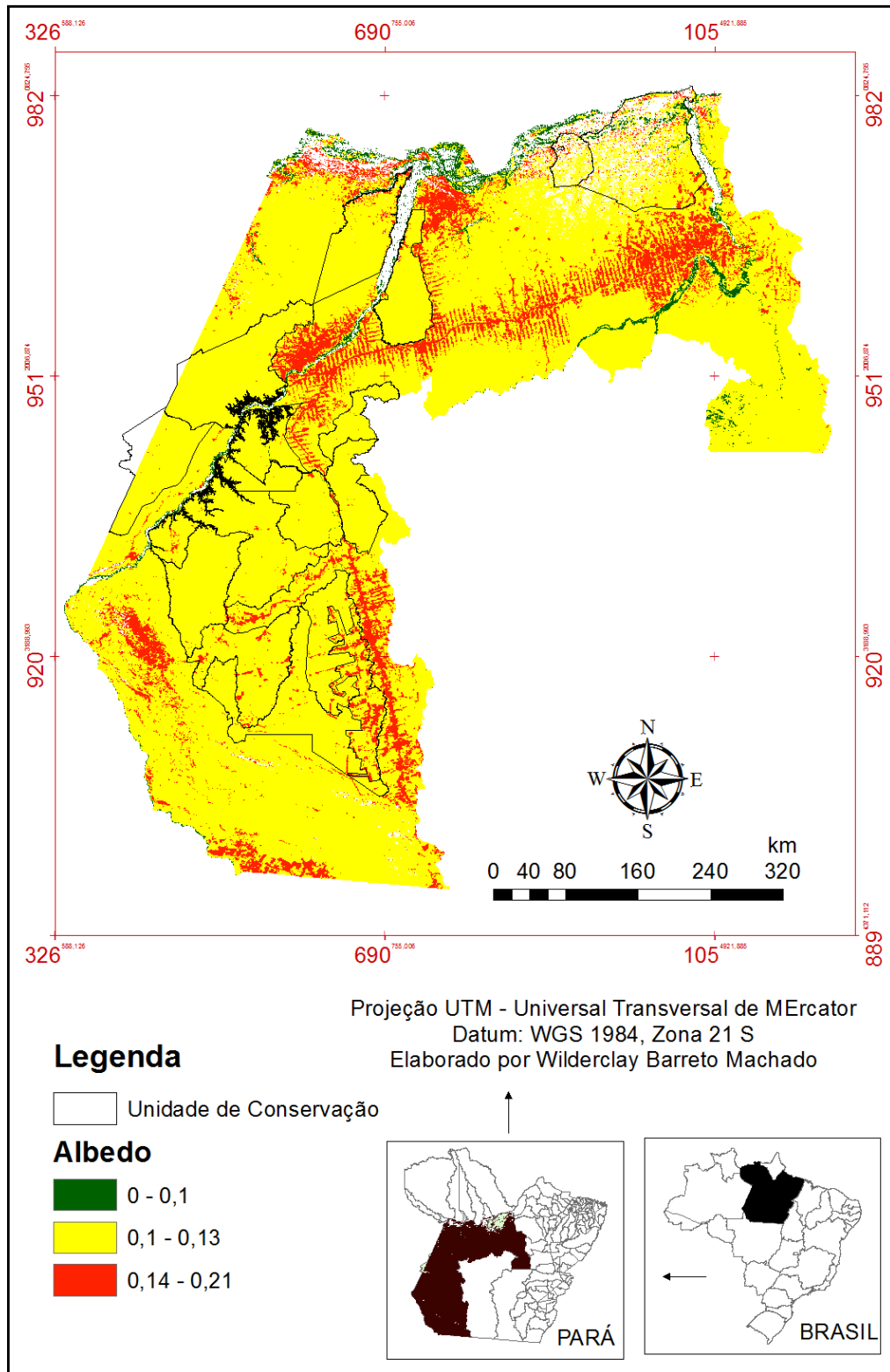
**Figura 17** – Percentagem de área de cada Condição de Superfície (classe) em relação à área total.



Na figura 18 é possível constatar que intervalo predominante foi entre 0,1 e 0,13, representados na classe com tonalidade amarela que culmina com as áreas de floresta na região de estudo. Observam-se alguns pontos na classe vermelha com valores superiores a 0,14 destacados nos alvos com alta refletividade que culmina com ações antrópicas principalmente em área urbana, agricultura, Pastagem, Rodovias, Capoeira e área de Mineração, cujos valores podem ser observados na tabela 13.

LIBERATO (2011), em um estudo no estado de RO, utilizando dados TM/Landsat 5, encontrou valores de albedo em áreas de floresta nativa variando entre 0,12 e 0,13. As áreas de sucessão secundária apresentaram valores entre 0,15 e 0,17, e as áreas de pastagem apresentaram valores geralmente superiores a 0,17. Os valores obtidos concordam com o estudo de Santos *et al.* (2011), que encontraram para áreas de pastagem em RO, valores médios de albedo de 0,19 e 0,22 para dias referentes ao período seco de 2008.

**Figura 18** – Carta com valores médios de albedo de 2001 à 2016.

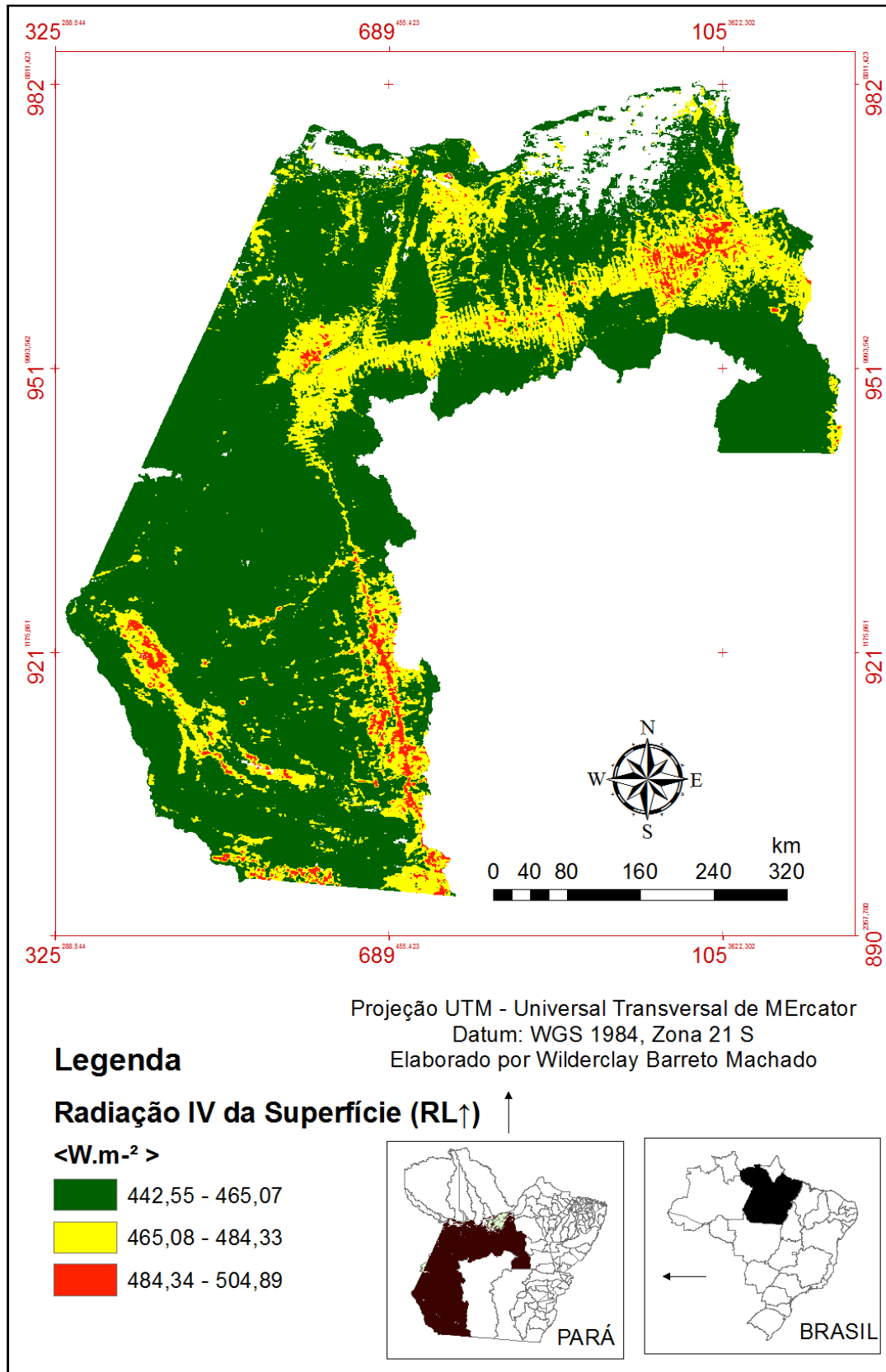


**Tabela 12** – Valores médios de Albedo, Temperatura da Superfície ( $T_{SUP}$ ), NDVI, Fluxo de Calor no Solo (G), e radiação de ondas longas emitida pela superfície ( $R_{L\uparrow}$ )

<b>Condição de Superfície</b>	<b>Albedo</b>	<b>±</b>	<b><math>T_{SUP}</math> (°C)</b>	<b>±</b>	<b>NDVI</b>	<b>±</b>	<b>G (W.m<sup>-2</sup>)</b>	<b>±</b>	<b><math>R_{L\uparrow}</math> (W.m<sup>-2</sup>)</b>	<b>±</b>
<b>Floresta</b>	0,123	0,008	28,84	0,62	0,863	0,03	41,85	5,97	461,5	4,9
<b>Floresta Impactada</b>	0,124	0,009	29,32	0,99	0,855	0,04	44,43	8,22	463,37	6
<b>Agricultura+Capoeira</b>	0,133	0,016	29,87	0,88	0,816	0,06	53,29	12,83	463,37	6,04
<b>Capoeira</b>	0,139	0,014	30,86	1,29	0,811	0,06	55,4	12,53	472,87	7,93
<b>Pastagem+Agricultura+Capoeira</b>	0,137	0,012	30,23	0,96	0,803	0,06	55,94	11,37	468,94	5,92
<b>Pastagem+Capoeira</b>	0,139	0,014	30,8	1,17	0,775	0,07	62	12,94	472,43	7,2
<b>Área de Mineração</b>	0,139	0,011	29,4	1,07	0,738	0,11	64,82	16,68	463,56	6,4
<b>Savana</b>	0,128	0,024	31,8	1,65	0,705	0,1	75,39	15,49	478,26	10,15
<b>Pastagem+Rodovias</b>	0,147	0,013	31,97	1,56	0,7	0,09	74,76	14,63	479,45	9,63
<b>Corpos de Água</b>	0,068	0,029	28,54	0,87	0,671	0,12	183,09	71,62	461,58	4,9
<b>Agricultura</b>	0,156	0,01	31,46	0,97	0,665	0,09	77,28	11,46	476,26	5,9
<b>Agricultura+Pastagem</b>	0,11	0,025	29,41	1,08	0,662	0,09	89,79	44,74	463,82	6
<b>Campinarana</b>	0,14	0,01	32,03	0,62	0,639	0,06	85,01	9,07	479,36	3,92
<b>Área Urbanizada</b>	0,153	0,02	32,82	2,15	0,553	0,14	90,66	14,49	484,32	13,24
<b>Afloramentos de Rochas</b>	0,09	0,02	30,62	0,91	0,536	0,14	173,38	18,17	470,06	5,4

Observa-se na figura 19 a carta com valores médios de radiação infravermelha emitida pela superfície de 2001 à 2016. Onde é possível constatar que o intervalo predominante está entre 442 e 465  $W.m^{-2}$ , representado na classe com tonalidade verde que culminando nas áreas de floresta na região de estudo. Observou-se alguns pontos na classe intermediária na cor amarela com valores entre 465 e 483  $W.m^{-2}$  cujos alvos são as áreas antrópicas, Campinarana e Savana. Em tonalidade vermelha cujas feições representam maiores emissões calor para a atmosfera observou-se em áreas Urbanizadas e ao longo da Rodovia Santarém – Cuiabá, ao sul na cena de estudo, mais precisamente no município de Novo Progresso - PA, cujos valores podem ser observados na tabela 12.

**Figura 19** – Carta com valores médios de Radiação infravermelha emitida pela superfície de 2001 à 2016.

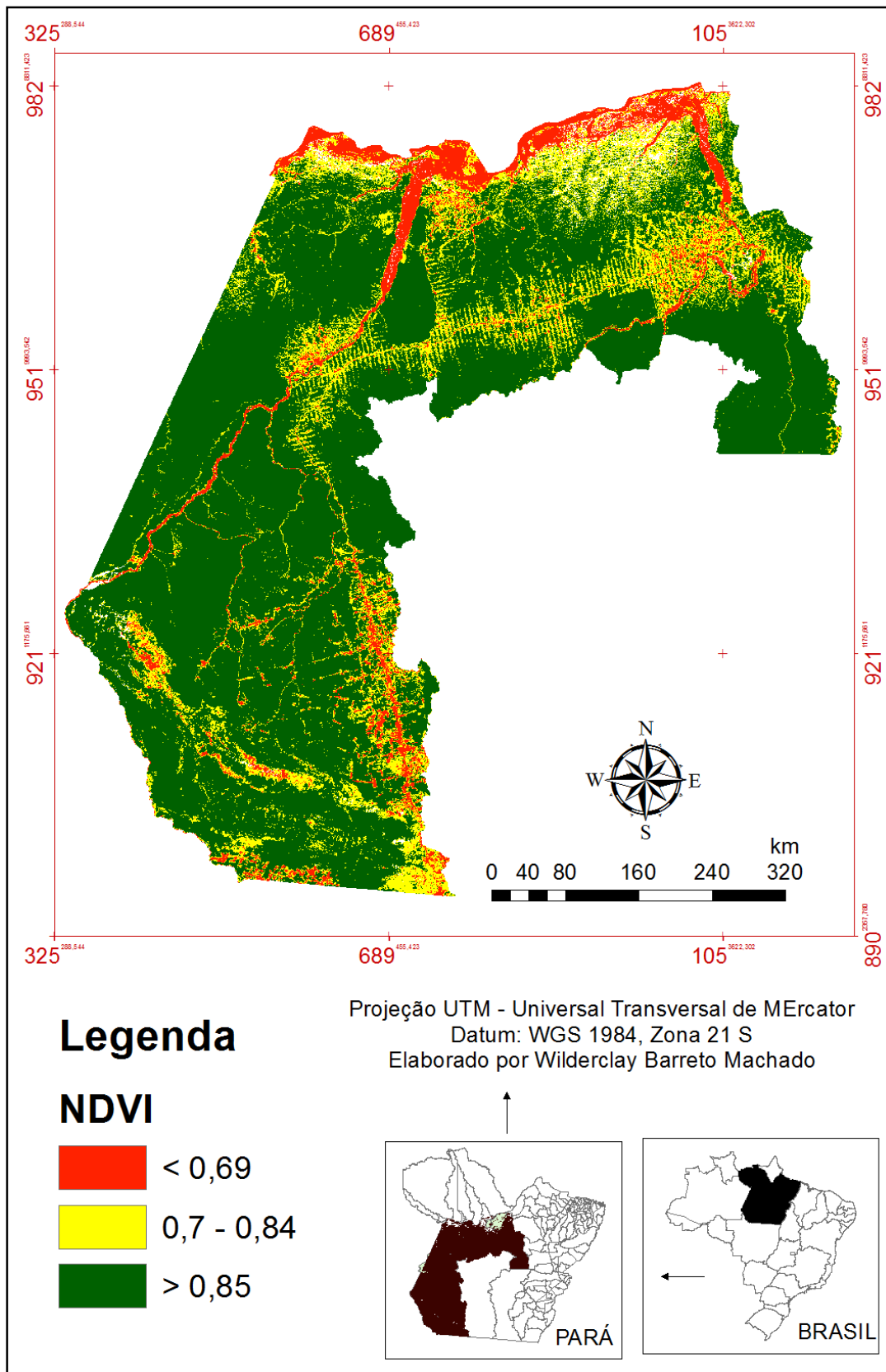


Na identificação e quantificação do percentual de cobertura verde distribuídas na cena de estudo, assim como sua relação nas outras variáveis a serem analisados, realizou-se a estimativa do índice de vegetação (NDVI), que permite quantificar a presença de vegetação verde na superfície e caracterizar sua distribuição espacial, permitindo assim o acompanhamento do grau de urbanização vivenciado por uma região.

Observa-se na figura 20 a carta com valores médios de NDVI entre os anos de 2001 à 2016. Onde é possível perceber que o valor predominante está acima de 0,85 representado pela cor verde na carta culminando nas áreas de floresta na região de estudo. Observa-se alguns pontos na classe intermediária na cor amarela com valores entre 0,7 e 0,84, cujos alvos são as áreas antrópicas (Agricultura+Capoeira Capoeira Pastagem+Agricultura+capoeira, Pastagem+Capoeira e Área de mineração). Na tonalidade em vermelho, cujo valor situa-se abaixo de 0,69, observam-se as feições com alguns pixels das áreas urbanizadas, em corpos d'águas e trechos da BR-163 principalmente ao sul da cena no município de Novo Progresso e na região de Savana iniciando no município de Jacareacanga – PA até Novo Progresso – PA, região sul da cena de estudo.



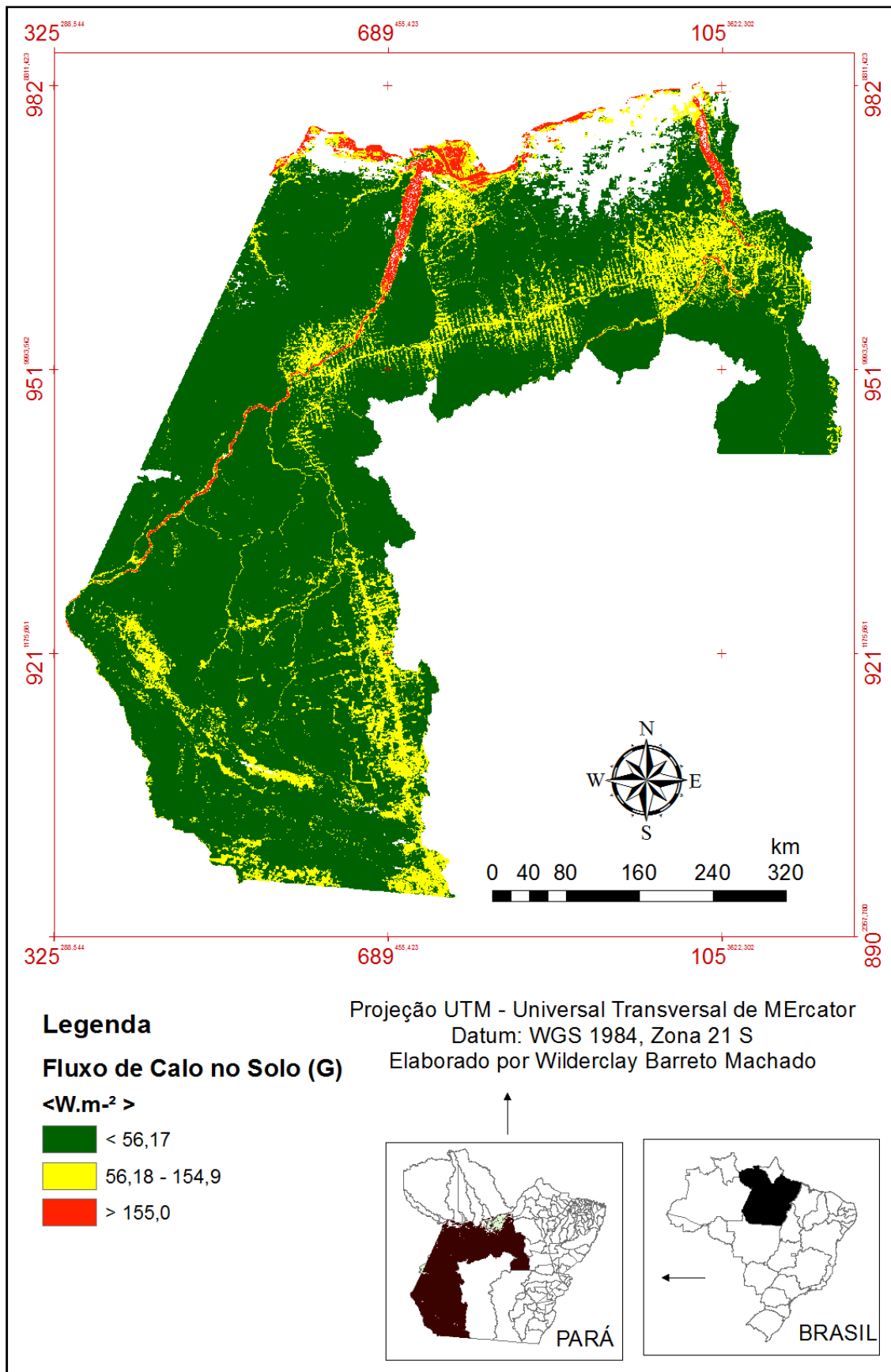
Figura 20 – Carta com valores médios de NDVI nos anos de 2001 à 2016.



A variação espacial dos valores de G na figura 21, apresenta a menor magnitude nas áreas providas de vegetação localizada no entorno dos centros urbanos e das Rodovias Santarém-Cuiabá (BR-163) e Transamazônica (BR-230) das imagens com tonalidade verde, enquanto o destacados na tonalidade vermelha localizados nas áreas com predominância de coberturas impermeáveis e com elevado adensamento urbano, apresentam os maiores valores do fluxo de calor no solo, proporcionando o surgimento de ilhas de calor, fenômeno comum em áreas urbanas, corroborando com OLIVEIRA e GALVÍNCIO (2008), os quais observaram que a densidade de cobertura vegetal atuou como importante fator para a diminuição dos valores de G.

Os valores intermediários e altos de G, representados pelas classes com tonalidade amarela e vermelhas nos na figura 21, evidencia com fragmentação da vegetação, vegetação muito rala ou solos expostos, conforme já salientava Santos (2009).

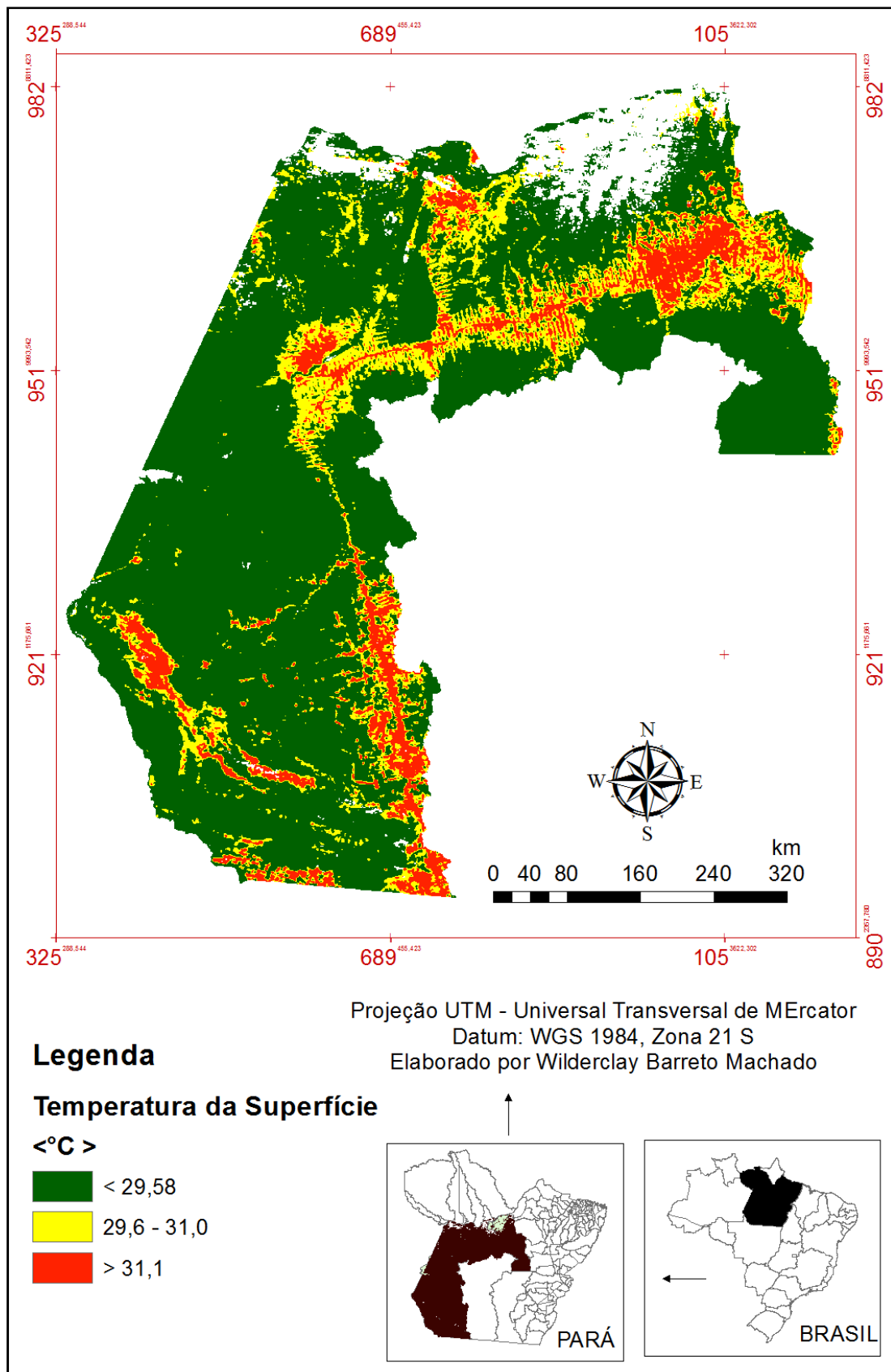
**Figura 21** – Carta com valores médios de Fluxo de Calor No solo (G) nos anos de 2001 à 2016.



A  $T_{\text{Sup}}$  tem relevância científica significativa, com contribuições importantes em vasto campo das atividades econômicas e comerciais ligadas à agricultura. Ela constitui em parâmetro fenomenológica de notável influência climática e é um indicador de estado hídrico de cultura. Na Figura 22 é possível observar a carta com valores médios de  $T_{\text{Sup}}$  dos anos de 2001 à 2016, onde se constatam os maiores valores na tonalidade vermelho com intervalos superiores a  $31^{\circ}\text{C}$  configurando-se um arquipélago de calor na área urbana, Pastagem+Rodovias, Agricultura, Campinarana e savana. Enquanto as classes na tonalidade verde representada pelas florestas, corpos d'água apresentaram valores menores que  $29,58^{\circ}\text{C}$  e amarelo representadas pelas Pastagem+Capoeira, Pastagem+agricultura+capoeira, Capoeira e afloramento de rochas e área de mineração.

Em todas as cenas analisadas a distribuição espacial dos valores são modulados pela intensificação no uso do solo com predominância de superfícies com características em armazenar e liberar. Desse modo, nas feições onde a cobertura vegetal é mais escassa observa-se maiores incremento de Temperatura da Superfície.

**Figura 22** – Carta com valores médios de Temperatura da Superfície (nos anos de 2001 à 2016)



Na figura 23, é possível observar valores médios de **(a)** NDVI; **(b)** Temperatura da Superfície; **(c)** Albedo; **(d)** Radiação Infravermelha Emitida pela Superfície -  $R_{L\uparrow}$  e **(e)** Fluxo de Calor No solo nos anos de 2001 à 2016. Constata-se uma variação de todos os valores em função da condição da superfície, cujas feições onde a cobertura vegetal é mais escassa observam-se maiores incremento de Temperatura da Superfície (figura 23b), principalmente em áreas urbanizadas, cujo valor fora de  $32,8 \pm 2,15$  °C, que consiste em 12% a mais do que o observado em área de floresta, cuja temperatura da superfície fora  $28,8 \pm 0,62$  °C e apresenta uma menor variação em torno da média, uma vez que o desvio padrão é menor que o observado em áreas urbanizadas. Isso é devido a uma grande variação nos alvos compreendido nos centros urbanos, como bosques, diferentes telhados de casas, prédios, asfalto, calçadas e etc. Esses alvos apresentam resposta espectral relacionada ao tipo de material, determinantes em sua capacidade de absorver e refletir radiação.

Observa-se também na figura 23b menores valores de temperatura da superfície em corpos d'água, área de mineração e área de floresta, cujos valores são, respectivamente,  $28,5 \pm 0,87$  °C,  $29,4 \pm 1,07$  °C e  $28,8 \pm 0,62$  °C. Enquanto que os maiores valores se observam nas feições de Savana, Pastagem+Rodovia, Agricultura, Campinarana e Áreas Urbanizadas, cujo valores podem ser vistos na Tabela 13.

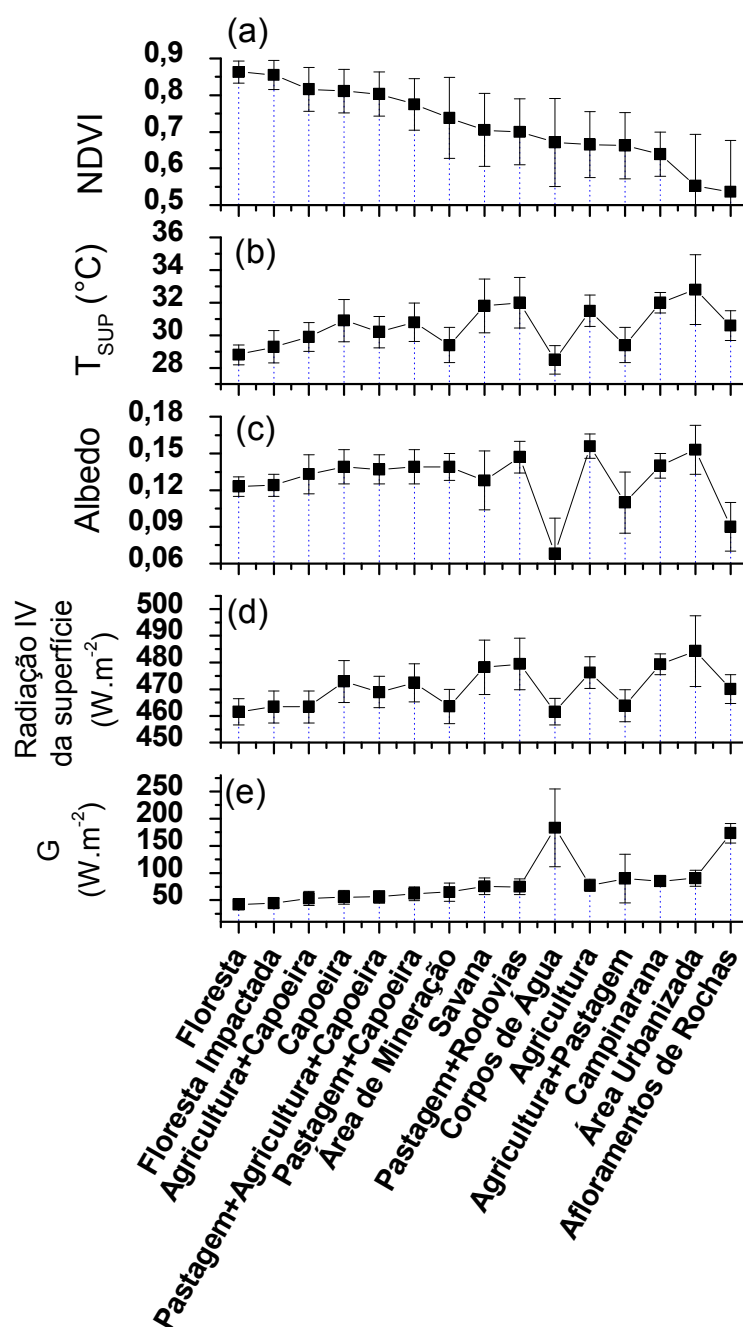
Nota-se na figura 23c, uma acentuada diminuição no valor do albedo nos corpos d'águas, cujo valor é  $0,06 \pm 0,03$ . Correspondendo à aproximadamente 55,5% a menos que o observado nas Áreas Urbanizadas, cujo albedo é  $0,153 \pm 0,02$ . Esses menores valores de albedo em corpos d'águas são devido à propriedade que a água possui em aumentar a transmissividade da radiação com comprimento de ondas curtas (visível) diminuindo a refletividade para a atmosfera. Os valores de albedo estão de acordo com o observado por OLIVEIRA & MORAES (2013), pois na Tabela 12 é possível observar menor valor de albedo em corpos de água (0,06) e os maiores às áreas de pastagem ( $\geq 0,16$ ). As áreas de floresta ombrófila aberta compreenderam valores entre  $\approx 0,10$  e 0,14

As áreas urbanizadas, por sua vez, junto com a agricultura, representam maiores valores de albedo, ou seja, maiores refletividade da radiação visível pela superfície ou maiores perdas de energia da superfície, a qual desencadeia processos biofísicos, biológicos e biogeoquímicos do ecossistema.

mais de perda de energia radiativa da superfície quando comparado com áreas de florestas, cujo valor fora  $461,5 \pm 4,9$  W.m<sup>-2</sup> que pode ser observado na tabela 13.

Na figura 23e, observam-se as médias de fluxo de calor no solo ( $G$ ), onde se constata que, à medida em que a vegetação diminui (figura 23a) representada pelo NDVI, o  $G$  aumenta. Com exceção dos corpos d'água e afloramentos de rochas, cujas feições apresentam altos valores de  $G$ , devido à composição físico-química específica da matéria, é possível evidenciar essa relação, que pode ser observada na figura 24f, cujo o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) foi igual -0,97.

**Figura 23** – Valores médios de (a) NDVI; (b) Temperatura da Superfície; (c) Albedo; (d) Radiação Infravermelha Emitida pela Superfície -  $R_{L\uparrow}$  e (e) Fluxo de Calor No solo nos anos de 2001 à 2016



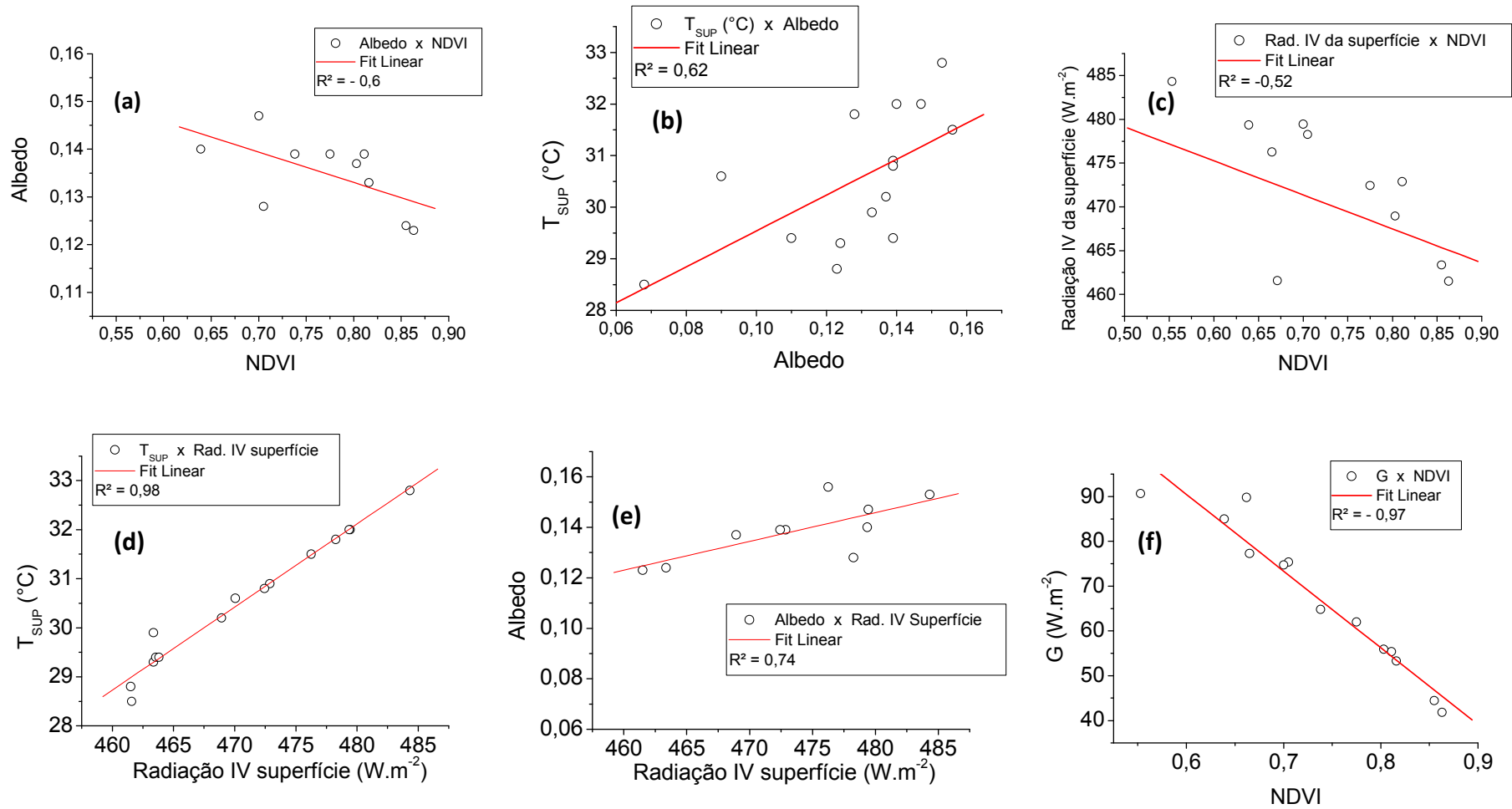
Na figura 24, observam-se as Regressões lineares entre os valores médios de **(a)** Albedo e NDVI; **(b)** Temperatura da Superfície e Albedo; **(c)** Radiação infravermelha Emitida da Superfície -  $R_{L\uparrow}$  e NDVI; **(d)** Temperatura da Superfície e Radiação infravermelha Emitida da Superfície -  $R_{L\uparrow}$ ; **(e)** Albedo e Radiação Infravermelha Emitida da Superfície -  $R_{L\uparrow}$  e **(f)** Fluxo de Calor no Solo e NDVI.

Evidencia-se na figura **24a** que condições de superfície que apresentam altos valores de NDVI demonstram uma redução no albedo, cujo valor de  $R^2$  é igual a -0,6. Superfícies que apresentam maiores valores de albedo demonstram maiores temperaturas (figura **24b**), cujo valor de  $R^2$  é igual a 0,62), uma vez que altos valores de albedo estão associados à superfícies desmatadas, as quais recebem radiação solar direta, elevando a temperatura da superfície e camadas de ar sobrejacentes.

De maneira semelhante à figura **24a**, na figura **24c** é possível observar uma diminuição nos valores de  $R_{L\uparrow}$  à medida que o NDVI aumenta, cujo valor de  $R^2$  é de -0,52. Isso ocorre devido ao menor aquecimento provocado pela interceptação da radiação solar incidente pela vegetação na superfície. Verificam-se nas feições com altas temperatura da superfície os menores valores de  $R_{L\uparrow}$  (figura **24d**) e vice-versa ( $R^2$  é igual a 0,98). Feições com altos valores de temperatura, apresentam maiores valores de  $R_{L\uparrow}$  é em função da  $T_{sup}$ , portanto nos alvos com propriedades de absorção de radiação em maior quantidade resultará na maior emissão de  $R_{L\uparrow}$  para a atmosfera. Ao observar um aumento de  $R_{L\uparrow}$ , constata-se aumento no albedo, cujo valor de  $R^2$  é de 0,74 (figura **24e**).



**Figura 24** – Regressão linear entre os valores médios de **(a)** Albedo e NDVI; **(b)** Temperatura da Superfície e Albedo; **(c)** Radiação infravermelha Emitida da Superfície -  $R_{L\uparrow}$  e NDVI; **(d)** Temperatura da Superfície e Radiação infravermelha Emitida da Superfície -  $R_{L\uparrow}$ ; **(e)** Albedo e Radiação Infravermelha Emitida da Superfície -  $R_{L\uparrow}$  e **(f)** Fluxo de Calor no Solo e NDVI.



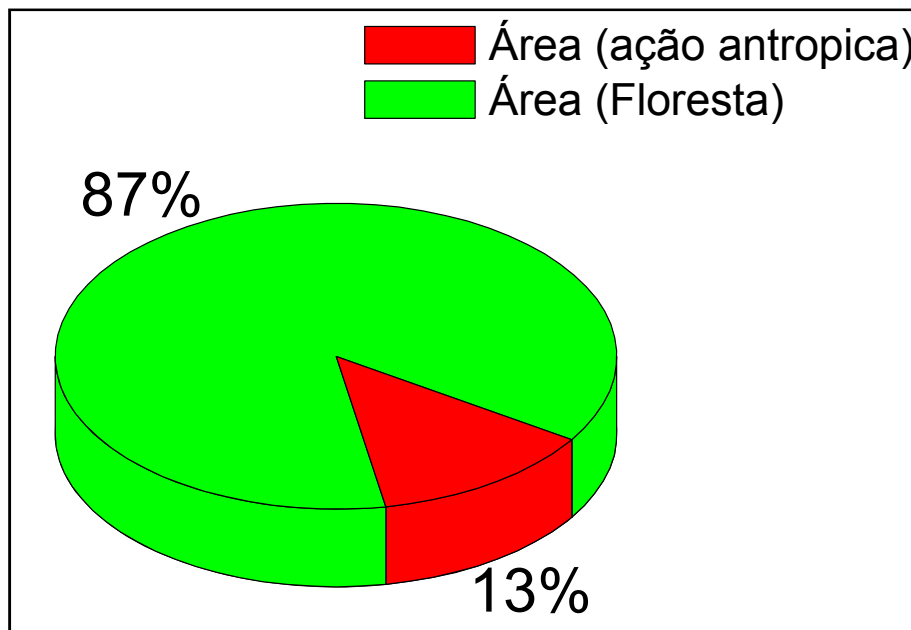
A fim tornar mais clara a análise dos efeitos da ação do homem nos processos de absorção e emissão radiativo e de fluxo de calor no solo, fez-se um rearranjo na classificação das condições da superfície que consistiu em separar todas as áreas que fossem provinda da ação do homem (área urbana, Agricultura+capoeira, área de mineração, Agricultura, Capoeira, Agricultura+Pastagem, Pastagem+Capoeira, Pastagem+Agricultura+Capoeira, Pastagem) e as áreas de florestas (considerada como área natural) de acordo como tabela 13. Percebe-se que na cena de estudo, as área de florestas são preponderante em relação as áreas provinda das ações antrópica, com diferença em até 74% (Figura 25).

**Tabela 13 – Área total das áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.**

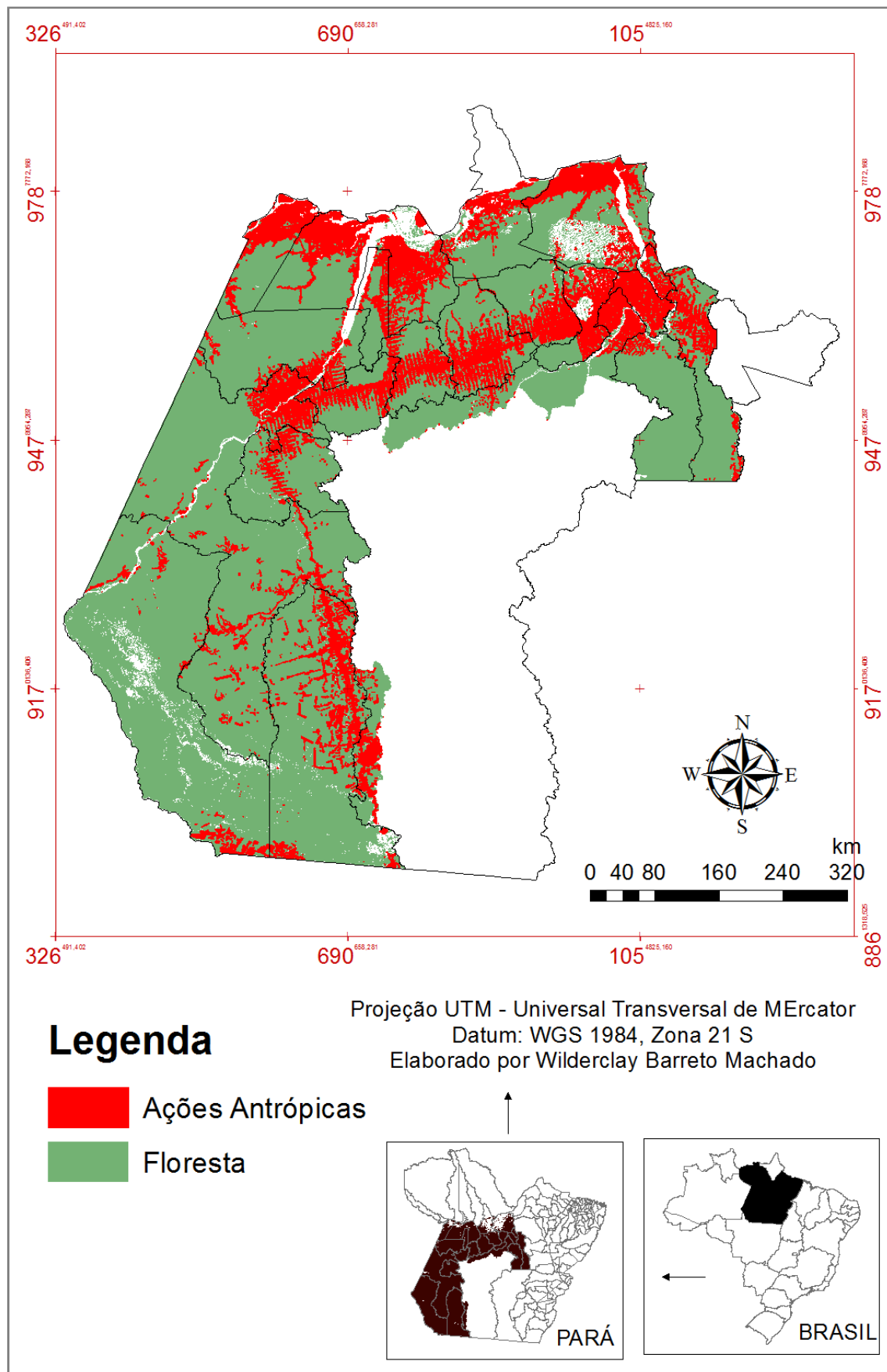
	ÁREA (km <sup>2</sup> )	ÁREA (m <sup>2</sup> )	AREA (%)
<b>AÇÃO ANTRÓPICA</b>			
(área urbana, Agricultura+capoeira, área de mineração, Agricultura, Capoeira, Agricultura+Pastagem, Pastagem+Capoeira, Pastagem+Agricultura+Capoeira, Pastagem)	41260	4,126 x 10 <sup>10</sup>	13
<b>ÁREA DE FLORESTA</b> (Floresta, Floresta Impactada)	272727	2,727 x 10 <sup>11</sup>	87

A espacialização do nova rearranjo das classes pode ser observada na figura 26, onde é possível observar que as áreas com ação antrópica se concentram consideravelmente no entorno da BR-163 (Santarém-Cuiabá), BR-230 (transamazônica) e à norte na cena de estudo em tonalidade vermelha contemplando 13% da área total. Nessa figura observa-se a predominância das áreas de florestas, cuja percentagem consiste em até 87% representada pela tonalidade verde na figura 26.

**Figura 25** – Percentual das áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.

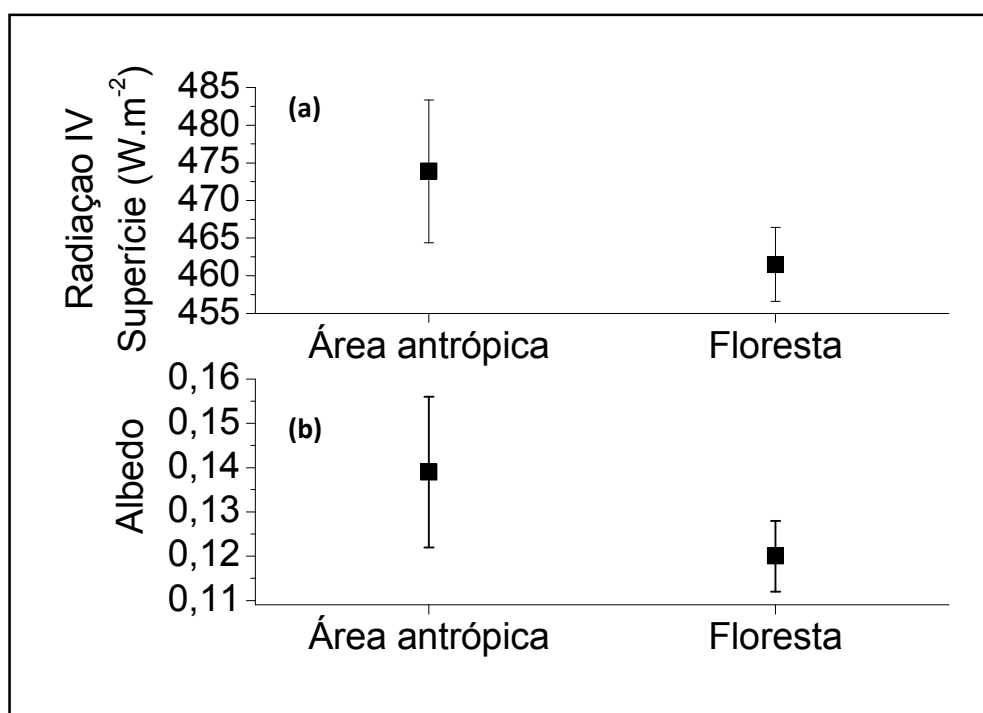


**Figura 26** – Carta com as áreas de floresta e área modificada por ações antrópicas na cena de estudo

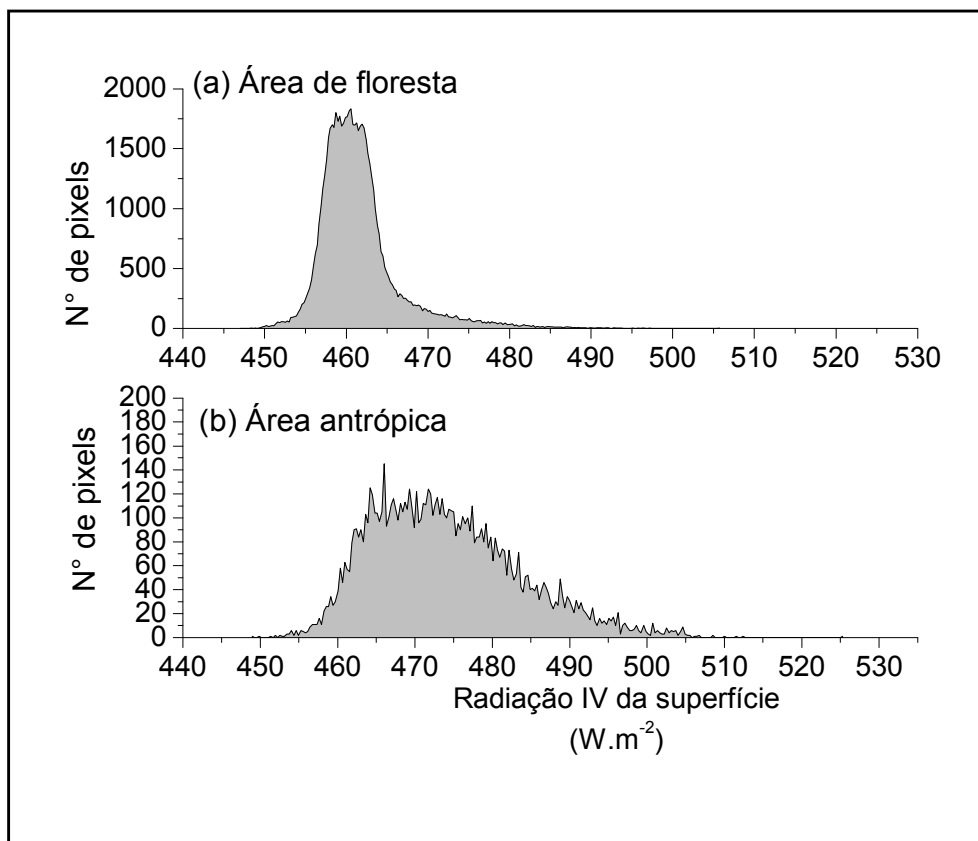


Na figura 27 podem-se ser observados os valores médios para áreas de floresta e provinda devido à ação antrópica de **(a)** Radiação infravermelha emitida pela superfície - ( $R_{L\uparrow}$ ) e **(b)** Albedo. É possível observar diferença nos valores de  $R_{L\uparrow}$  entre as áreas modificadas pelo homem e floresta em até  $12,36 \text{ W.m}^{-2}$ , representando 2,6% (figura 27a). Verifica-se na figura 27b uma diferença no albedo de até 13,7% ao comparar áreas antrópicas com áreas de floresta, cujos valores são, respectivamente,  $0,139 \pm 0,017$  e  $0,12 \pm 0,008$ . Observam-se os maiores valores de albedo em áreas antrópicas devido à remoção ou diminuição da cobertura vegetal nessas áreas ocasionando uma redução da umidade do solo aumentando. Ao observar a figura 28, percebe-se maior variação da amplitude dos valores de  $R_{L\uparrow}$  nas áreas antrópicas (figura 28b) em relação às áreas de florestas (figura 28a). Evidenciada pela maior extensão da calda da direita nos valores de  $R_{L\uparrow}$  na figura 28b.

**Figura 27** – Valores médios para áreas de floresta e provinda da ação antrópica de **(a)** Radiação infravermelha emitida pela superfície -  $R_{L\uparrow}$ ; e **(b)** Albedo.

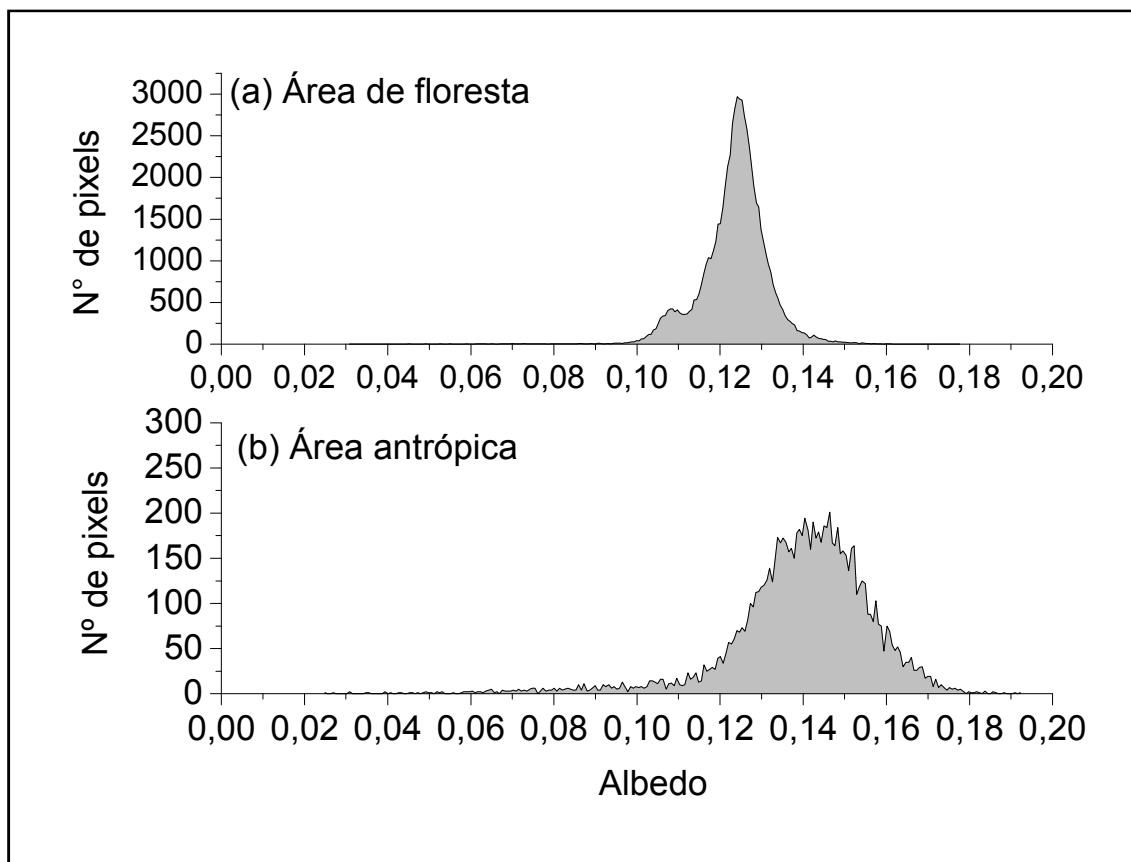


**Figura 28** – Histograma de todos os valores médios de Radiação infravermelha emitida pela superfície ( $R_{L\uparrow}$ ) das áreas de floresta e área provida da ação antrópica na cena de estudo.



Entretanto, ao observar a figura 29, percebe-se maior variação da amplitude dos valores de albedo nas áreas antrópicas (figura 29b) em relação às áreas de florestas (figura 29a), variação que pode ser evidenciada pela maior extensão das caldas tanto da direita quanto da esquerda na figura 29b. Percebe-se também que os maiores valores de albedo na figura 29a estão situados entre 0,12 e 0,13, enquanto que na figura 29b, estão situados entre 0,14 e 0,15. Portanto, modifica áreas de floresta, pode ocasionar um aumento da perda de energia solar, evidenciada pelo aumento do albedo. Esse valores foram maiores na área antropizada com predomínio de superfícies com diversos materiais, enquanto áreas com floresta apresentaram menores valores de albedo. A supressão dessas áreas, ocasiona menor absorção de radiação e maior percentual refletido

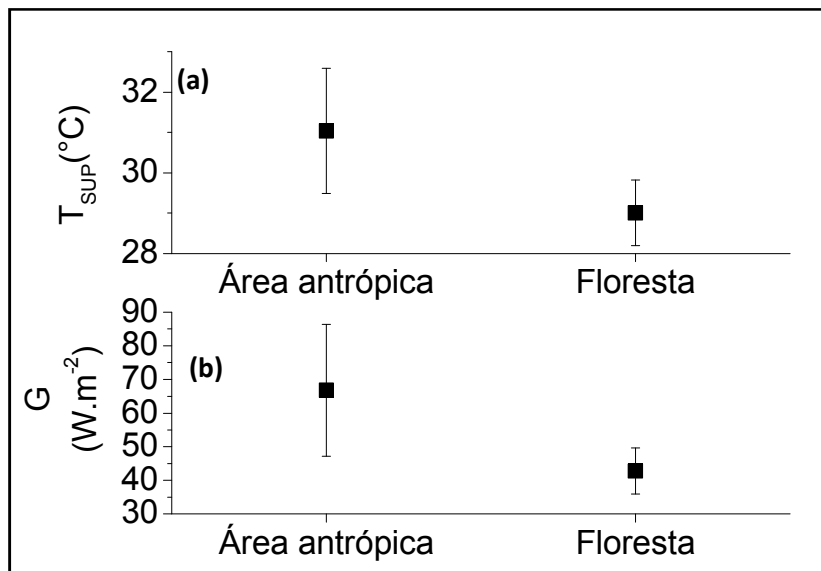
**Figura 29** – Histograma com todos os valores médios de Albedo nas áreas de floresta e área provida da ação antrópica na cena de estudo.



Na figura 30, é possível observar os valores médios para áreas de floresta e para toda as áreas em que ocorreram ações antrópicas. Verifica-se que nas áreas modificadas pelo homem se observam maiores valores de Temperatura da Superfície ( $T_{SUP}$ ) e Fluxo de calor no solo ( $G$ ) em relação às áreas de floresta. Na figura **30a** se constata uma diferença de 2,03 °C na  $T_{SUP}$  entre área antrópicas e naturais (florestas), que corresponde à 6,5% entre ambas as áreas. Na figura **30b** observam-se maiores valores de  $G$  nas áreas antrópicas, cuja diferença consiste em até de 24  $W.m^{-2}$ , que corresponde à 56,12% de diferença em relação ao observado em áreas de florestas. Essa diferença pode ser evidenciada na figura 31, onde se observa um maior adensamento nos valores médios de  $G$  (figura **31a**) em área de floresta, cujo o pico do histograma está situado em 40  $W.m^{-2}$ . Enquanto que o histograma dos valores de  $G$  em áreas antrópicas não é possível se evidenciar um pico exato (figura **31b**) devido à grande diversidade de alvos presentes nas áreas modificadas pelo homem, variando desde agriculturas até centros urbanos, onde apenas este já possui enorme diversidade de alvos, como asfalto, diferentes telhados, bosques urbanos, calçada etc.

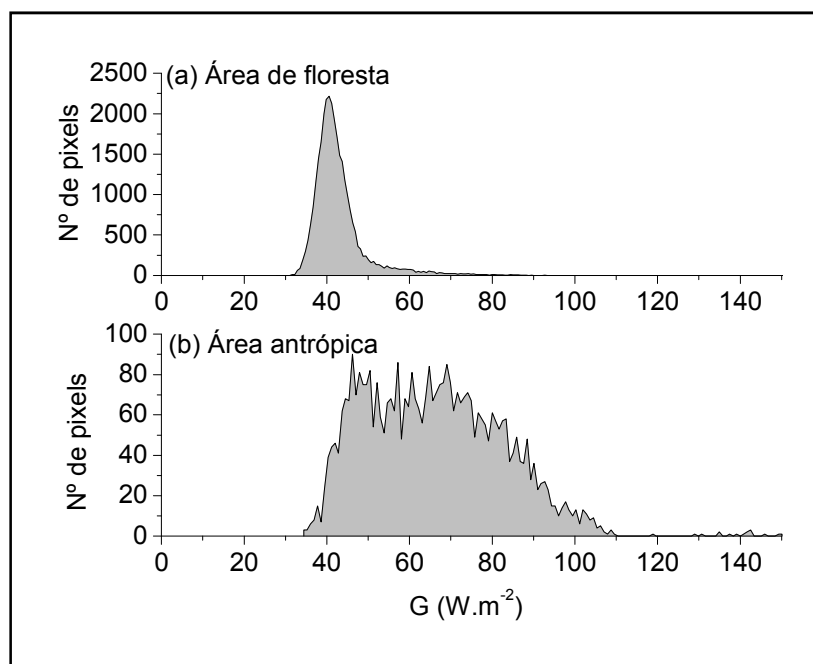
O distanciamento de aproximadamente  $40 \text{ W.m}^{-2}$  em relação à média foi determinado pelos padrões diferenciados de refletividade e absorção térmica presentes nos alvos citados acima.

**Figura 30** – Valores médios para áreas de floresta e provinda da ação antrópica de (a) Temperatura da superfície; (b) Fluxo de Calor no Solo na cena de estudo.



Percebe-se também a presença de maiores valores de  $G$  em áreas antrópicas, evidenciada pela elongação da calda direita do histograma na figura 31b, a qual se estende até  $150 \text{ W.m}^{-2}$ .

**Figura 31** – Histograma com todos os valores médios de Fluxo de Calor no solo ( $G$ ) nas áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.





Na figura 32 se observam os valores médios apenas para áreas de florestas e incluindo nas médias valores referentes às áreas modificadas pelo homem (denominada de FLORESTA+AÇÃO ANTROPICA). Constata-se um aumento nos valores  $T_{SUP}$ ,  $G$ ,  $R_{L\uparrow}$  e albedo (figura 32) ao considerar todas as áreas antrópicas nas médias totais, as quais representam apenas 13% da área total de floresta existente (figura 25), cujas diferenças consistem, respectivamente, 1,02 °C para a  $T_{SUP}$ , 12  $W.m^{-2}$  para  $G$ , 6  $W.m^{-2}$  para  $R_{L\uparrow}$  e 0,01 para valores de albedo, as quais estatisticamente possuem diferenças significativas sob a ótica da análise do *Test t* empregado.

Portanto, pode-se afirmar que, embora as áreas antrópicas sejam muito menores que as de florestas (13%) , representam influencia significativa na temperatura da superfície, o fluxo de calor no solo, emissão de radiação infravermelha e albedo aumentando os valores em escala regional.

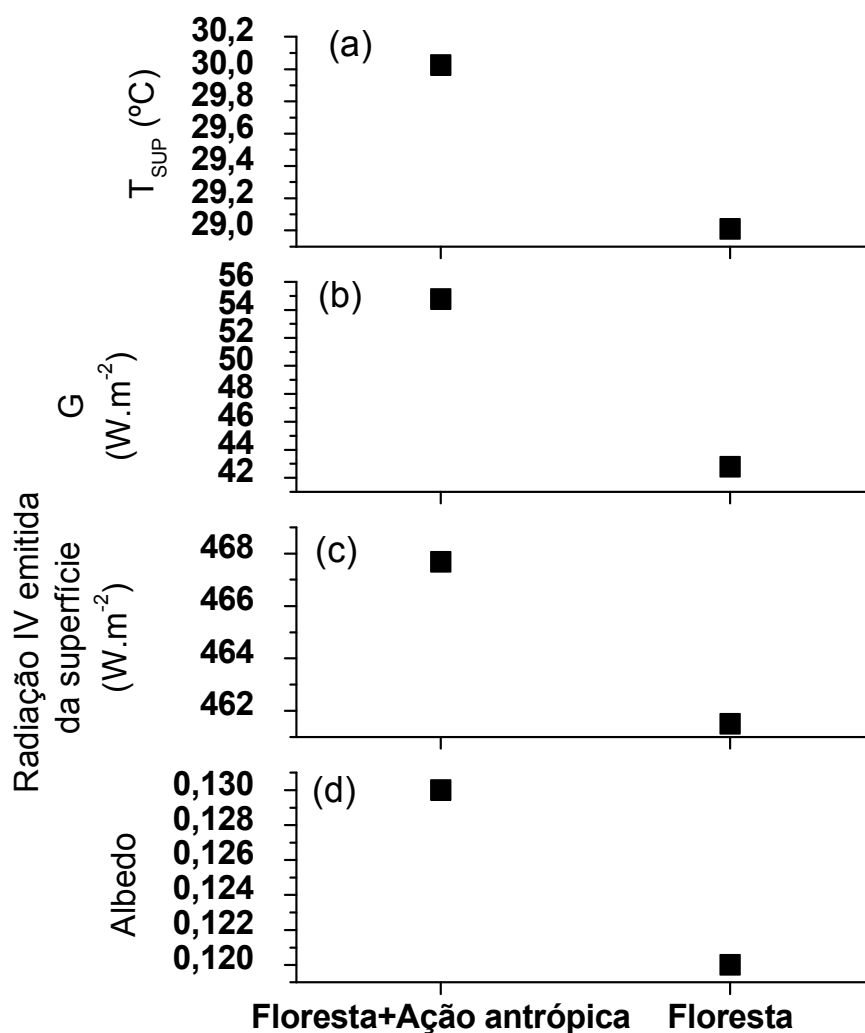
**Tabela 14** - Valores médios de albedo, Radiação infravermelha emitida pela superfície ( $R_{L\uparrow}$ ), fluxo de calor no solo ( $G$ ) e Temperatura da Superfície ( $T_{SUP}$ ) desconsiderando áreas antrópicas (florestas apenas) e considerando (floresta+ação antrópica)

	albedo	$R_{L\uparrow}$ ( $W.m^{-2}$ )	$G$ ( $W.m^{-2}$ )	$T_{SUP}$ (°C)
<b>FLORESTA</b>	0,12	461,50	42,78	29,01
<b>FLORESTA + AÇÃO ANTROPICA</b>	0,13	467,68	54,78	30,025

As áreas de campos e as áreas modificadas apresentam baixa densidade de vegetação, o que resulta em maiores valores de temperatura da superfície, pois a energia disponível ao ambiente é utilizada prioritariamente para aquecimento do solo e do ar adjacente à superfície. Na floresta, devido à sua maior densidade de vegetação, a maior parte da energia disponível ao ambiente é distribuída para o processo de evapotranspiração, resfriando a superfície vegetada (BIUDES et al., 2009, 2015; LEAL, 2012). Além disso, a folhagem na floresta é agrupada à copa das árvores, com picos e depressões organizadas na superfície dos dosséis. Assim, a maior parte da radiação solar incidente penetra no interior da floresta antes de ser refletida, resultando numa acentuada captura de radiação solar e, conseqüentemente, numa baixa reflexão (LEITÃO et al., 2002). De fato, pode ser observada uma diminuição gradativa da temperatura da superfície na medida em que a vegetação se torna mais densa.

Os altos valores encontrados nas áreas urbanas estão associados ao material dos tipos de coberturas, como concreto, telhas, edificações, os quais apresentam alta capacidade de armazenamento térmico. Essa energia térmica é usada apenas para aquecimento, contribuindo para um aumento na temperatura da superfície (MOREIRA e NÓBREGA, 2011; ANDRADE et al., 2013). A substituição da cobertura natural por coberturas como asfalto e concreto altera radicalmente as propriedades radiativas, térmicas, aerodinâmicas e de impermeabilidade da área urbana, o que resulta num incremento da temperatura superficial (DELGADO et al., 2012).

**Figura 32** – Valores médios para áreas de floresta excluindo as áreas modificadas pela ação antrópica (denominada por FLORESTA) e incluindo nas médias valores referentes às áreas modificadas pelo homem (denominada de FLORESTA+AÇÃO ANTROPICA)

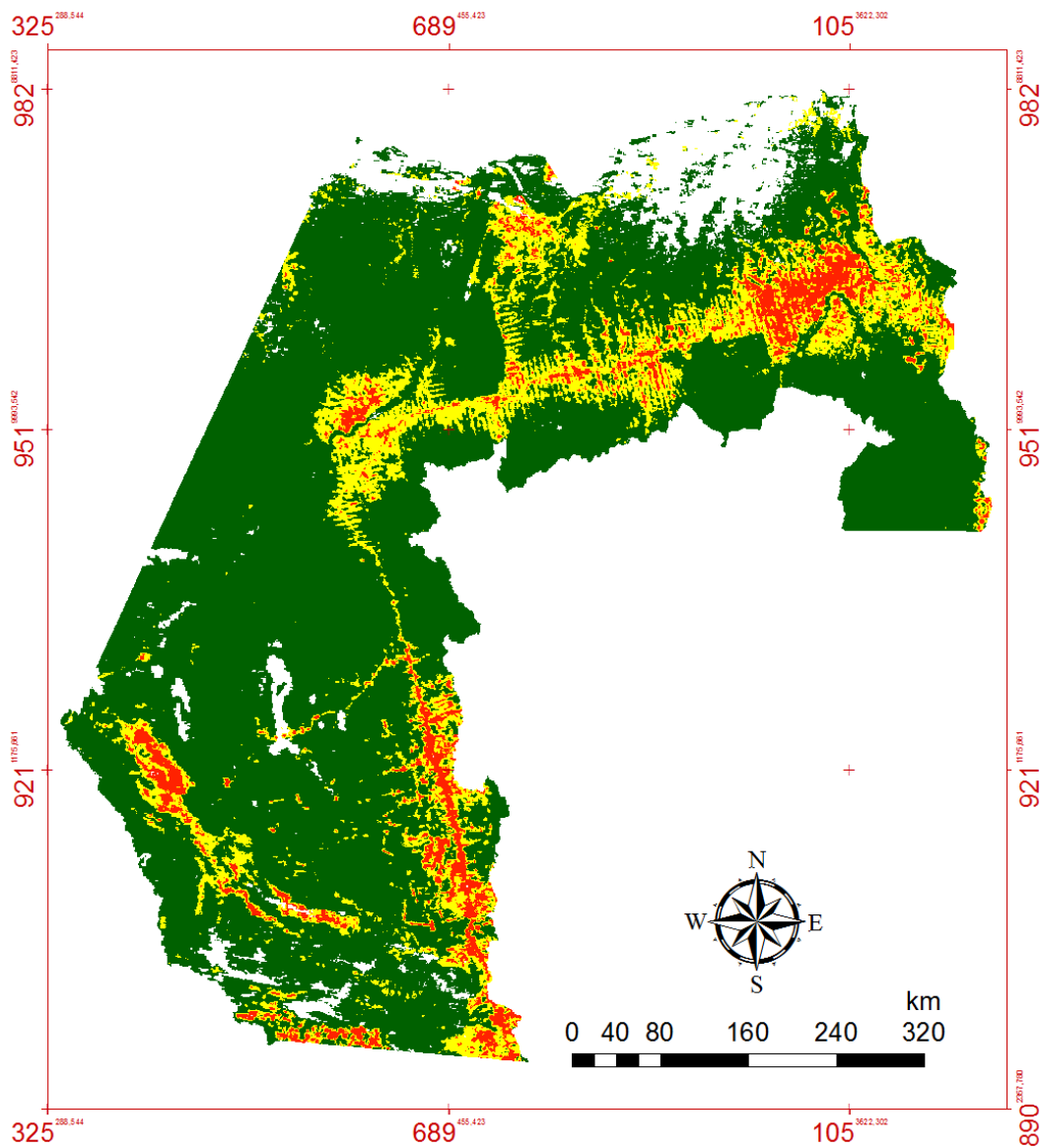


## **5.2 Qual o potencial de compensação da região em estudo sob a ótica da produção de umidade? será que os fragmentos de florestas conseguem suprir os efeitos provocados pelas ações antrópicas na região?**

Neste capítulo serão analisados as componentes do balanço de Energia (H, LE), Temperatura da Superfície ( $T_{SUP}$ ) e Evapotranspiração (ET) nas áreas de Unidades de conservação nas modalidades de Floresta Nacional, Reserva extrativista, Reserva biológica e Área de Proteção Ambiental objetivando saber a influência das unidades de conservação na manutenção da produção de umidade para atmosfera na região de estudo. Os parâmetros das componentes do BE que responderão a esse questionamento serão os fluxos de massa (LE e ET) na relação de produção de umidade

Na Figura 33 é possível observar a carta com valores médios de Fluxo de Calor Sensível (H) dos anos de 2001 à 2016, onde se observam maiores valores na tonalidade vermelha com intervalos superiores a  $231 \text{ W.m}^{-2}$  configurando-se um conjunto de pontos áridos na área urbana, Pastagem+Rodovias, Agricultura, Campinarana e savana. Enquanto as classes na tonalidade verde representada pelas florestas, corpos d'água apresentam-se com valores menores que  $130 \text{ W.m}^{-2}$ . A tonalidade amarela representa o intervalo intermediário, cujas feições são Pastagem+Capoeira, Pastagem+agricultura+capoeira, Capoeira e afloramento de rochas e área de mineração. Dessa forma, constata-se que feições onde a cobertura vegetal é mais escassa observam-se maiores valores de H. Tal relação pode ser reforçada pela figura 34, na qual se observa a análise de regressão linear entre os valores médios de H e NDVI para as diferentes condições de superfície na região estudada, cujo valor de  $R^2$  é igual à -0,74.

**Figura 33** – Carta com valores médios de Fluxo de Calor Sensível (H) nos anos de 2001 à 2016.



Projeção UTM - Universal Transversal de Mercator

Datum: WGS 1984, Zona 21 S

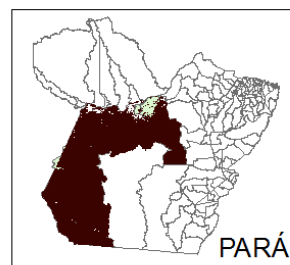
Elaborado por Wilderclay Barreto Machado

## Legenda

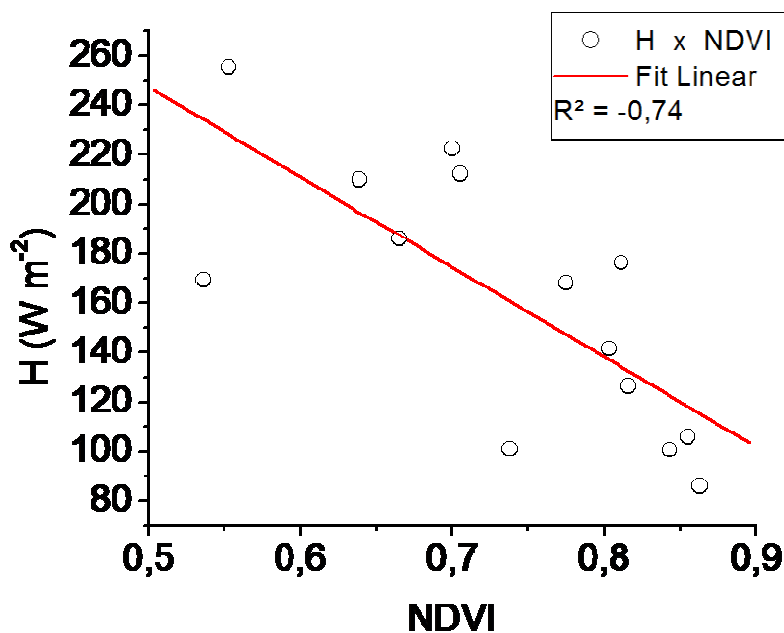
### Fluxo de Calor Sensível (H)

< W.m<sup>-2</sup> >

- < 130,0
- 131,0 - 230,5
- > 231,0

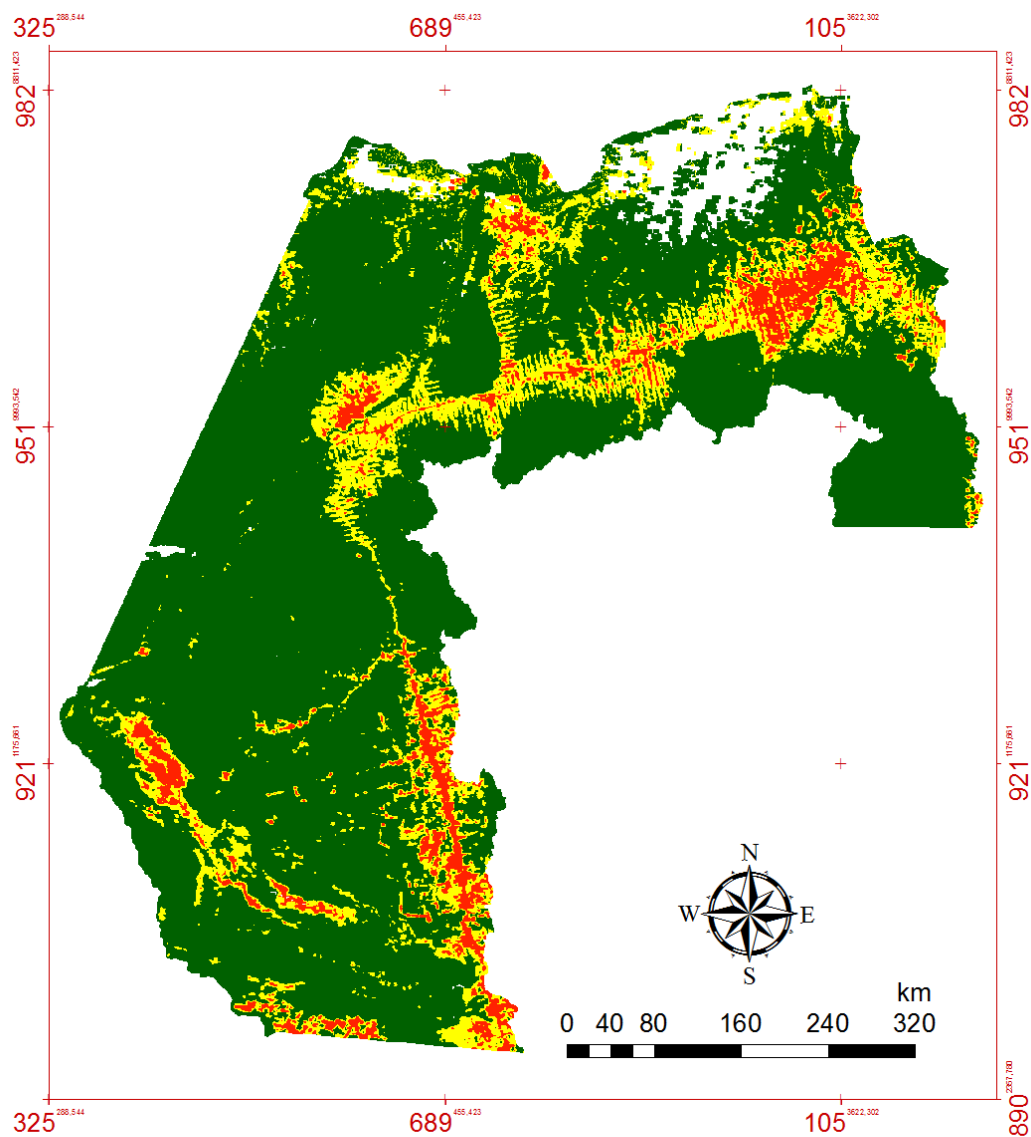


**Figura 34** – Análise de regressão linear entre os valores médios de Fluxo de Calor Sensível (H) e NDVI para as diferentes condições de Superfície na região estudada de 2001 à 2016.



A variação espacial dos valores de LE pode ser vista na figura 35, onde se observa maior valor nas áreas providas de vegetação localizada no entorno dos centros urbanos e das Rodovias Santarém-Cuiabá (BR-163) e Transamazônica (BR-230) das imagens com tonalidade verde, enquanto o destacados na tonalidade vermelha, localizados nas áreas com predominância de coberturas impermeáveis e com elevado adensamento urbano, apresentam os menores valores de LE. Evidenciando, dessa forma, que ações que reduzem a cobertura vegetal ocasiona uma redução da produção de umidade para a atmosfera, uma vez que LE é a energia propulsora para desencadear a ET, que é de fundamental importância ambiental na formação do ciclo hidrológico na região. Essa tendência, pode ser corroborada na figura 36, onde se elucida uma análise de regressão linear entre os valores médios de LE e NDVI para as diferentes condições de superfície na região estudada de 2001 à 2016, cujo valor de R<sup>2</sup> é igual a 0,72.

**Figura 35** – Carta com valores médios de Fluxo de Calor Latente (LE) nos anos de 2001 à 2016.



Projeção UTM - Universal Transversal de Mercator

Datum: WGS 1984, Zona 21 S

Elaborado por Wilderclay Barreto Machado

## Legenda

### Fluxo de Calor Latente (LE)

< W.m<sup>-2</sup> >

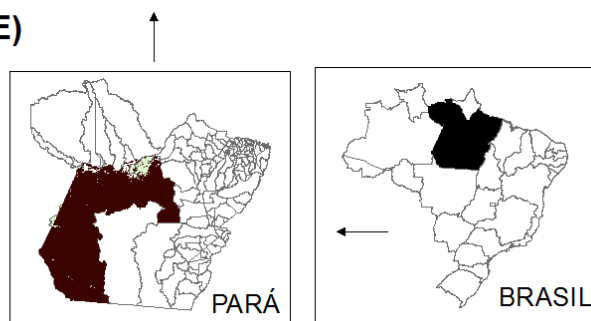
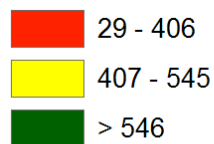
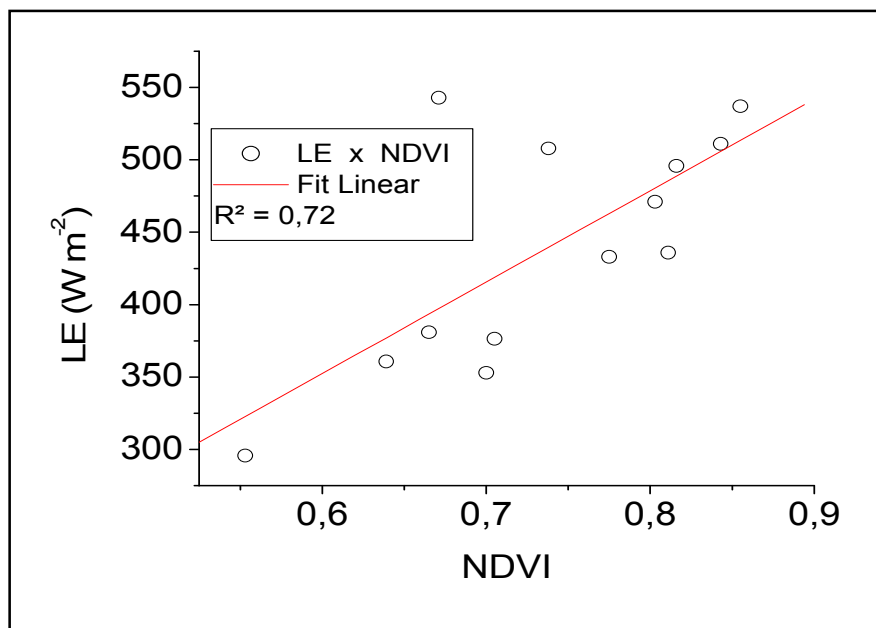
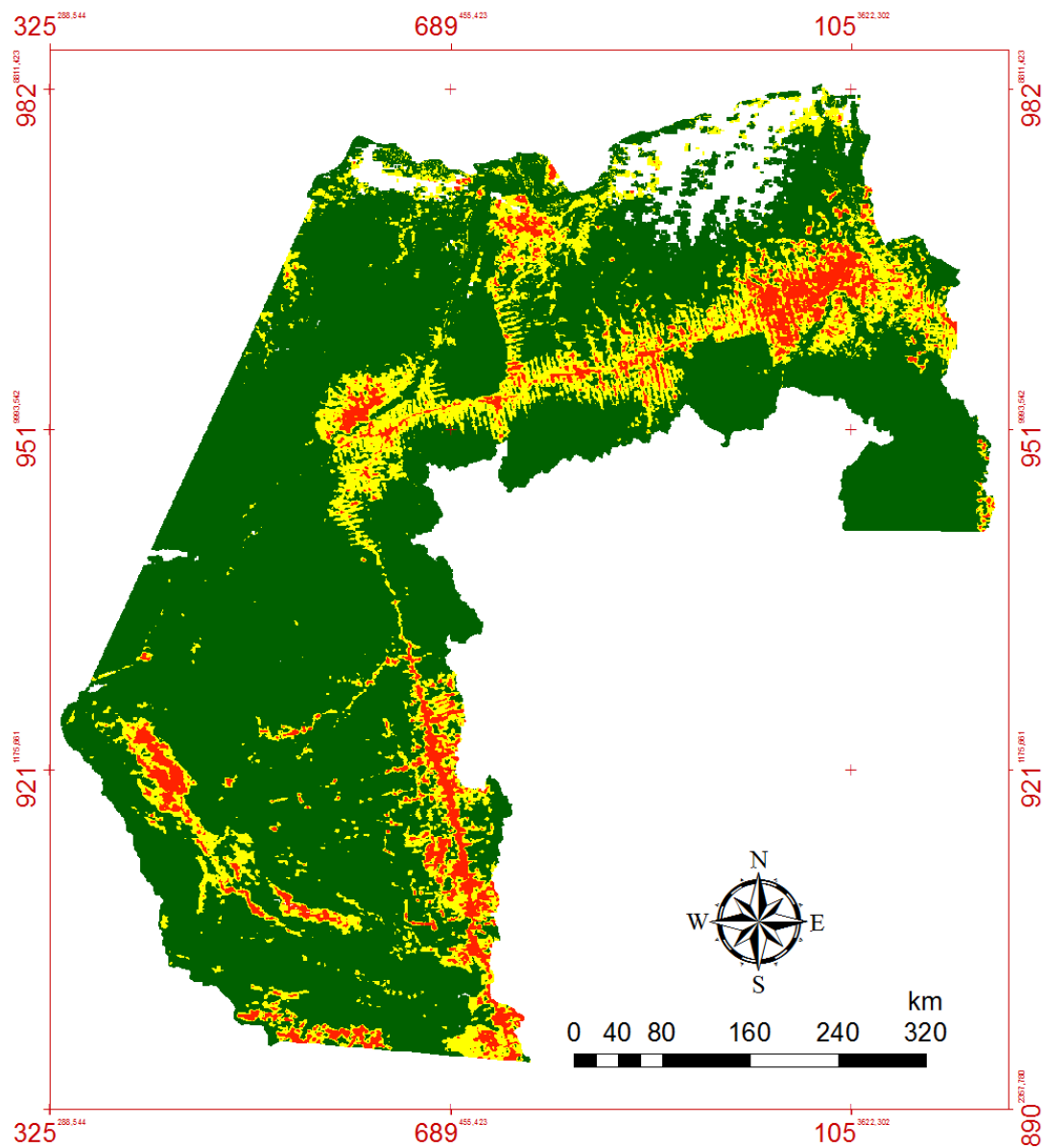


Figura 36 - Análise de regressão linear entre os valores médios de Fluxo de Latente (LE) e NDVI para as diferentes condições de Superfície na região estudada de 2001 à 2016.



Na Figura 37 é possível a variação espacial dos valores médios instantâneos de ET durante os anos de 2001-2016, onde se observa maior valor nas áreas providas de vegetação localizada no entorno dos centros urbanos e das Rodovias Santarém-Cuiabá (BR-163) e Transamazônica (BR-230) das imagens com tonalidade verde, cujos valores médios instantâneos são superiores à 0,89. Enquanto que nas áreas destacadas na tonalidade vermelha, cuja a condição da superfície consiste em coberturas impermeáveis e com elevado adensamento urbano, é possível observar os menores valores de ET. Evidenciando, dessa forma, que ações que reduzem a cobertura vegetal ocasiona uma redução da produção de umidade para a atmosfera, que é de fundamental importância ambiental na formação do ciclo hidrológico na região. Essa tendência, pode ser corroborada na figura 38, onde se elucida uma análise de regressão linear entre os valores médios de ET e NDVI para as diferentes condições de superfície na região estudada de 2001 à 2016, cujo valor de  $R^2$  é igual a 0,78.

**Figura 37** – Carta com valores médios de evapotranspiração instantânea (ET) nos anos de 2001 à 2016.



Projeção UTM - Universal Transversal de Mercator

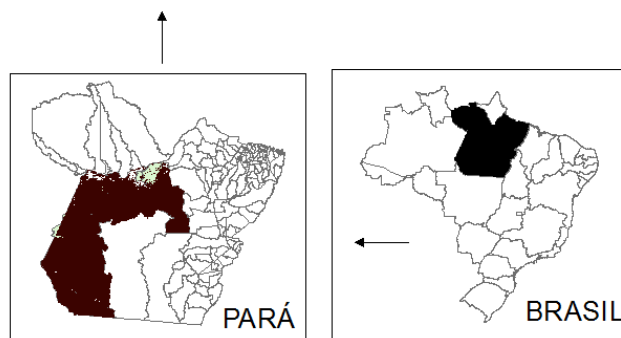
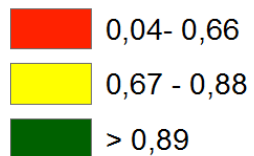
Datum: WGS 1984, Zona 21 S

Elaborado por Wilderclay Barreto Machado

## Legenda

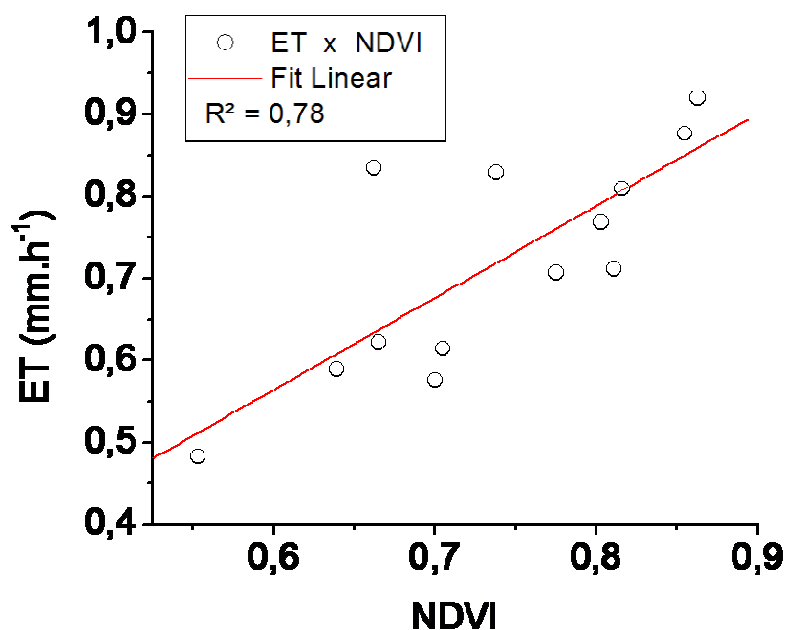
### Evapotranspiração (ET)

<mm.h<sup>-1</sup>>





**Figura 38** - Análise de regressão linear entre os valores médios de Evapotranspiração instatânea (ET) e NDVI para as diferentes condições de Superfície na região estudada de 2001 à 2016.

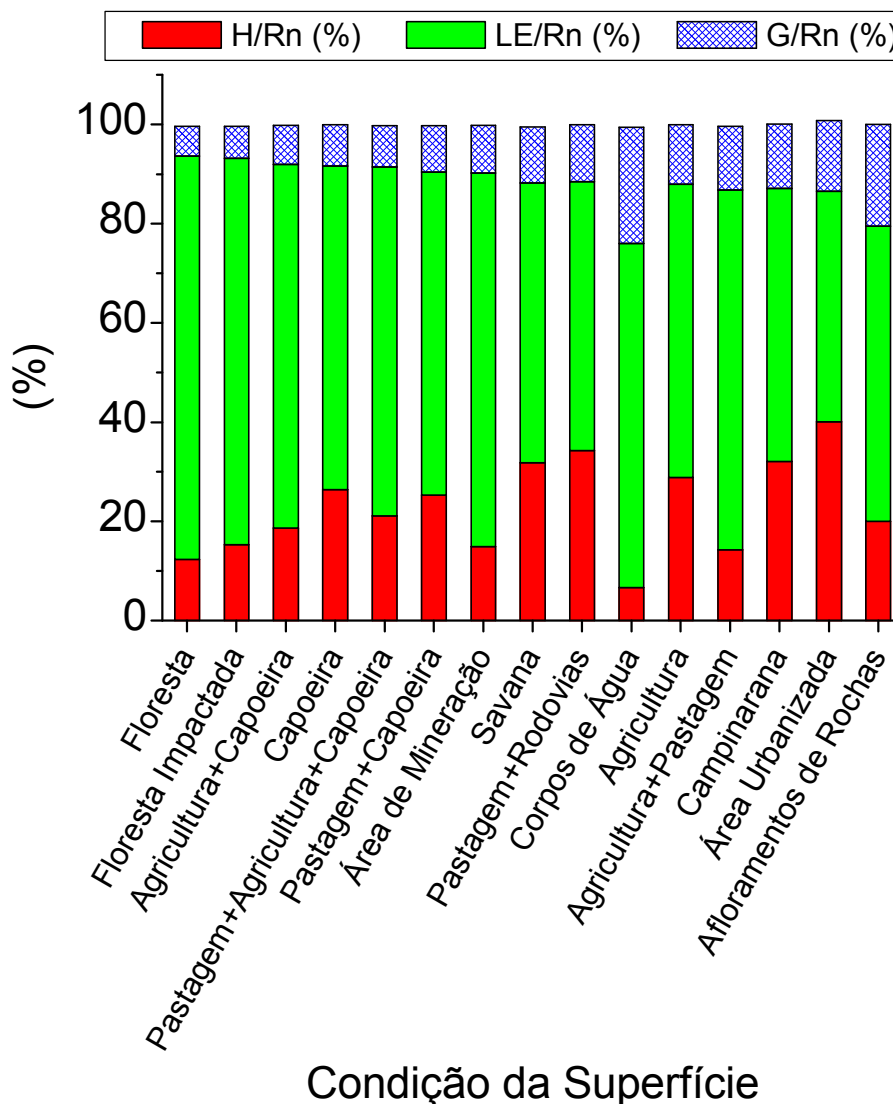


Na figura 39, é possível observar o percentual médio de H/Rn, LE/Rn e G/Rn para cada condição de superfície (classe). Constata-se uma variação de todos os valores em função da condição da superfície, cujas feições onde a cobertura vegetal é mais escassa observa-se maior uso da energia para H/Rn e G/Rn; e menor uso para LE/Rn, principalmente em áreas urbanizadas, cujo percentual de H/Rn é de 40,1% que consiste em 28% a mais do que o observado em área de floresta, cujo percentual de H/Rn é de 12,4%. Em seguida, observa-se maior percentual de H/Rn em Pastagem+Rodovias, Campinarana e Savana. Esses altos valores ocorrem devido à ausência de umidade nessas áreas, ocasionado pela diminuição da vegetação, a qual fornece umidade pelos estômatos, culminando com alteração da superfície vegetal por estruturas impermeabilizadas (asfaltos, calçadas), telhados e áreas extremamente quentes

Observa-se também na figura 39 maiores valores de G/Rn a medida que a vegetação se reduz. Tal relação exclui os corpos d'água e Afloramento de rochas, as quais apresentam os mais altos valores de G/Rn, devido a especificidade do material que os compõem. Percebe-se nessa figura que os centros urbanos apresentam valores de G/Rn 14,1%, que corresponde a 8% a mais quando comparado com áreas de floresta (Tabela 15). Verifica-se que o uso de energia para LE/Rn foi nas áreas de florestas, isso é devido à intensa disponibilidade hídrica provinda da transpiração das árvores, as

quais, segundo Reichardt e Timm (2004) afirmam que uma árvore perde água para a atmosfera cerca de 98% no processo fisiológico por dia.

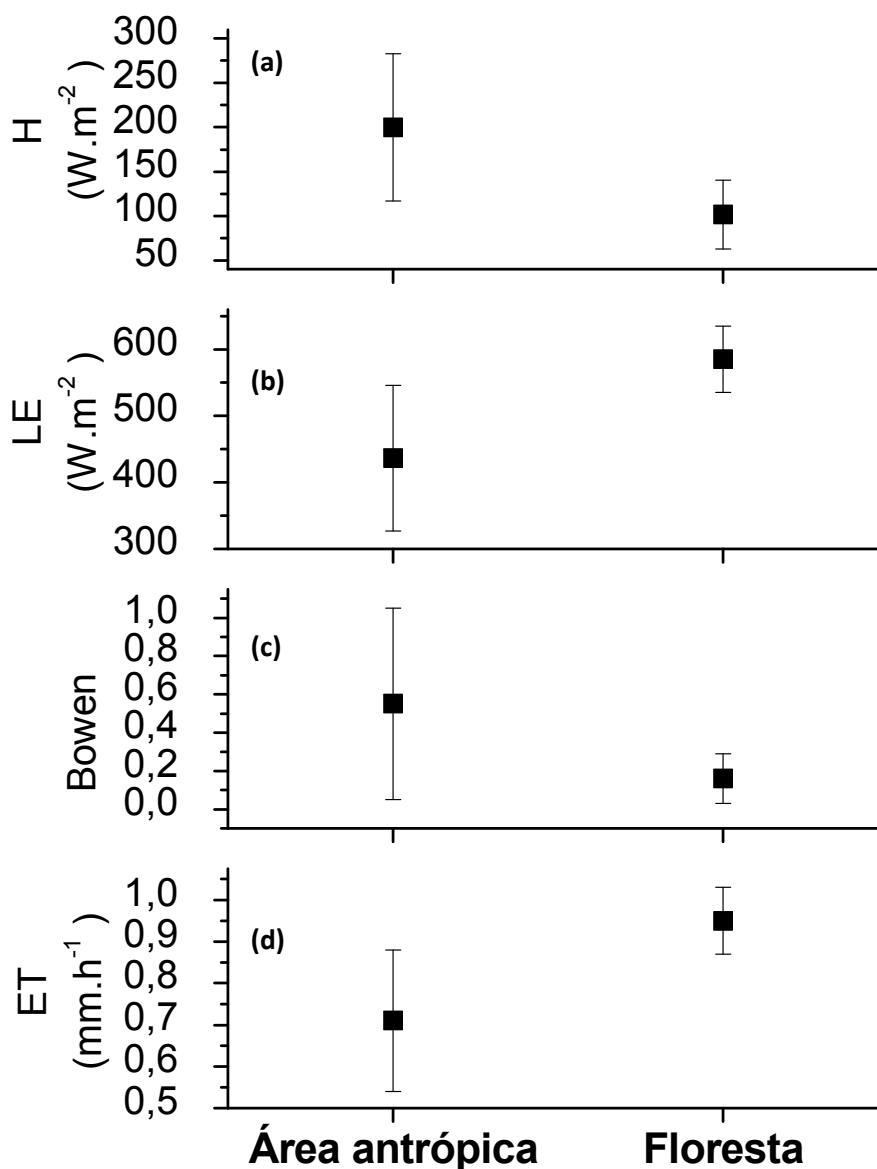
**Figura 39** - Percentual médio de Fluxo de Calor Sensível – H/Rn, Fluxo de Calor Latente – LE/Rn e Fluxo de Calor no solo – G/Rn para cada condição de superfície (classe).



Na figura 40, ao analisar as condições de superfície rearranjadas em área antrópica e área natural (florestas) de acordo com a tabela 13, verificam-se maiores valores de H (figura 40a) em até  $49,1 \text{ W.m}^{-2}$  quando comparado com área de floresta, cuja diferença corresponde a 32,6%. Percebe-se também uma redução nos valores de LE ao se modificar áreas de floresta de até  $74,3 \text{ W.m}^{-2}$ , correspondendo à 14% nos valores de LE nas áreas antrópicas. Tal relação pode ser reforçada ao verificar um aumento nos

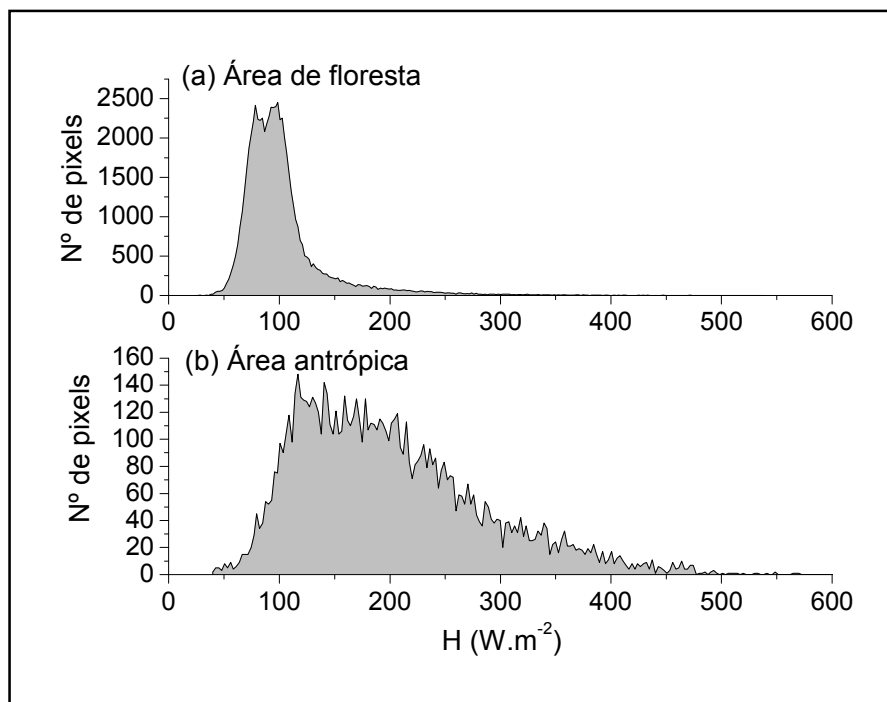
valores de Razão de Bowen de até 55% nas áreas modificadas pelo homem. Essa modificação reduz valores de ET instantânea em até 14,5%.

**Figura 40** – Valores médios e desvio padrão para áreas de floresta e provinda da ação antrópica de (a) Fluxo de Calor Sensível; (b) Fluxo de Calor Latente; (c) Razão de Bowen; (d) Evapotranspiração horária na cena de estudo.



Nas figuras 41, 42 e 43, é possível observar os histogramas de H, LE e Razão de Bowen respectivamente. Constata-se maior adensamento em todos os valores nas áreas de florestas. Já em áreas antrópicas se verifica maior variabilidade devido à extensa diversidade de alvos nessas áreas. Percebem-se valores de H nas áreas antropicas de até 580 W.m<sup>-2</sup> (figura 41b), constatado na elongação da calda à direita.

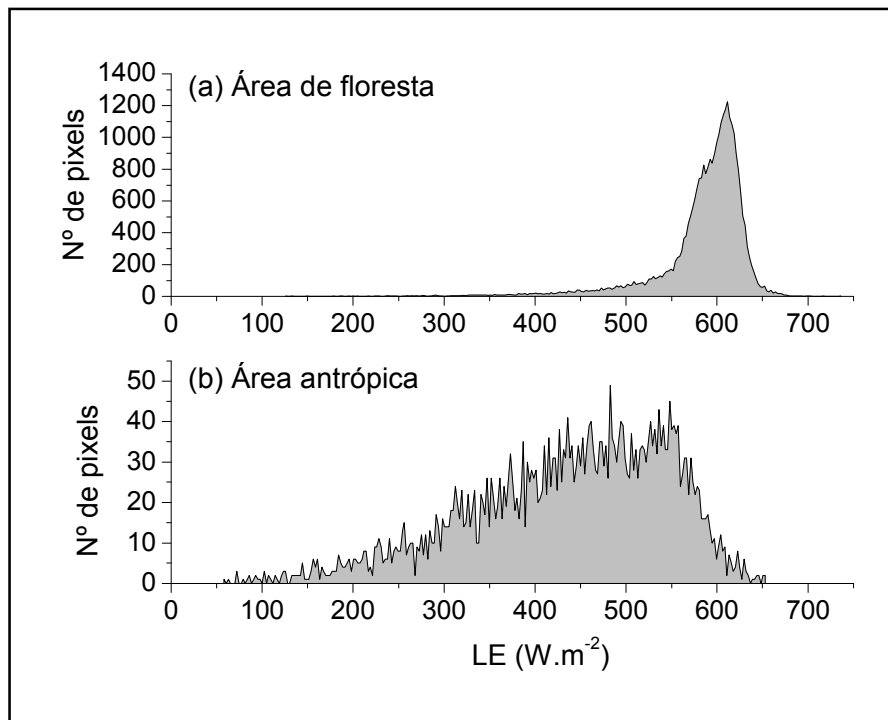
**Figura 41** – Histograma com todos os valores médios de Fluxo de Calor Sensível (H) nas áreas de floresta e área provida da ação antrópica na cena de estudo.



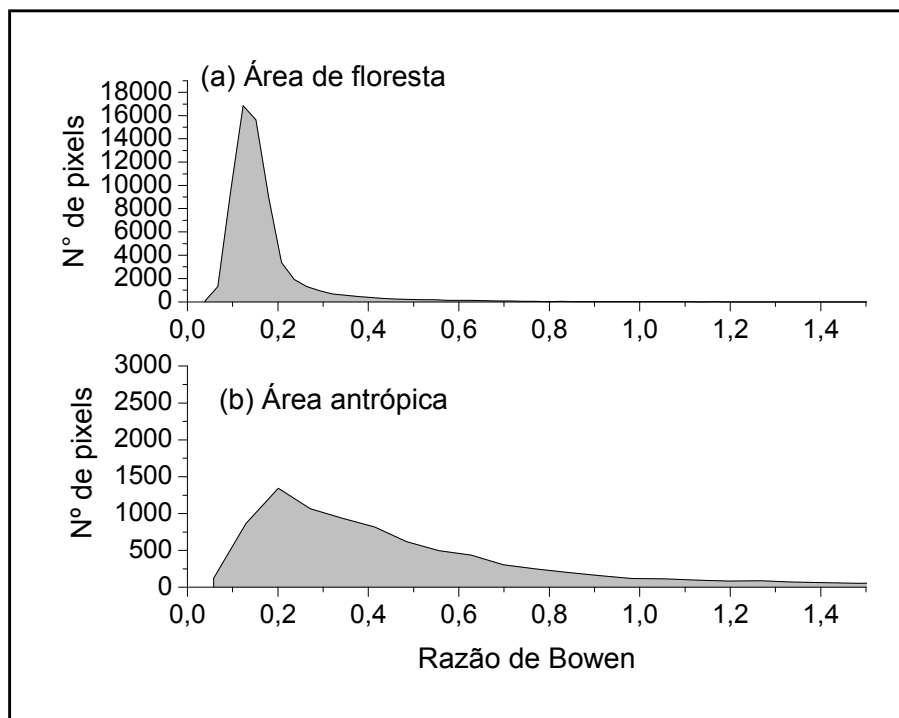
Com relação aos valores de LE, percebe-se na maior variabilidade na figura **42b**, cuja calda esquerda se estende de 650 W.m<sup>-2</sup> até 50 W.m<sup>-2</sup>. Comportamento diferente quando comparado com área de floresta (figura **43a**), onde se observa maior concentração nos valores de LE por volta de 600 W.m<sup>-2</sup>, alcançando valores de 690 W.m<sup>-2</sup>.

Constata-se que ao modificar áreas de florestas, influencia nos fluxos de energia, promovendo redução da disponibilidade de umidade na atmosfera, uma vez que se observa maior quantidade de radiação disponível para aquecer o ar em relação à LE. Tal tendência pode ser reforçada pela razão de Bowen (figura 43), que indica redução de umidade para atmosfera em áreas antrópicas (figura **43b**), onde se constata maiores valores ao observar a elongação da calda direita ultrapassando 1,4.

**Figura 42** – Histograma com todos os valores médios de Fluxo de Calor Latente (LE) nas áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.



**Figura 43** – Histograma com todos os valores médios de Fluxo de Calor no solo (G) nas áreas de floresta e área provinda da ação antrópica na cena de estudo.



**Tabela 15** - Percentual médio de Fluxo de Calor Sensível – H, fluxo de Calor Latente – LE e Fluxo de Calor no solo – G para cada condição de superfície (classe).

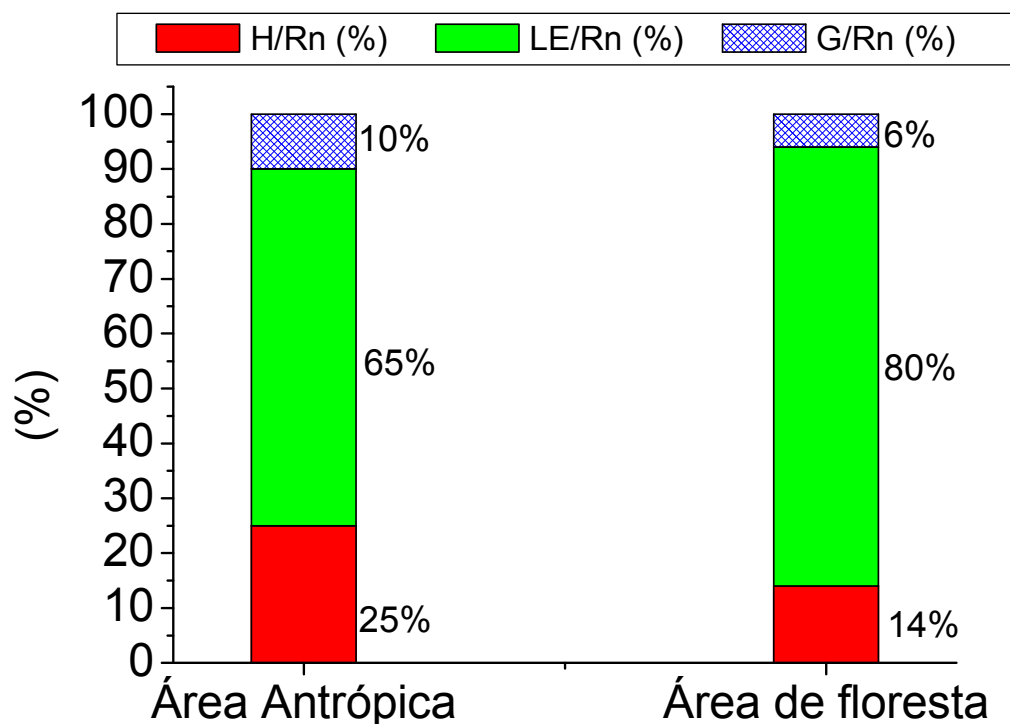
CONDIÇÃO DA SUPERFÍCIE	LE/Rn (%)	H/Rn (%)	G/Rn (%)	Fechamento LE+H+G (W.m <sup>-2</sup> )	Rn (W.m <sup>-2</sup> )	erro relativo (%)
Floresta	81,23	12,38	6,03	691,29	693,68	0,34
Floresta Impactada	77,86	15,32	6,44	687,08	689,68	0,38
Agricultura+Capoeira	73,27	18,68	7,88	675,43	676,6	0,17
Capoeira	65,27	26,40	8,29	667,69	667,9	0,03
Pastagem+Agricultura+Capoeira	70,31	21,12	8,35	668,41	669,83	0,21
Pastagem+Capoeira	65,14	25,28	9,33	663,08	664,73	0,25
Área de Mineração	75,27	14,96	9,61	673,58	674,63	0,16
Savana	56,43	31,79	11,30	663,89	667,07	0,48
Pastagem+Rodovias	54,26	34,21	11,50	650,11	650,32	0,03
Corpos de Água	69,39	6,63	23,41	777,78	782,23	0,57
Agricultura	59,11	28,85	11,99	644,15	644,47	0,05
Agricultura+Pastagem	72,57	14,29	12,75	701,41	704,17	0,39
Campinarana	55,08	32,05	12,98	655,6	654,92	0,10
Área Urbanizada	46,45	40,11	14,24	641,66	636,58	0,80
Afloramentos de Rochas	68,90	23,21	23,76	845,63	729,78	15,87

**Tabela 16** - Valores médios de fluxo de calor sensível (H), Fluxo de calor Latente (LE), Razão de Bowen e Evapotranspiração (ET) desconsiderando áreas antrópicas (florestas apenas) e considerando (floresta+ação antrópica)

	H (W.m <sup>-2</sup> )	LE (W.m <sup>-2</sup> )	Razão de Bowen	ET (mm.h <sup>-1</sup> )
<b>FLORESTA</b>	101,58	584,93	0,16	0,95
<b>FLORESTA + AÇÃO ANTROPICA</b>	150,68	510,59	0,355	0,83

Na figura 44, é possível observar o percentual médio de  $H/R_n$ ,  $LE/R_n$  e  $G/R_n$  para todas as áreas que sofreram modificações pelo homem (área antrópica) e de floresta e floresta secundária (Floresta). Constata-se um aumento nos valores de  $G/R_n$  e  $H/R_n$  nas áreas antrópicas, cujos aumentos são para ambos em até 1,7 vezes o observado em áreas de floresta, cujos valores podem ser observados na figura 44. Nesta figura, observa-se também menor uso de energia para evapotranspiração, cujos valores de  $LE/R_n$  nas áreas antrópicas são 1,2 vezes menor que observado em área de floresta. Essa redução nos valores de  $LE$  em área antrópica ocorre devido à ausência de umidade nessas áreas, ocasionado pela diminuição da vegetação, a qual fornece umidade pelos estômatos, culminando com alteração da superfície vegetal por estruturas impermeabilizadas (asfaltos, calçadas), telhados e áreas extremamente quentes. Esses resultados ressaltam a importância ambiental que áreas de florestas representam na manutenção da umidade para a atmosfera e é um dos fatores principais na formação de nuvens, que mantendo o equilíbrio do ciclo hidrológico, o qual distribui umidade para outras partes do continente através das circulações atmosféricas.

**Figura 44** - Percentual médio de Fluxo de Calor Sensível – H, fluxo de Calor Latente – LE e Fluxo de Calor no solo – G para área provida da ação antrópica e área de floresta na cena de estudo.



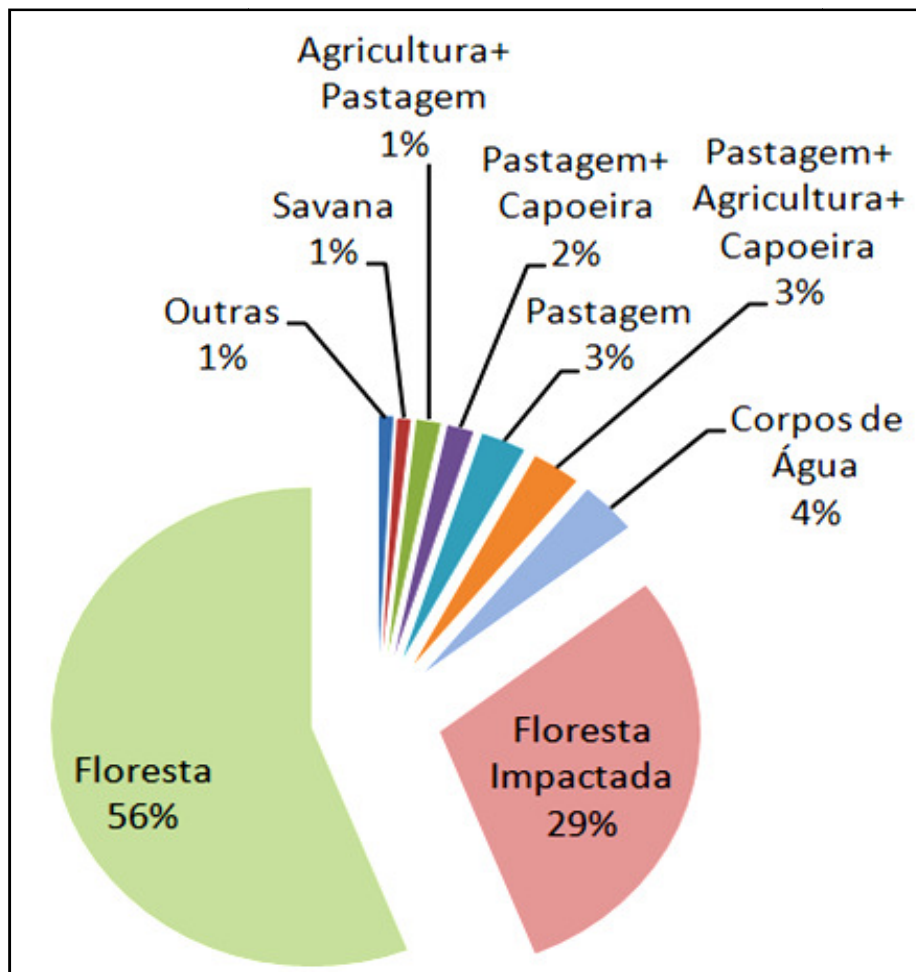
Com relação à quantidade de massa por segundo ( $L.s^{-2}$ ) que a superfície evapotranspira para a atmosfera na região de estudo, verificam-se na figura 46 maiores fluxos em áreas de florestas (floresta não perturbada e floresta secundária), as quais representam 85% de toda ET na cena de estudo, cujo valor consiste em  $71.969.625 L.s^{-2}$  (tabela 17). Em seguida os corpos d'água na cena de estudo correspondem a 4% da ET total, com valor de  $2.888.999 L.s^{-1}$ .

**Tabela 17** - Valores de ET instantâneos na hora da passagem do satélite e vazão de ET ( $L.s^{-1}$ ) para cada condição de superfície (classe).

CONDIÇÃO DE SUPERFÍCIE	ET instantânea ( $mm.h^{-1}$ )	ET ( $L.s^{-1}$ )
Floresta	0,92	44851244
Floresta Impactada	0,88	23648390
Corpos de Água	0,89	2888999
Pastagem+Agricultura+Capoeira	0,77	2460155
Pastagem	0,58	2272731
Pastagem+Capoeira	0,71	1333184
Agricultura+Pastagem	0,83	1233025
Savana	0,61	697213
Capoeira	0,71	362839
Área de Mineração	0,83	103818
Agricultura	0,62	103262
Agricultura+Capoeira	0,71	71449
Afloramentos de Rochas	0,82	58126
Área Urbanizada	0,48	21982
Campinarana	0,59	1472

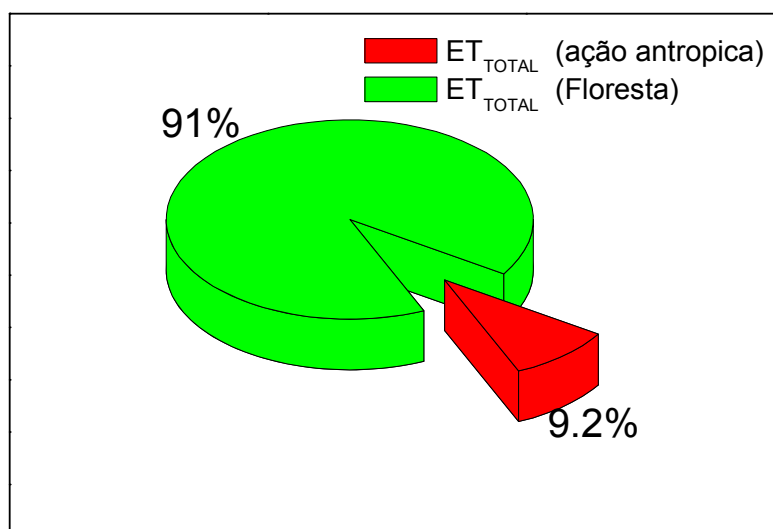


**Figura 45** – Percentual da Vazão de Evapotranspiração total por classe

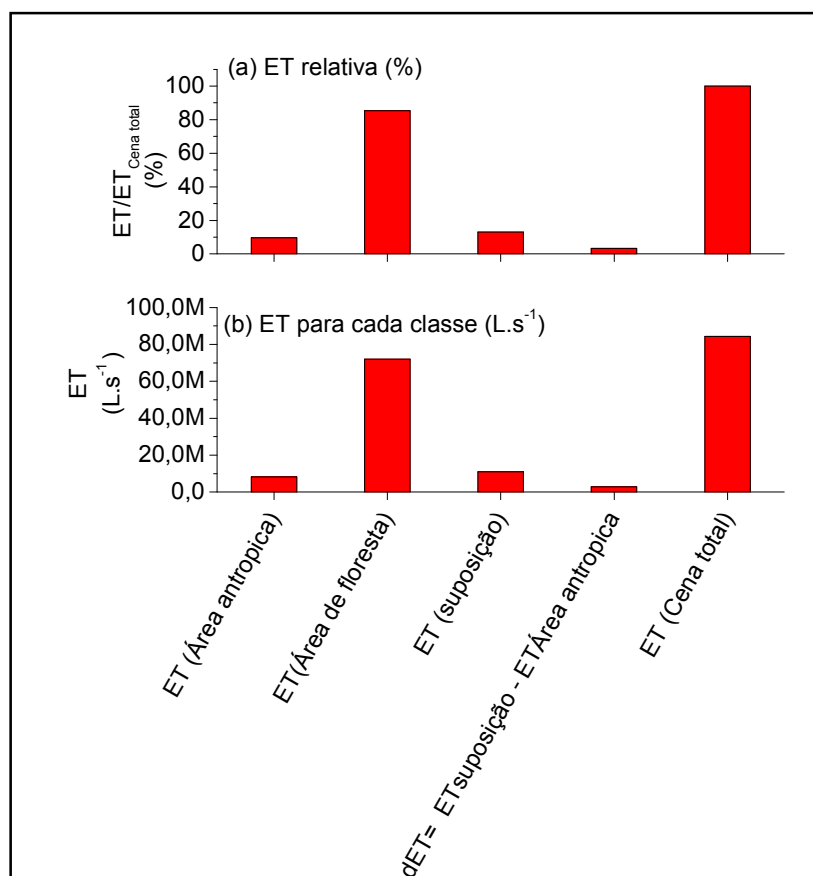


Na figura 46, ao analisar as condições de superfície rearranjadas em área antrópica e área natural (florestas), verifica-se a preponderância de ET em áreas de floresta que corresponde a 91% da ET emitida da região de estudo total, cuja diferença consiste em  $62.543.341,87 \text{ L.s}^{-1}$  (figura 47), quando comparado com a ET provinda de todas as ações antrópicas na cena de estudo. Supondo que, as áreas antrópicas, nas quais se percebem menores valores de ET instantâneos, fossem atribuídos valores equivalentes aos da floresta, a vazão das áreas antrópicas que correspondem a ( $ET_{\text{Área antropica}}$ )  $8.137.389 \text{ L.s}^{-1}$  ou 9,6% em relação à vazão de ET da cena total ( $ET_{\text{Cena total}}$ ), isso proporcionaria um aumento para  $10.888.056 \text{ L.s}^{-1}$ , cuja diferença consistiria em até  $2.750.667 \text{ L.s}^{-1}$ , que corresponde a 3,3% ( $\Delta ET = ET_{\text{suposição}} - ET_{\text{Área antropica}}$ ) de umidade à mais na atmosfera (Tabela 18).

**Figura 46** – Percentual de Evapotranspiração total para área antrópica e de floresta na cena de estudo



**Figura 47** – Valores de (a) Evapotranspiração de cada classe pela ET da cena total; (b) Somatório da Evapotranspiração para cada classe.



Ao analisar os resultados obtidos por VILLA NOVA et al. (1976) MARQUES & SALATI (1978), constata-se que  $ET_{\text{Área antrópica}}$  representa 3,6% da vazão do Rio Amazonas na sua foz, enquanto que a vazão de ET da área de floresta ( $ET_{\text{Área de Floresta}}$ )

representa à 32,3% da vazão na foz do Rio Amazonas. Na tabela 18, é possível perceber que a vazão do rio Amazonas corresponde à aproximadamente 2,6 vezes a vazão de  $ET_{Cena\ total}$ . Ou seja, a vazão de  $ET_{Cena\ total}$  corresponde à 37,9% da vazão na foz do rio Amazonas.

Os valores da vazão de  $ET_{Cena\ total}$  quando comparado à vazão da ET da bacia amazônica obtida por Nova et al. (1976) compreendem a apenas 0,67%. A vazão de  $ET_{Área\ antropica}$  representa 0,06% da vazão da ET da bacia amazônica. Essa diferença diminui em uma ordem de grandeza quando se menciona a  $ET_{Área\ de\ floresta}$  com a vazão da ET da bacia amazônica, cujo percentual consiste em aproximadamente 0,6%

**Tabela 18** - Valores de Evapotranspiração para cada classe.

<b>Condição da Superfície</b>	<b>Vazão (L/s)</b>	<b>[ET/ <math>ET_{Cena\ total}</math>] (%)</b>	<b>[ET/ Vazão Rio AM] (%)</b>	<b>[ET/ ET da Bacia Amazônica ] (%)</b>
<b><math>ET_{Área\ antropica}</math></b>	8.137.389	9,6	3,65	0,065
<b><math>ET_{Área\ de\ floresta}</math></b>	71.969.625	85,3	32,3	0,573
<b>*<math>ET_{suposição}</math></b>	10.888.056	12,9	4,9	0,087
<b>**<math>\Delta ET = ET_{suposição} - ET_{Área\ antropica}</math></b>	2.750.667	3,3	1,2	0,022
<b><math>ET_{Cena\ total}</math></b>	84.353.267	100,0	37,8	0,67
<b>***Vazão do rio Amazonas na foz</b>	222.782.000	-	-	1,77
<b>****Vazão da ET da bacia Amazônica</b>	12.538.580.247	-	-	-

\*  $ET_{suposição}$  = Se área antropica fosse de floresta

\*\*  $\Delta ET$  = Diferença de ET da área antropica e se esta fosse floresta.

\*\*\* Média do período 1972/1975 utilizando o método aerológico para a precisão da estimativa da vazão da foz do Rio Amazonas.

\*\*\*\* Valores convertidos de Villa Nova et al (1976) de  $6,5 \times 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$  para  $1,25 \times 10^{10} \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$

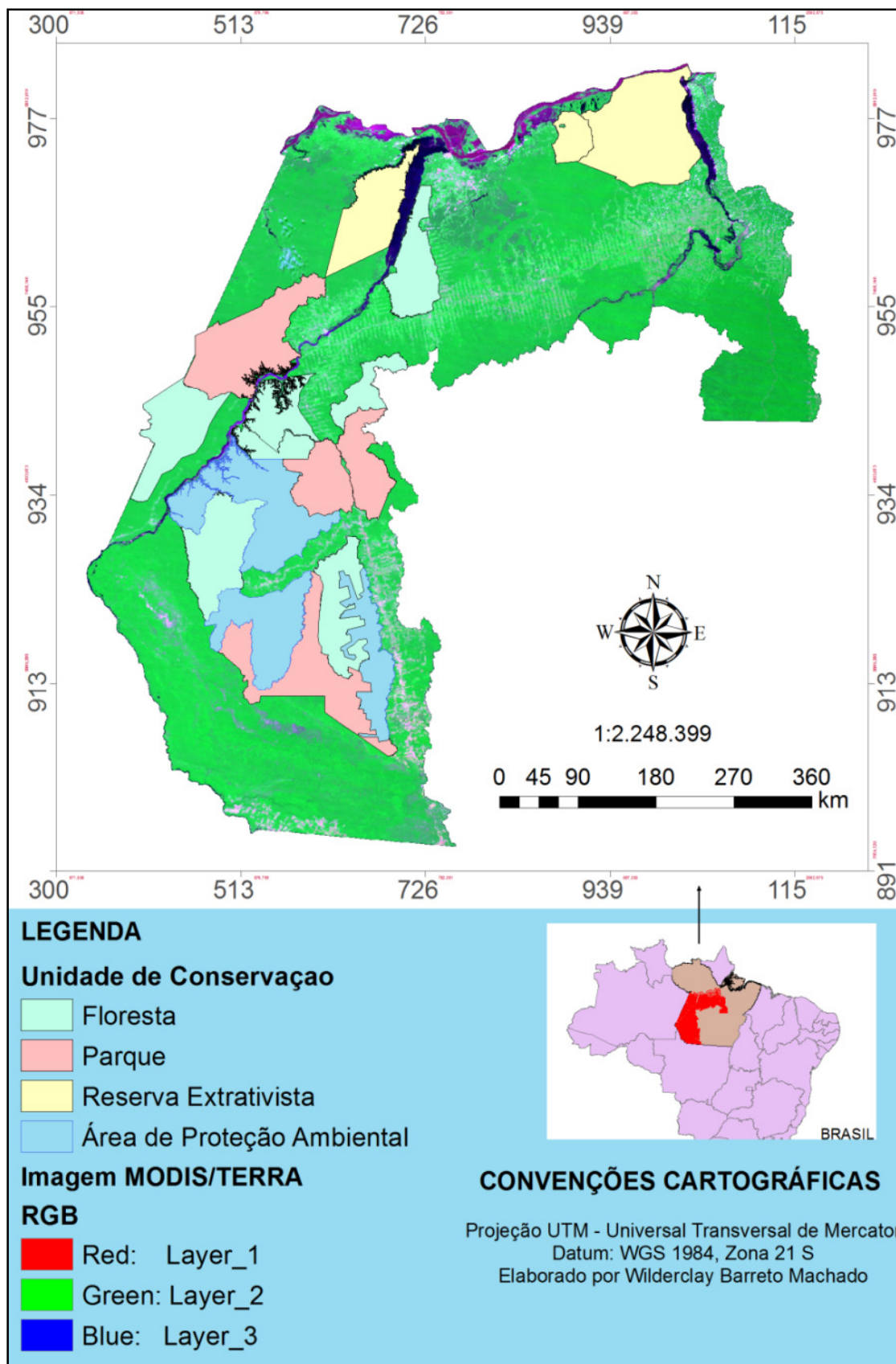
Evidencia-se, portanto, neste capítulo sobre o potencial de compensação da região sob a ótica da produção de umidade para a região em estudo, onde se constata que, embora exista na região de estudo intenso processo de modificação da paisagem, os quais influenciam significativamente em escala regional mostrado no capítulo anterior, nota-se que os fragmentos de florestas ainda conseguem compensar os efeitos provocados pelas ações antrópicas na região sob o aspecto do aporte de umidade para a atmosfera, uma vez que as áreas de florestas representam mais de 80% da área de estudo e fornecem exorbitantes quantidade de umidade para a região oeste do Pará, correspondendo à 91% de ET em relação à área toda de estudo.

### **5.3 Qual a influencia das unidades de conservação na manutenção da evapotranspiração?**

A área de estudo é composta por 15 unidades de conservação, as quais se subdividem em quatro categorias: Floresta Nacional, Parque, Reserva Extrativista e Área de Proteção Ambiental todos pertencentes ao Estado do Pará, cuja áreas podem ser vista na tabela 19.

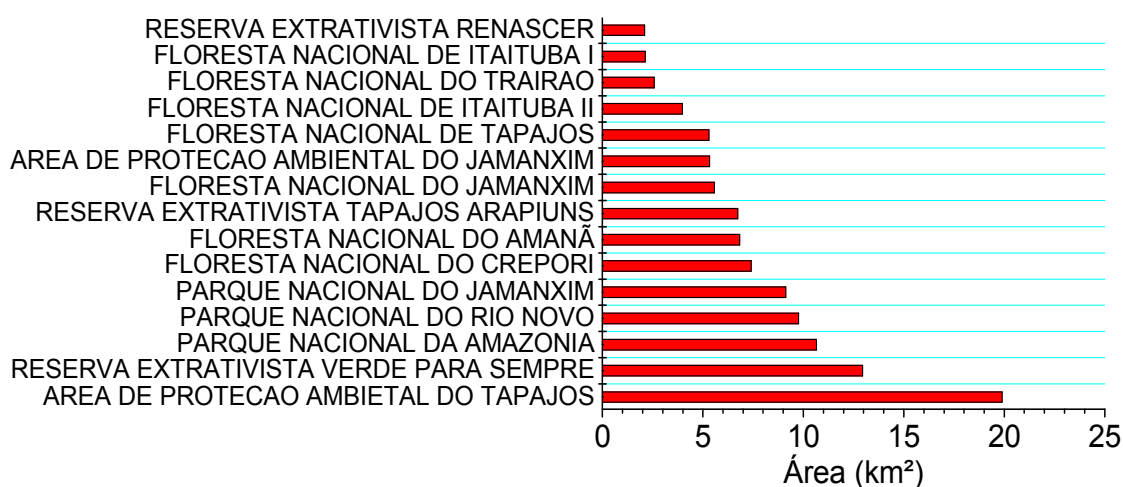
Observa-se na figura 48 a localização das unidade de conservação por categoria. Percebe-se todas as reserva extrativistas se localizam ao norte na área de estudo nos municípios de Porto de Moz, Prainha e à oeste do município de Santarém em tonalidade amarela. Três parques localizados no município de Itaituba, PA com tonalidade rosa. Três áreas de proteção Ambiental estão localizadas ao sul na área de estudo em azul, mais especificamente ao sul do município de Itaituba e Novo Progresso, PA. E por fim, as sete Unidades de Conservações na modalidade de Floresta Nacional estão situadas da seguinte maneira: uma ao norte abrangendo os municípios de Belterra, Placas, Rurópolis. Quatro na região central abrangendo os municípios de Trairão e Itaituba. Duas mais ao sul, onde uma se situa no município de Jacareacanga e a outra em Novo Progresso, PA.

**Figura 48** – Localização das unidades de conservação por categoria na cena de estudo.

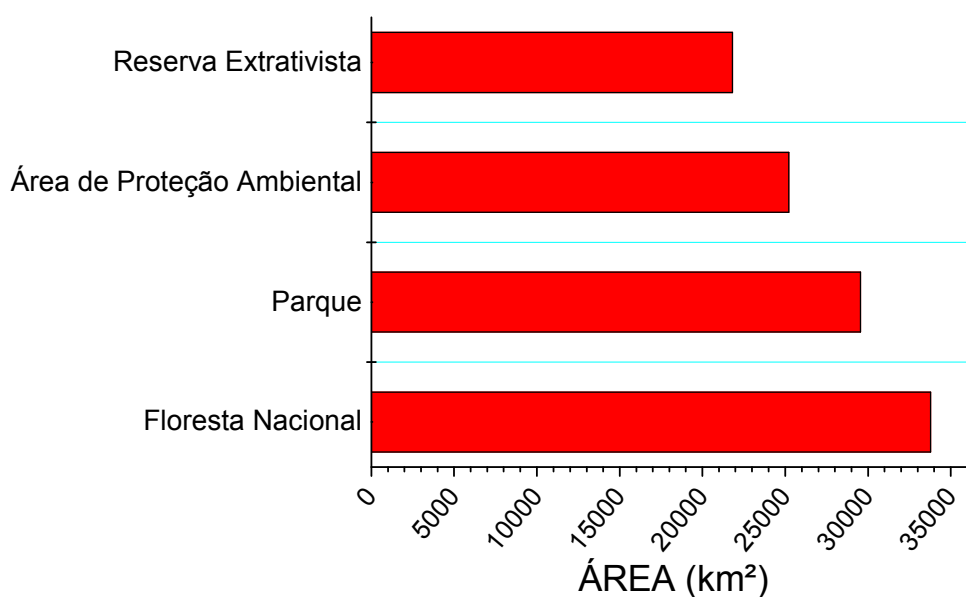


Na figura 49 estão os valores da área para cada unidade de conservação, onde se pode observar que a área de proteção Ambiental do Tapajós é preponderante às demais, cujo valor é de aproximadamente 20 km<sup>2</sup>. Mas ao reclassificar as unidades de conservação por categoria, constata-se que as florestas nacionais são predominantes e representam 31% da área das unidades de conservação. Os parques por sua vez representam 27%, as áreas de proteções ambientais representam 23% e as reservas extrativistas constituem 20 % de toda área das unidades de conservação.

**Figura 49** – Área de cada unidade de conservação situada na cena de estudo



**Figura 50** – Área de unidade de conservação por Categoria situada na cena de estudo



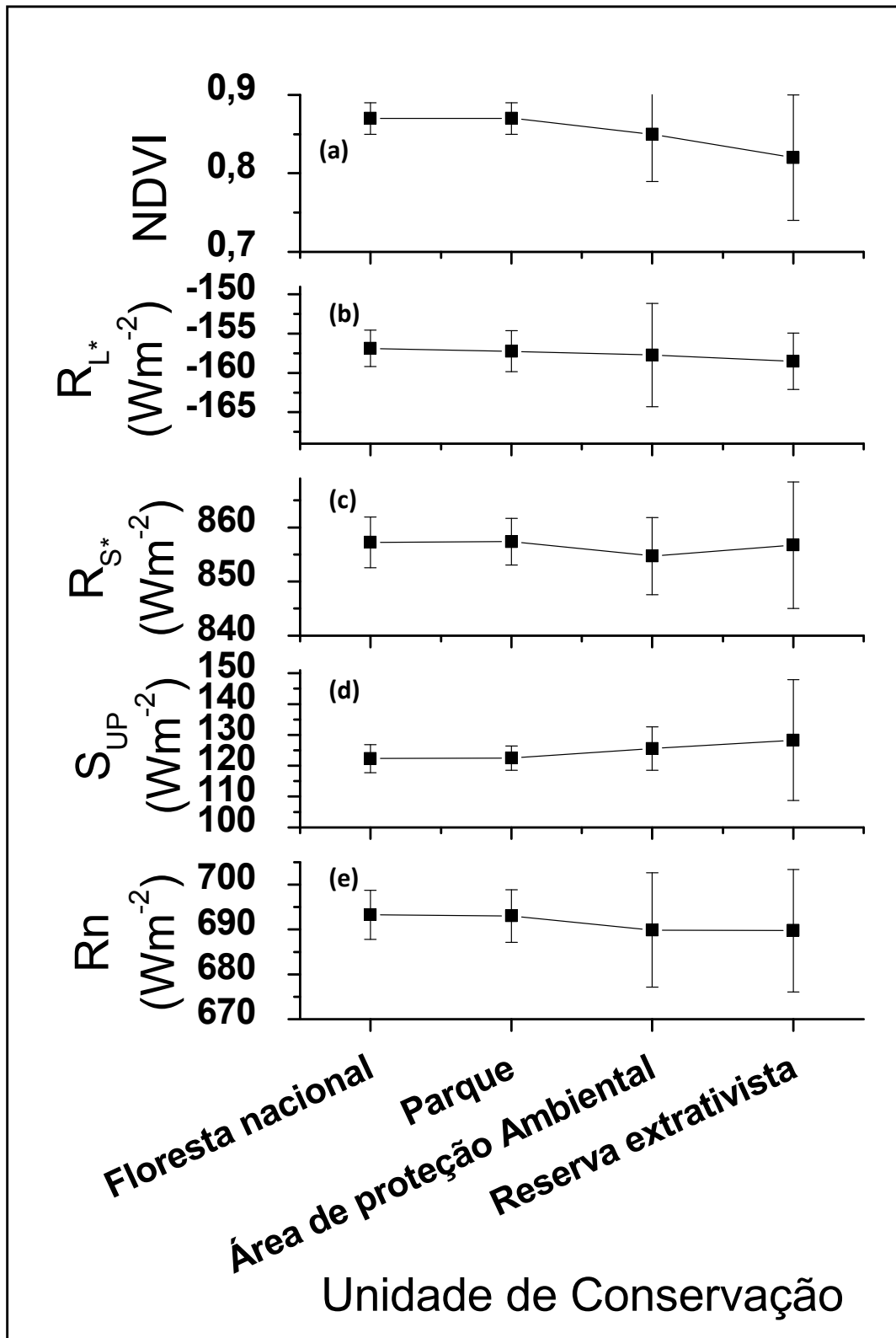
**Tabela 19 - Área de cada unidade de conservação situada na cena de estudo e ano de criação.**

PARQUE NACIONAL DA AMAZÔNIA	10654,78	Parque	1974
FLORESTA NACIONAL DO TAPAJÓS	5307,98	Floresta Nacional	1974
FLORESTA NACIONAL DE ITAITUBA I	2129,32	Floresta Nacional	1998
FLORESTA NACIONAL DE ITAITUBA II	3974,68	Floresta Nacional	1998
RESERVA EXTRATIVISTA TAPAJÓS	6741,52	Reserva Extrativista	1998
ARAPIUNS			
RESERVA EXTRATIVISTA VERDE PARA SEMPRE	12956,27	Reserva Extrativista	2004
FLORESTA NACIONAL DO CREPORI	7398,09	Floresta Nacional	2006
PARQUE NACIONAL DO RIO NOVO	9761,71	Parque	2006
ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DO TAPAJÓS	19886,46	Área de Proteção Ambiental	2006
FLORESTA NACIONAL DO JAMANXIM	5568,29	Floresta Nacional	2006
FLORESTA NACIONAL DO TRAIRÃO	2574,83	Floresta Nacional	2006
PARQUE NACIONAL DO JAMANXIM	9127,76	Parque	2006
FLORESTA NACIONAL DO AMANÁ	6821,70	Floresta Nacional	2006
RESERVA EXTRATIVISTA RENASCER	2103,04	Reserva Extrativista	2009
ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DO JAMANXIM	5334,96	Área de Proteção Ambiental	2016

Na figura 51 é possível observar os valores médios de (a) NDVI; (b) radiação líquida de Ondas longas; (c) Radiação líquida de ondas curtas; (d) Radiação de ondas curtas refletida pela superfície e (e) Saldo de Radiação para cada categoria de unidade de conservação. onde se constata pequenas variações entre as diferentes modalidades de UC, cujos maiores valores de NDVI (figura 51a) se verificam nas florestas nacionais e parques. Verifica-se também, maior variação dos valores de NDVI nas reservas extrativistas, cujas áreas apresentam algumas áreas modificadas pelo homem, que consistem pastagem, agricultura e capoeira. Entretanto, as áreas de florestas são predominantes. Esse menores valores de NDVI nas reservas extrativistas desencadeia maior valor de  $T_{SUP}$  em relação às demais com valor médio de  $29,07 \pm 0,6^{\circ}C$  (tabela 20), enquanto que na modalidade de floresta nacional se observa  $28,75 \pm 0,39^{\circ}C$ .

Verifica-se maior valor médio de  $R_n$  na florestas nacionais, devido à maior presença da floresta, a qual proporciona maior retenção de radiação de infravermelha ( $R_{L*}$ ), observado na figura 51b e radiação solar ( $R_{S*}$ ) (figura 51c).

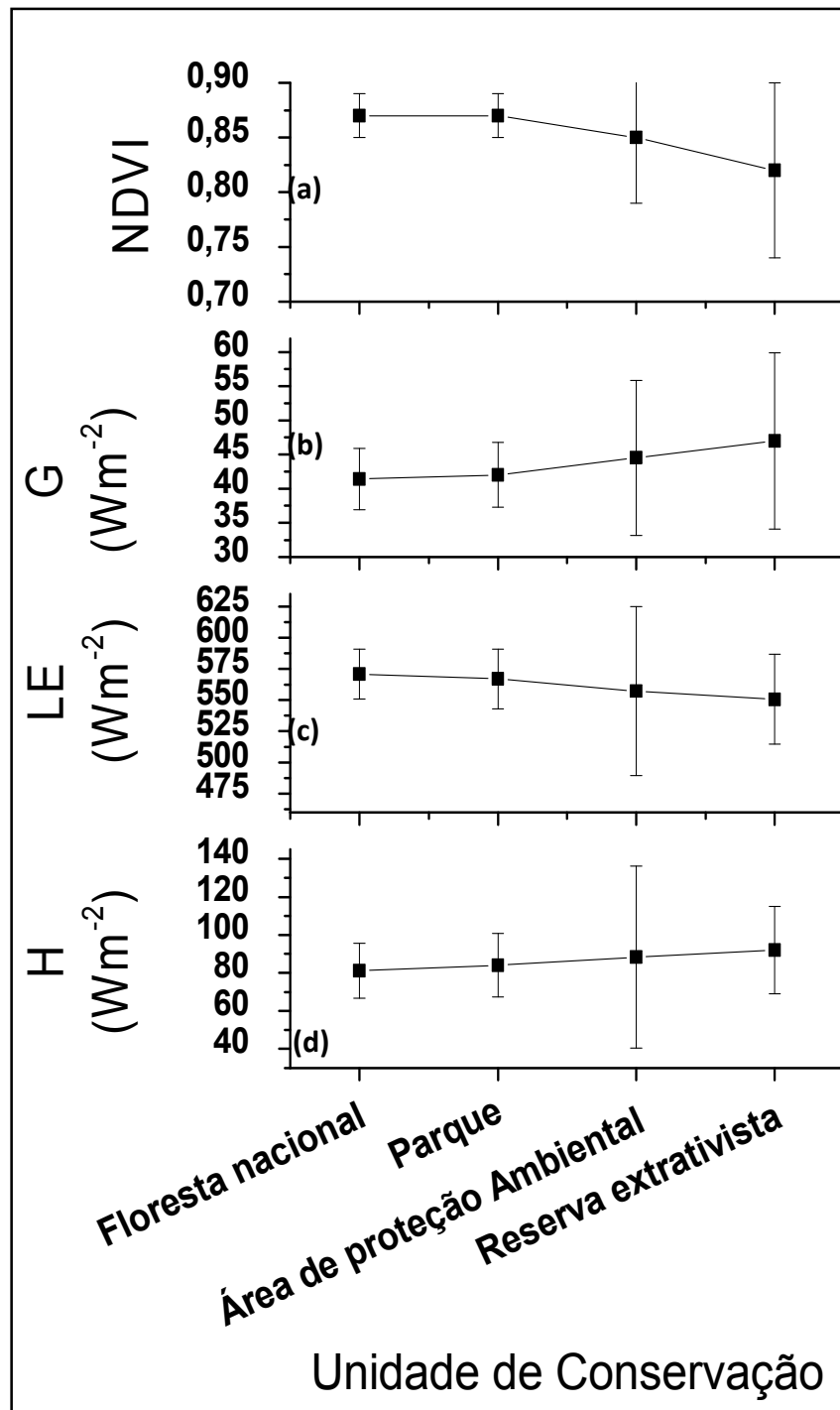
**Figura 51** – Valores médios de (a) NDVI; (b) radiação líquida de Ondas longas; (c) Radiação líquida de ondas curtas; (d) Radiação de ondas curtas refletida pela superfície e (e) Saldo de Radiação para cada categoria de unidade de conservação.





Na figura 52 é possível observar os Valores médios de **(a)** NDVI; **(b)** Fluxo de Calor no solo; **(c)** Fluxo de calor Latente; **(d)** Fluxo de calor sensível para cada categoria de unidade de conservação, onde se observam maiores valores de G e H nas reservas extrativistas, cujos valores são  $46,98 \pm 12,91 \text{ W.m}^{-2}$  e  $91,97 \pm 23,02 \text{ W.m}^{-2}$ , Essas áreas apresentam algumas áreas modificadas pelo homem, que consistem pastagem, agricultura e capoeira, o que desencadeia maior valor de G e H em relação às demais com valor médio de, enquanto que nas UCs na modalidade de floresta nacional se observa a preponderância do LE, cujo valor consiste em  $570,77 \pm 20,07 \text{ W.m}^{-2}$ , que corresponde numa diferença de 4,5% a mais do que observado na modalidade de reserva extrativista, cujo valor é  $550,64 \pm 35,94 \text{ W.m}^{-2}$  de LE (figura **52c**)

**Figura 52** – Valores médios de (a) NDVI; (b) Fluxo de Calor no solo; (c) Fluxo de calor Latente; (d) Fluxo de calor sensível para cada categoria de unidade de conservação.



**Tabela 20** - valores médios de albedo, Temperatura da Superfície ( $T_{SUP}$ ), Radiação solar refletida pela superfície ( $R_{S\uparrow}$ ), saldo de Radiação sola ( $R_{S*}$ ), Saldo de radiação infravermelha ( $R_{L*}$ ), Radiação líquida ( $R_n$ ), Fluxo de Calor Sensível ( $H$ ), Fração do uso de calor sensível ( $H/R_n$ ), Fluxo de Calor Latente ( $LE$ ), Fração do uso de calor Latente ( $LE/R_n$ ), Evapotranspiração ( $ET$ ), fluxo de calor no solo ( $G$ ) e Fração do uso de calor no solo ( $G/R_n$ ) para cada categoria de unidade de Conservação.

CATEGORIA DA UNIDADE DE CONSERVAÇÃO	Albedo	$T_{sup}$ (°C)	NDVI	$R_{S\uparrow}$ ( $W.m^{-2}$ )	$R_{S*}$ ( $W.m^{-2}$ )	$R_{L*}$ ( $W.m^{-2}$ )	$R_n$ ( $W.m^{-2}$ )	$H$ ( $W.m^{-2}$ )	$H/R_n$ (%)	$LE$ ( $W.m^{-2}$ )	$LE/R_n$ (%)	$ET$ (mm.h)	$G$ ( $W.m^{-2}$ )	$G/R_n$ (%)
<b>FLORESTA NACIONAL</b>	0,12 ± 0,004	28,75 ± 0,39	0,87 ± 0,02	122,31 ± 4,57	857,22 ± 4,68	-156,86 ± 2,32	693,29 ± 5,44	81,08 ± 14,47	11,69	570,77 ± 20,07	82,33	0,93 ± 0,03	41,42 ± 4,5	5,97
<b>RESERVA EXTRATIVISTA</b>	0,12 ± 0,01	29,07 ± 0,60	0,82 ± 0,08	128,30 ± 19,63	856,70 ± 11,69	-158,50 ± 3,57	689,77 ± 1367	91,97 ± 23,02	13,33	550,64 ± 35,94	79,83	0,90 ± 0,06	46,98 ± 12,91	6,81
<b>PARQUE</b>	0,13 ± 0,004	28,79 ± 0,44	0,87 ± 0,02	122,50 ± 3,99	857,34 ± 4,32	157,23 ± 2,60	693,03 ± 5,86	84,07 ± 16,68	12,13	566,94 ± 23,85	81,81	0,93 ± 0,04	42,03 ± 4,74	6,06
<b>ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL</b>	0,13 ± 0,01	28,87 ± 1,08	0,85 ± 0,06	125,52 ± 7,04	854,69 ± 7,12	-157,73 ± 6,57	689,91 ± 12,71	88,36 ± 47,99	12,81	557,16 ± 67,75	80,76	0,91 ± 0,11	44,52 ± 11,32	6,45

Na figura 53, é possível observar valores médios de **(a)** NDVI; **(b)** Temperatura da Superfície; **(c)** Percentual de energia (LE/Rn e H/Rn); **(d)** Razão de Bowen para cada categoria de unidade de conservação e condição de superfície. Constata-se que todas as UCs apresentam propriedades muito semelhantes às das áreas de florestas, quais sejam, altos valores de NDVI (figura 53a), baixos valores médios de  $T_{SUP}$  (figura 53b), maior uso da energia para LE (figura 53c) e menores valores de Razão de Bowen (figura 53d), constatando grande aporte de umidade para atmosfera.

De maneira análoga à figura 53, constata-se na figura 54 que todas as UCs apresentam propriedades muito semelhantes às das áreas de florestas sob a ótica de ET instantâneo, LE e H para cada categoria de unidade de conservação e condição de superfície, quais sejam, altos valores de ET (figura 54b), altos valores médios de LE (figura 54c) e menores valores de H (figura 54d). Dessa forma, pode-se afirmar que as UCs possuem propriedades termodinâmicas semelhantes às áreas de florestas densas.

Figura 53 – Valores médios de (a) NDVI; (b) Temperatura da Superfície; (c) Percentual de energia; (d) Razão de Bowen para cada categoria de unidade de conservação e condição de superfície.

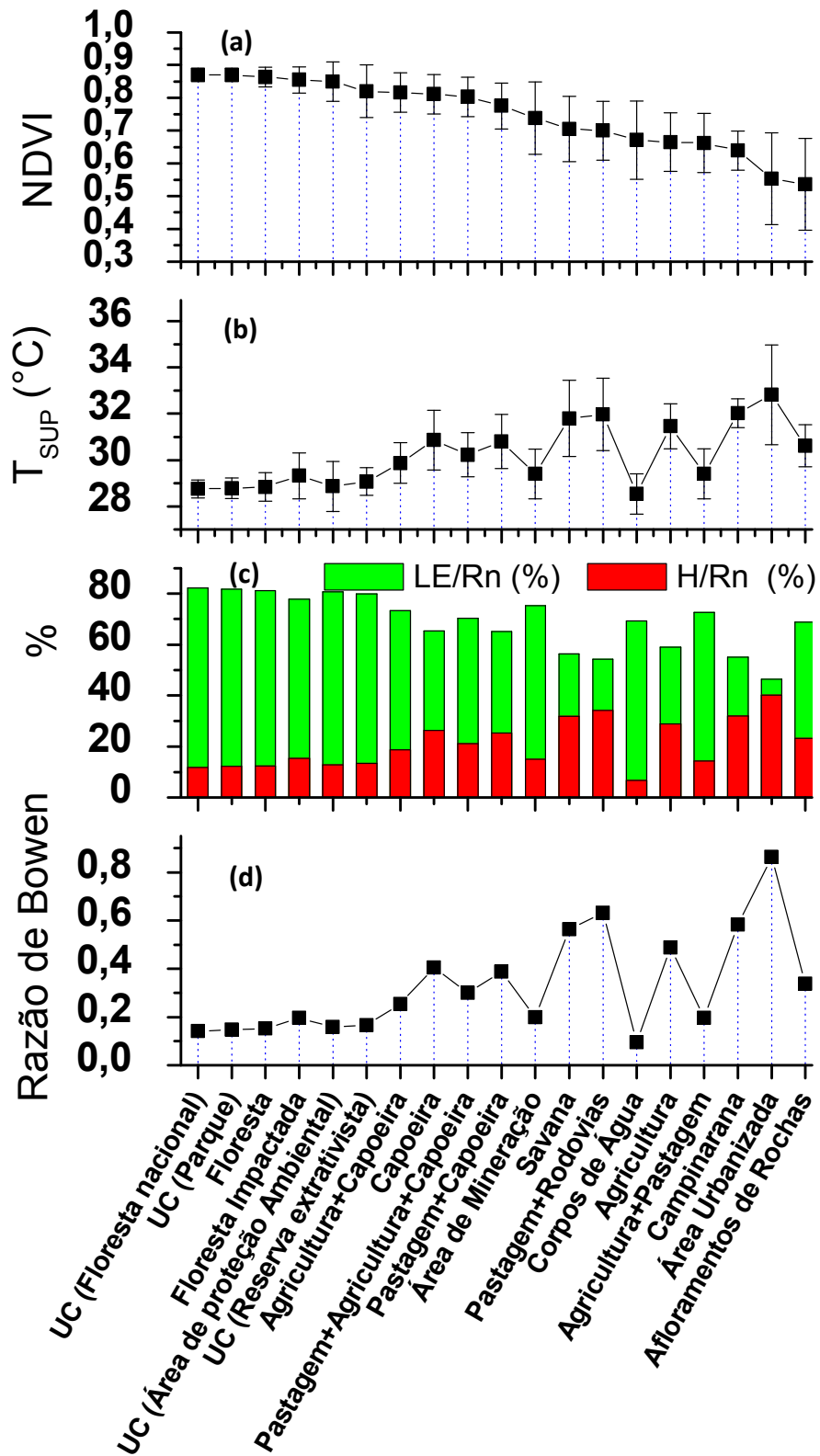
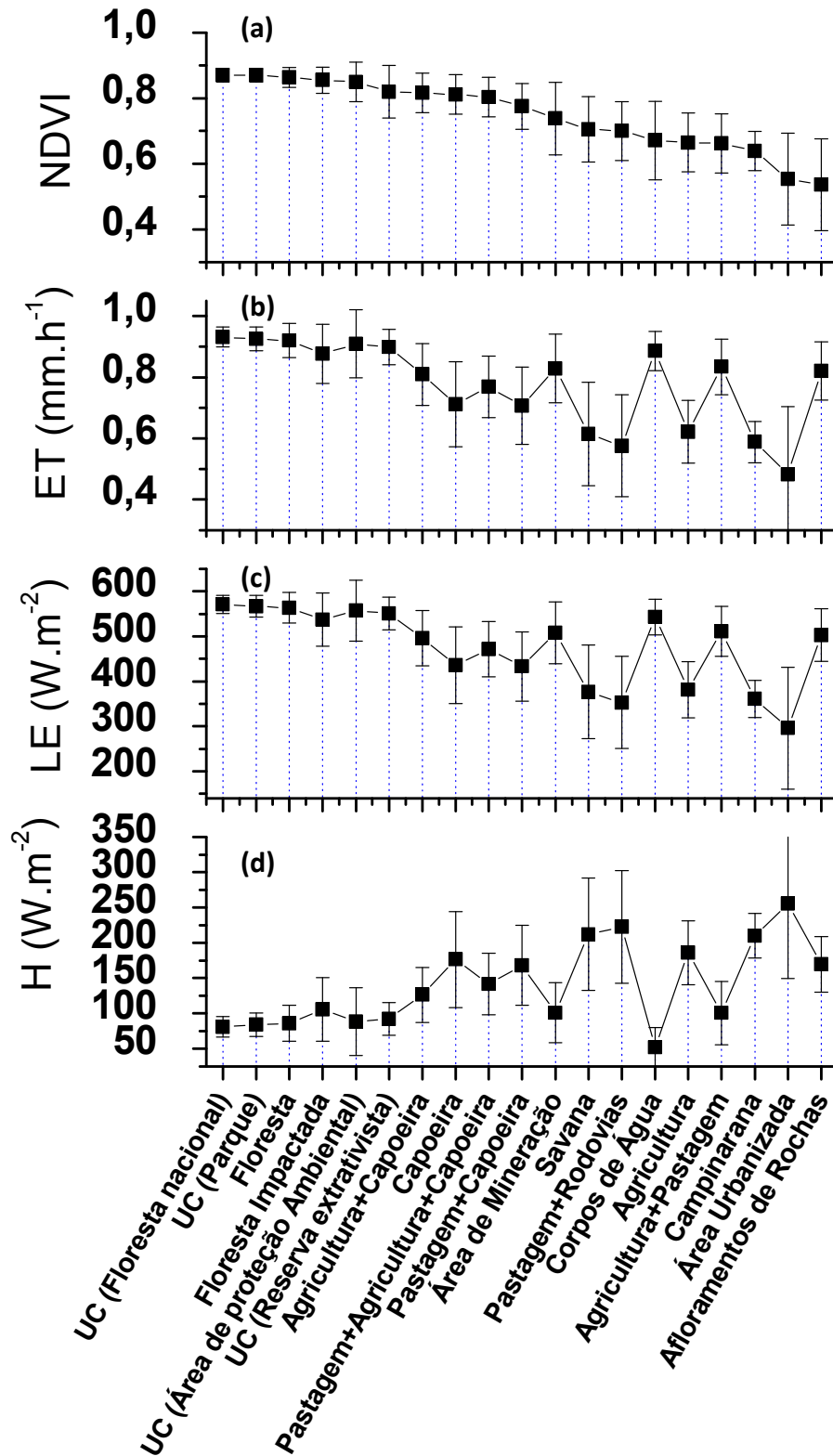
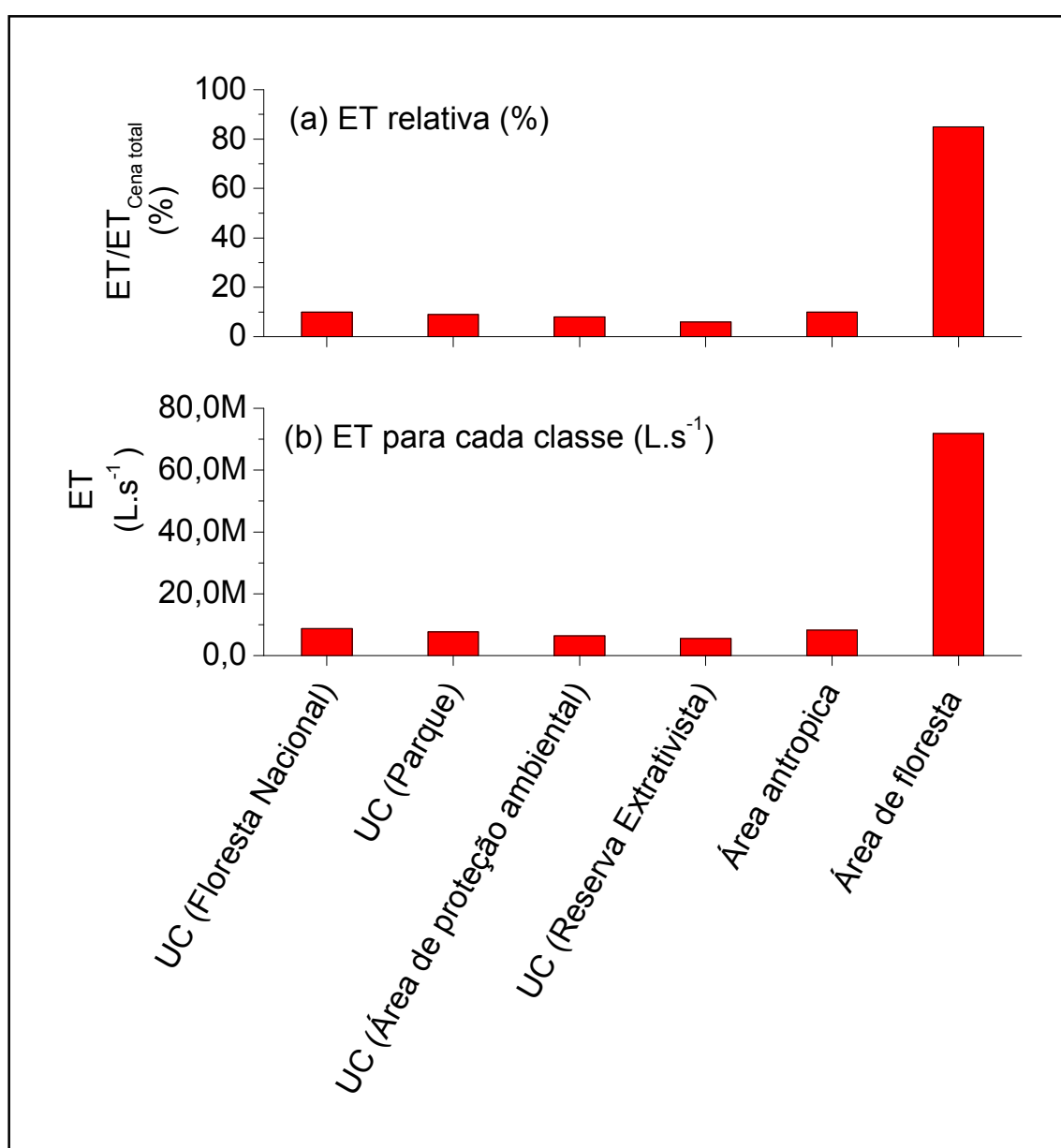


Figura 54 – Valores médios de (a) NDVI; (b) ET instantâneo; (c) LE e (d) H para cada categoria de unidade de conservação e condição de superfície.



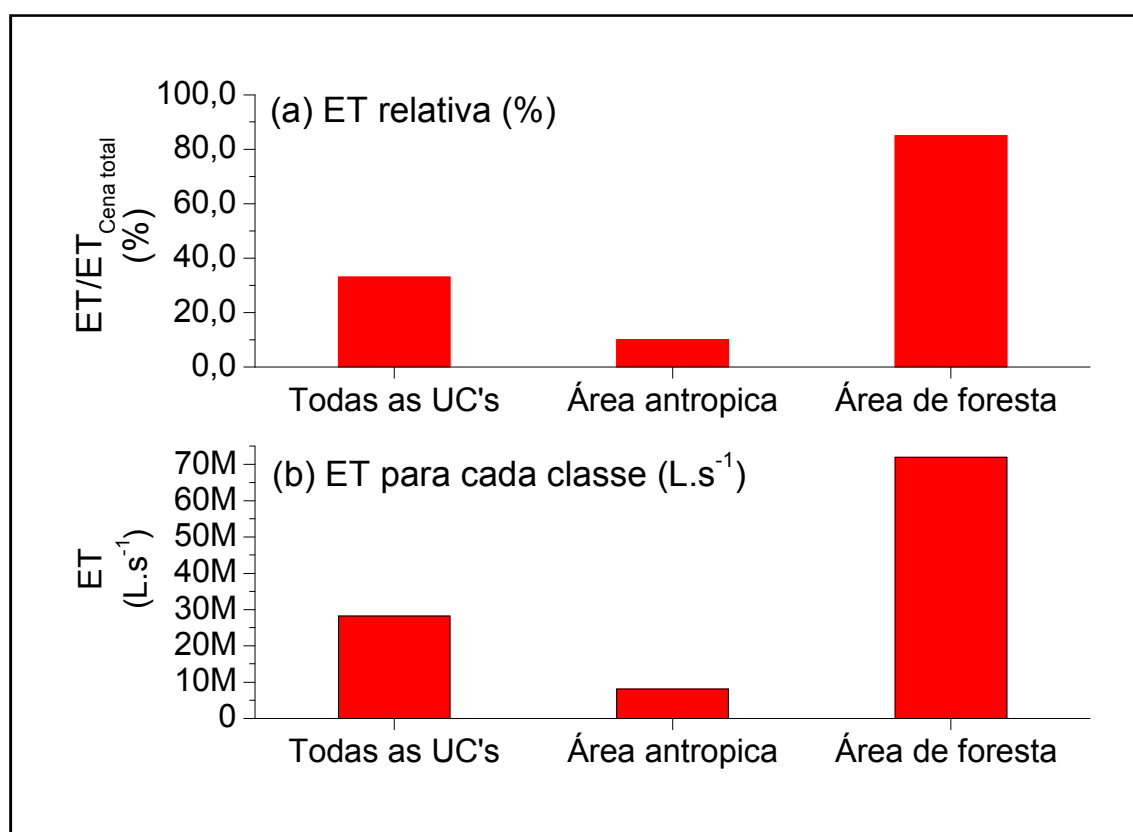
Ao observar os valores de ET para cada categoria de unidade de conservação, área antropica e de floresta na figura 55, constata-se que o fluxo de ET que cada categoria de UC libera para a atmosfera é equivalente ao fluxo de ET observado nas em áreas modificadas pelas ações antrópicas. Onde cada modalidade de UC e  $ET_{\text{Área\_antropica}}$  representam 10% (figura 55a) da ET da cena total de estudo ( $ET_{\text{Cena total}}$ ), cujos valores podem ser observados na tabela 21. Tal percentagem representa  $8.746.048 \text{ L.s}^{-1}$  para floresta nacional e  $8.137.389 \text{ L.s}^{-1}$  (figura 55b e tabela 21)

**Figura 55** – Evapotranspiração para cada categoria de unidade de conservação, área antropica e de floresta.



Ao observar a figura 56, é possível constatar o potencial das UCs na região de estudo em manter o provimento de umidade para atmosfera, embora existam intensas modificações da paisagem na cena de estudo, que consiste na redução da cobertura vegetal. Pois se percebe que todas as UCs representam um percentual de fluxo de ET de até 33% em relação à  $ET_{Cena\ total}$ , enquanto que  $ET_{Área\_antropica}$  (todas as áreas antrópicas) representam apenas 10% em relação à  $ET_{Cena\ total}$ . Cujas diferença consiste em  $20.003.313\ L.s^{-1}$  de massa de vapor d'água para atmosfera. Constatando, dessa forma, que o instrumento de gestão ambiental adotado na região, que consiste na criação de Unidades de Conservações, é de extrema importância na manutenção de disponibilidade hídrica para a atmosfera na região este do Pará.

**Figura 56** – Evapotranspiração para todas as unidades de conservação, área antropica e de floresta.





**Tabela 21 - valores de vazão de Evapotranspiração (ET) para cada categoria de unidade de conservação e condição de superfície.**

<b>Classe</b>	<b>ET (L.s<sup>-1</sup>)</b>	<b>ET relativo (%)</b>
UC (Floresta Nacional)	8746048	10
UC ( Parque)	7583007	9
UC (Área de proteção ambiental)	6379092	8
UC (Reserva Extrativista)	5432554	6
Todas as UCs	28140702	33
*ET <sub>Área antropica</sub>	8137389	10
**ET <sub>Área de floresta</sub>	71969625	85
***ET <sub>Cena total</sub>	84353267	100

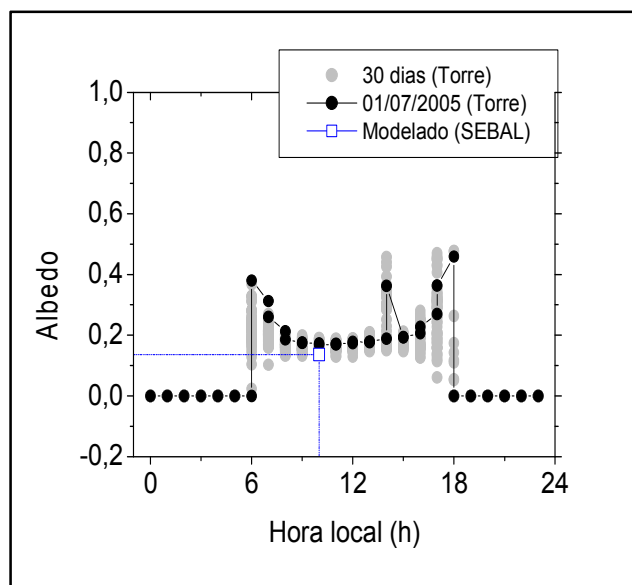
\* Vazão de ET apenas nas áreas antrópicas; \*\* Vazão de ET apenas nas áreas de florestas; \*\*\* Vazão de ET para toda cena de estudo

## 5.4 VALIDAÇÃO DO SEBAL

Nesse capítulo serão discutidos os valores das componentes do balanço de radiação e energia obtidos a partir de uma imagem Landsat 5 TM e com base no SEBAL, e os observados na torre micrometeorológica localizada no sítio experimental do Programa LBA.

Na figura 57 é possível observar os valores das médias horárias de albedo calculado pelo SEBAL e medidos pela torre micrometeorológica no campo agrícola. Onde se percebe que os maiores valores ocorrem nas primeiras horas da manhã e no final da tarde, devido à dependência desta variável com o ângulo zenital solar (SOUZA *et al.* 2010), cujo valor foi de 0,4 por volta das 6h, 15h e 17h local. O albedo diário foi em média 0,215 no dia da passagem do satélite Landsat 5 - TM (01/07/2005) e está de acordo com Von Randow *et al.* (2004) e Sakai *et al.* (2004). Ao comparar com os valores modelados pelo SEBAL verifica-se uma razoável concordância, cujo o valor é de 0,136 para o modelado por volta das 10h30min. Resultando numa diferença de 0,031, cujo erro relativo é de 18,79%, entre o valor observado na torre e o modelado (tabela 22).

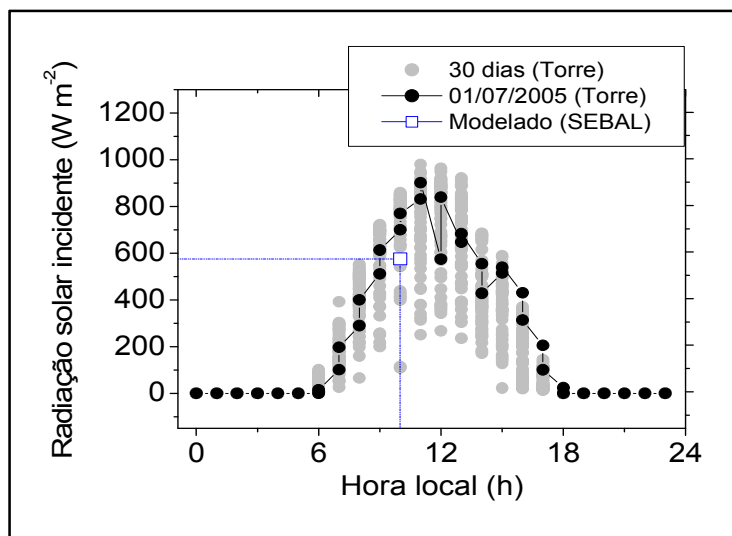
**Figura 57** – Albedo calculado pelo SEBAL e medidos pela torre micrometeorológica no campo agrícola.



Na figura 58 é possível analisar o comportamento horário da radiação solar incidente ( $R_{S\downarrow}$ ) observado na torre e modelado pelo SEBAL na área de campo agrícola. Ao analisar, verifica-se que os maiores registros de  $R_{S\downarrow}$  ocorrem às 12h (hora local), com valores até  $962,8 \text{ W.m}^{-2}$  no mês de julho. Para o dia 01/07/2005 observou-se valor máximo de  $R_{S\downarrow}$  em até  $905,5 \text{ W.m}^{-2}$  às 12 h e interferência de nuvens ao longo do dia por volta das 15h.

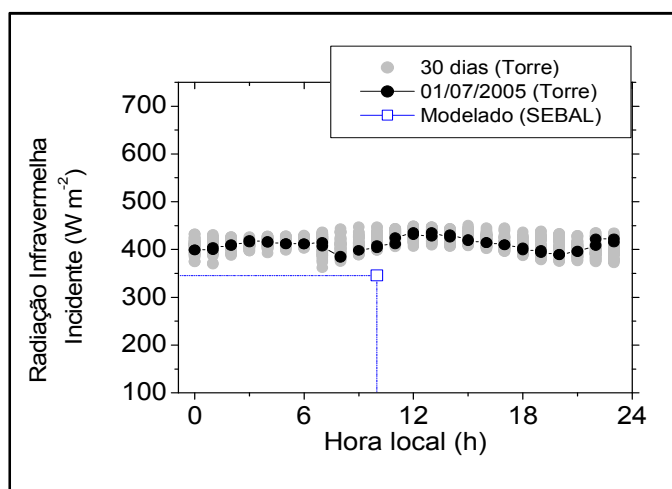
Com relação ao valor de  $R_{S\downarrow}$  modelado através do SEBAL, verifica-se uma excelente concordância ao comparar com o valor observado pela torre micrometeorológica, cujos valores são  $717 \text{ W.m}^{-2}$  e  $700,1 \text{ W.m}^{-2}$  para os valores modelados pelo SEBAL e observado pela torre, respectivamente, por volta das ~10h30m (hora da passagem do satélite Landsat 5 na área da torre). Dessa forma, obtém excelente concordância, pois o erro relativo (ER) foi de apenas 2,42% (tabela 22)

**Figura 58** - Valores das médias horárias de Radiação incidente de ondas curtas ( $R_{S\downarrow}$ ) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.



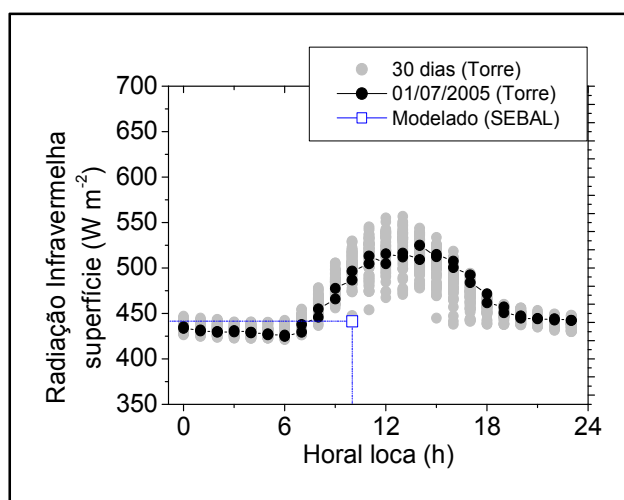
Na figura 59 pode-se observar o comportamento horário de radiação de ondas longas ou radiação infravermelha emitida pela atmosfera ( $R_{L\downarrow}$ ), observado na torre e modelado pelo SEBAL na área de campo agrícola. Ao analisar, verifica-se que os valores máximos e mínimos de  $R_{L\downarrow}$  são de  $435,3 W.m^{-2}$  e  $383,5 W.m^{-2}$ , respectivamente, para o dia 01/07/2005. Ao comparar com os valores modelados pelo SEBAL verificou-se uma razoável concordância, cujo o valor foi de  $345,63 W.m^{-2}$  para o modelado por volta das 10h30min. Resultando numa diferença de 14,41% entre o valor observado na torre que foi de  $403,8 W.m^{-2}$  (tabela 22).

**Figura 59** - Valores das médias horárias de Radiação incidente de ondas longas ( $R_{L\downarrow}$ ) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.



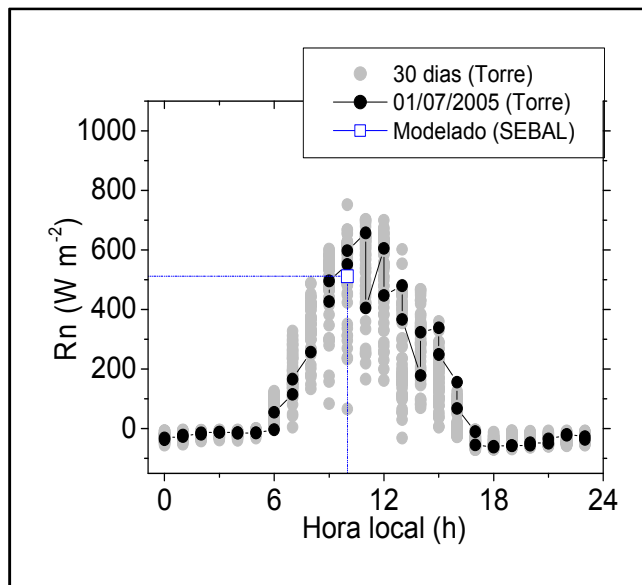
Na figura 60, é possível observar os valores de horários de radiação de ondas longas emitida pela superfície ( $R_{L\uparrow}$ ) observado na torre e modelado pelo SEBAL na área de campo agrícola. Ao analisar, verifica-se que os valores máximos e mínimos de  $R_{L\uparrow}$  são  $525 \text{ W.m}^{-2}$  e  $424,6 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente, para o dia 01/07/2005. Ao comparar com os valores modelados pelo SEBAL verificou-se uma excelente concordância, cujo o valor foi de  $441,3 \text{ W.m}^{-2}$  para o modelado e  $486,8 \text{ W.m}^{-2}$  para o observado na torre por volta das 10h30min. Resultando numa diferença de apenas 9,34% e está de acordo com Oliveira e Moraes (2013) que encontraram diferença de 7,7% entre os valores modelado pelo SEBAL e observado pela Torre num campo agrícola (tabela 22).

**Figura 60** - Valores das médias horárias de Radiação de ondas longas emitida pela superfície ( $R_{L\uparrow}$ ) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.



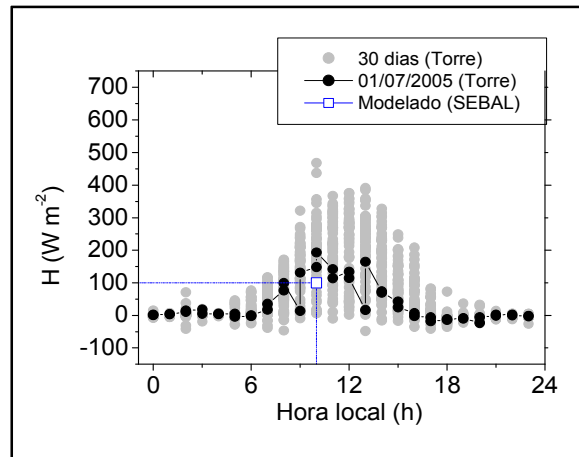
Na figura 61 estão os valores horários de saldo de radiação ( $R_n$ ) observado na torre e modelado pelo SEBAL na área de campo agrícola. Ao analisar, verifica-se o valor máximo de  $R_n$  em até  $653,20 \text{ W.m}^{-2}$  por volta das 11h30min e média diária de  $346,14 \text{ W.m}^{-2}$  para o dia 01/07/2005 e de acordo com o encontrado por Culf *et al.* (1996). Ao comparar com os valores modelados pelo SEBAL verifica-se uma excelente concordância, cujo valor foi de  $511,81 \text{ W.m}^{-2}$  para o modelado e  $551 \text{ W.m}^{-2}$  para o observado na torre por volta das 10h30min no dia 01/07/2005. Resultando numa diferença de apenas 2,36%, a qual foi menor do que encontrada por Oliveira e Moraes (2013), cuja diferença fora de 16,6% entre os valores modelado pelo SEBAL e observado pela Torre num campo agrícola em 01/08/2003.

**Figura 61** - Valores das médias horárias de Saldo de Radiação (Rn) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.

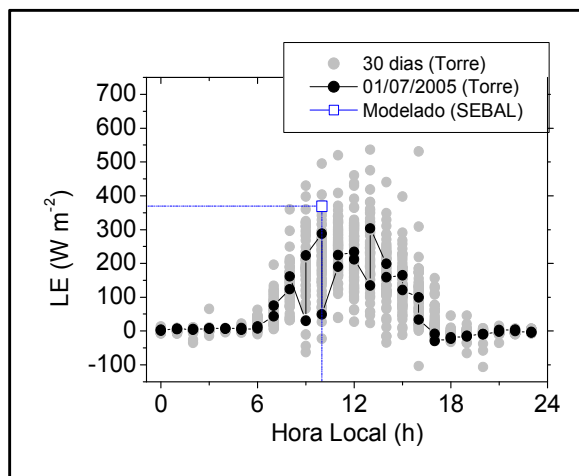


Na figura 62 é possível observar os valores horários de H observado na torre e modelado pelo SEBAL na área de campo agrícola, cujo valor obtido para ambos são  $100 W.m^{-2}$  para o modelado pelo SEBAL e  $148,19 W.m^{-2}$  para o estimado na torre micrometeorológica, resultando numa diferença de 32,5%. Na figura 63, verifica que o valor de LE modelado pelo SEBAL foi superior ao obtido na torre em até 28,16%, cujo valor pode ser visto na tabela 22. Essa diferença foi menos nos valores de G entre o modelado pelo SEBAL e obtido na torre, cujo percentual consiste em apenas 10,89% de diferença entre as duas metodologias.

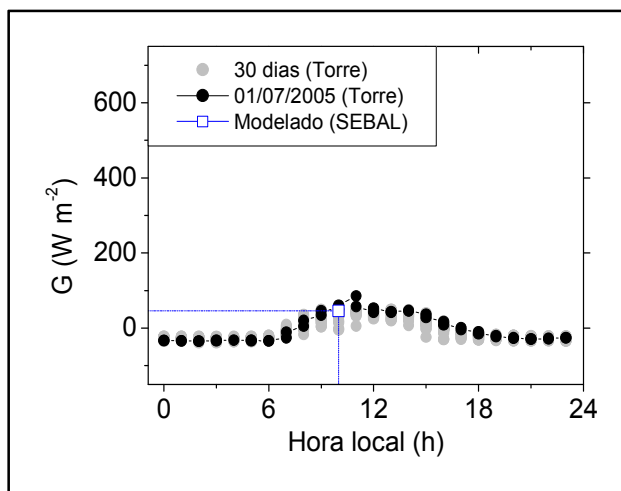
**Figura 62** - Valores das médias horárias de Fluxo de Calor Sensível (H) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.



**Figura 63** - Valores das médias horárias de Fluxo de Calor Latente (LE) calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.



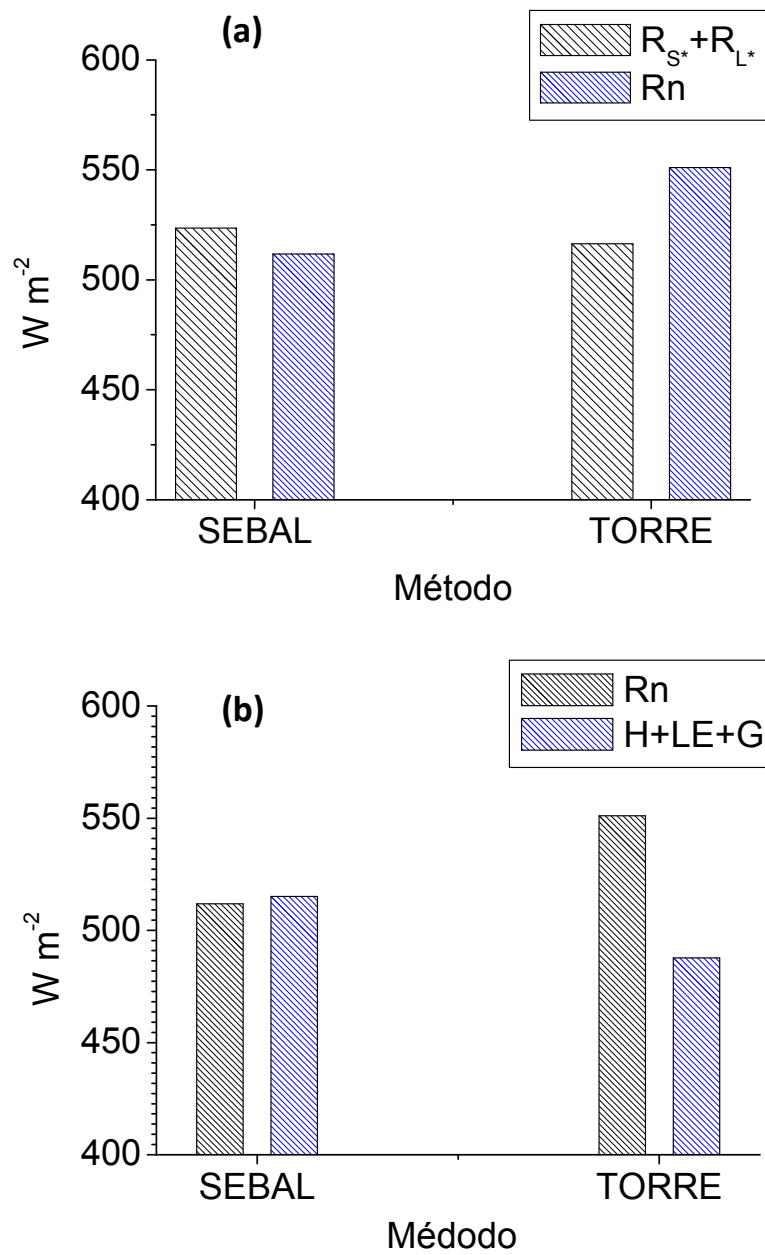
**Figura 64** - Valores das médias horárias de Fluxo de Calor no Solo calculado pelo SEBAL e medido pela torre micrometeorológica no campo agrícola.



Na figura 65, é possível observar o fechamento das componentes do Balanço de radiação e de energia entre os valores modelado pelo SEBAL e medido na torre micrometeorológica num campo agrícola, onde se observa que o modelo SEBAL tem o melhor fechamento nas componentes do balanço de radiação (Figura 65a), cujo resíduo consiste em apenas  $11,71 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , enquanto que no método de torre se observa pior fechamento, cujo resíduo consiste em  $34,58 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

Na figura 65b, observa-se que o modelo SEBAL também obteve o melhor fechamento, cujo resíduo consiste em apenas  $3,3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ , enquanto que no método de torre se observa pior fechamento, cujo resíduo consiste em  $63,22 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

**Figura 65** - Fechamento das componentes do (a) balanço de radiação e (b) de energia entre os valores modelado pelo SEBAL e medido na torre micrometeorológica num campo agrícola





**Tabela 22 - Medidas de concordância (erro absoluto (EA) em  $W.m^{-2}$  e Erro Relativo (ER) em %) entre os valores modelados (M) pelo SEBAL a partir de dados Landsat/TM, e observados (O) na torre micrometeorológica do Campo Agrícola (km77) para as seguintes variáveis: albedo ( $\alpha$ ), radiação de onda curta incidente ( $R_{S\downarrow}$ ), Radiação de ondas longas da atmosfera ( $R_{L\downarrow}$ ) e da superfície ( $R_{L\uparrow}$ ) Fluxo de Calor Sensível (H), Fluxo de Calor Latente (LE), Fluxo de Calor no solo (G) e Saldo de radiação (Rn)**

Região do Campo Agrícola (fazenda Paraíso - 01/07/2005)																
	albedo		$R_{S\downarrow}$ ( $W.m^{-2}$ )		$R_{L\downarrow}$ ( $W.m^{-2}$ )		$R_{L\uparrow}$ ( $W.m^{-2}$ )		H ( $W.m^{-2}$ )		LE ( $W.m^{-2}$ )		G ( $W.m^{-2}$ )		Rn ( $W.m^{-2}$ )	
	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O	M	O
	0,136	0,168	717,0	700,1	345,63	403,8	441,3	486,8	100	148,19	369,22	288,09	45,89	51,5	511,81	551,0
<b>EA</b>	-0,031		16,94		-58,67		-45,48		-48,19		81,14		-5,61		11,81	
<b>ER</b> (%)	18,79		2,42		14,41		9,34		32,52		28,16		10,89		2,36	

**Tabela 23 - Fechamento das componentes do (a) balanço de radiação e (b) de energia entre os valores modelado pelo SEBAL e medido na torre micrometeorológica num campo agrícola**

	$R_{S*}$	$R_{L*}$	$(R_{S*} + R_{L*})$	Rn	$(H+LE+G)$
<b>SEBAL</b>	619,21	-95,69	523,52	511,81	515,11
<b>TORRE</b>	599,42	-83,00	516,42	551	487,78

## 6. CONCLUSÃO

**I) Como as diferentes coberturas e uso da terra ao longo da rodovia BR – 163 modificam os processos de emissão e absorção de radiação solar, terrestre e fluxo de calor no solo?**

**Conclusão I:** Evidencia-se que, embora as áreas antrópicas sejam muito menores que as de florestas, mas representam influencia significativa na temperatura da superfície, o fluxo de calor no solo, emissão de radiação infravermelha e albedo aumentando os valores em escala regional.

**II) Qual o potencial de compensação da região em estudo sob a ótica da produção de umidade? Será que as áreas de florestas conseguem suprir os efeitos provocados pelas ações antrópicas na região?**

**Conclusão II:** Constata-se que, embora exista na região de estudo intenso processo de modificação da superfície devido ao fator econômico, nota-se que os fragmentos de florestas ainda conseguem suprir os efeitos provocados pelas ações antrópicas na região sob o aspecto do aporte de umidade para a atmosfera, uma vez que as áreas de florestas representam mais de 80% da área de estudo e fornecem exorbitantes quantidade de umidade para a região oeste do Pará, correspondendo à 85% de ET em relação à cena toda de estudo.

**III) Qual a influência das Unidades de Conservação na manutenção da Evapotranspiração?**

**Conclusão III:** constata-se que o instrumento de gestão ambiental adotado na região, que consiste na criação de Unidades de Conservações, é de extrema importância na manutenção de disponibilidade hídrica para a atmosfera na região este do Pará, cujo potencial das UCs na região se mostrou favorável para em manter o provimento de umidade para atmosfera, embora existam intensas modificações da paisagem na cena de estudo, que consiste na redução da cobertura vegetal. Pois se percebe que todas as UCs representam um percentual de fluxo de ET de até 33% em relação à  $ET_{Cena\ total}$ , enquanto que  $ET_{Área\ antropica}$  (todas as áreas antrópicas) representam apenas 10% em relação à  $ET_{Cena\ total}$ . Cujas diferença consiste em  $20.003.313\ L.s^{-1}$  de massa de vapor d'água para atmosfera.

**IV) Validação medidos do SEBAL.**

**Conclusão IV:** O algoritmo SEBAL junto ao sensoriamento remoto destaca-se com grande potencialidade na mensuração dos componentes do balanço de energia e Radiação para áreas extensas e heterogêneas, sendo tão bons quantos aos método convencional de avaliação em escala pontual.

## 8. BIBLIOGRAFIA

ACEVEDO, OC.; MORAES O. L. L.; SILVA R, FITZJARRALD DR, SAKAI RK, STAEBLER R, CZIKOWSKY M. **Estimation of nighttime surface fluxes from vertical profiles of scalars at an Amazon pasture site.** *Global Change Biology*, v.10, p.886-894, 2004.

ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; SEBAL – **Advanced Training and User’s Manual – Idaho Implementation, version 1.0, 2002.** BALDOCCHI, D. **Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future.** *Global Change Biology*, 2003.

ANDRADE, S. C. P.; VIEIRA, V. R.;MORAIS, H. F.; ALBUQUERQUE, E. M.; SANTOS, C. A. C. **Estimativa de albedo, NDVI e Temperatura de Superfície no município de Santarém-PA.** Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, 13 a 18 de abril de 2013, INPE.

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

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. **A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) I. Formulation.** *Journal of Hydrology*, v. 212–213, p.198–212. 1998a.

BASTIAANSEN, W. G. M. **SEBAL-based sensible and latent heat in the irrigated Gediz Basin, Turkey.** *Journal of Hydrology*, v. 229, p 87-100. 2000.

BETTS, R. A.; MALHI, Y.; ROBERTS, J. T. **Ecosystem and social sciences The future of the Amazon: new perspectives from climate.** *Philosophical Transactions of Royal Society*, 1729-1735, 2008.

BEZERRA, B. G.; **Balço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia). UFCG, Campina Grande, 2006.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; FERREIRA, N. J. **Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM-Landsat 5.** *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, n. 3, p. 305-317, 2008.

BIUDES, M.S.; CAMPELO JUNIOR, J.H.; NOGUEIRA, J.S.; SANCHES, L. **Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do Pantanal**

**pelo método de razão de Bowen.** Revista Brasileira de Meteorologia, v.24, n.2, p. 135 – 143, 2009.

BIUDES, M.S.; VOULITIS, G.L.; MACHADO, N.G.; DE ARRUDA, P.H.Z.; NEVES, G.A.R.; LOBO, F.A.; NEALE, C.M.U.; NOGUEIRA, J.S. **Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil.** Agricultural and Forest Meteorology, v. 202, p. 112 – 124, 2015.

CARREIRAS, J. M. B.; PEREIRA, J. M. C.; CAMPAGNOLO, M.; SHIMABUKURO, Y. E. **Assessing The Extent Of Agriculture/Pasture And Secondary Succession Forest In The Brazilian Legal Amazon Using Spot Vegetation Data.** Remote Sensing of Environment, v. 101, n. 3, p. 283-298, 2006.

COCHRANE, M. A., AND W. F. LAURANCE, W. F. **Synergisms among fire, land use, and climate change in the Amazon.** AMBIO: A Journal of the Human Environment, 37(7), 522–527, 2008.

DELGADO, R. C.; RODRIGUES, R. A.; FARIA, A. L. L.; PESSÔA, C. S.; DAHER, M. **Uso do sensoriamento remoto na estimativa dos efeitos de ilhas de calor.** Revista Brasileira de Ciências Ambientais, n. 25, 2012.

FEARNSIDE, F. M. **A floresta Amazônica nas mudanças globais.** Manaus: INPA, 2003. 134 p.

FOLHES, M. T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos.** Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto). INPE, São José dos Campos, 2007.

FOLEY, J. A. et al. **Amazonia revealed: forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin.** Frontiers in Ecology and the Environment, 5(1), 25–32, 2007.

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

GRECO, S.; BALDOCCHI, D. D. **Seasonal variations of CO<sub>2</sub> and water vapor exchange rates over a temperate deciduous forest.** Global Change Biology, v. 2, p. 183-198, 1996.

GOULDEN, M. L.; MUNGER, J. W.; FAN, S. M.; DAUBE, B. C., WOFYSY, S. C.: **Measurements of carbon storage by long term eddy correlation: Methods and a critical evaluation of accuracy.** Global Change Biology, v.2, p.169-182, 1996.

GALVÃO, J.A.C.; FISCH, G. **Balço de energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (Ji- Paraná, RO).** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 15, n. 2, p. 25-37, 2000.

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 em Recursos Hídricos). Instituto de Pesquisas Hidráulicas – UFRGS. Porto Alegre, 2005.

GIOLL, B. MIGLIETTA, F.; DE MARTINO, B.; HUTJES, W. A.; DOLMAN, H. A. J.; LINDROTH, A.; SCHMACHER, M.; SANZ, M. J.; MANCA, G.; PERESSOTTI, A.; DUMAS, E. J. **Comparison between tower and air-craft-based eddy covariance fluxes in five Europe regions.** Agricultural and Forest Meteorology, v, 127, p. 1-16, 2004.

HARRISS, R. C. et al. **The Amazon boundary layer experiment: wet season 1987.** Journal of Geophysical Research, v.95, p. 16721- 17736, 1990.

HEMAKUMARA, H. M.; CHANDRAPALA, L.; MOENE, A. F. **Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer.** Agriculture Water Management, v. 58. p. 109-112. 2003.

HUTYRA, L. R., MUNGER, J. W.; SALESKA, S. R.; GOTTLIEB, E.; DAUBE, B. C.; DUNN, A. L.; AMARAL, D. F., CAMARGO, P. B.; WOFYSY, S. C. **Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest.** J. Geophys. Res. Vol. 112, 2007.

KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M. **Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces.** Hydrological Sciences, 41(4), p. 495–516, 1996.

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

LEITÃO, M. M. V. B. R.; Santos E Oliveira. (2002). **Estimativas do albedo em três ecossistemas da floresta amazônica**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v.6, n.2, p.256-261.

LEITÃO, M. M.V.B.R. **Balanco de radiação e energia numa cultura de soja irrigada**. Campina Grande: DCA/CCT/UFP. 111p. Dissertação de Mestrado, 1989.

LEAL, L. **A influência da vegetação no clima urbano da cidade de Curitiba – PR**. Tese (doutorado em Engenharia Florestal). Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 172p, 2012.

LIBERATO, A. M. **Estimativa do albedo e índice de área foliar na Amazônia**. Revista Brasileira de Geografia Física, 4 (1): 22-32, 2011.

LIBERATO, A.M. **Saldo de radiação usando imagens Landsat 5-TM na Amazônia. 2010**. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia XVI, Belém. Anais... Rio de Janeiro: CBM, 2010. p. 1-5.

MORTON, D. C.; DEFRIES, R. S.; SHIMABUKURO, Y. E.; ANDERSON, L. O.; ARAI, E.; ESPIRITO-SANTO, F. B.; FREITAS, R.; MORISETTE, J. **Cropland expansion changes deforestation dynamics in the southern Brazilian Amazon**. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, v. 103, n. 39, p. 14637-14641, 2006.

MOREIRA, E. B. M.; NOBREGA, R. S. **Uso de imagens multiespectrais aplicada à análise espaço-temporal dos padrões de temperatura e albedo da superfície**. Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR, Curitiba, PR, Brasil, INPE p.0776, 30 de abril a 05 de maio de 2011.

MOORE, C. J., FISCH, G. **Estimating heat storage terms - in Amazonian tropical forest**. Agric. For. Meteorol., v. 1-3, n. 38, p. 147-69, 1986.

MCMILLEN, R. **An eddy correlation technique with extended applicability to non-simple terrain**. Boundary Layer Meteorology, v. 43, p. 231-245, 1988.

MARQUES, J. **A transferência horizontal de vapor d'água na troposfera e a hidrologia da bacia Amazônica**. Tese de doutoramento, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz/ USP, 112 p., 1978

MACHADO, W. B. **Balanco de energia em áreas de Floresta e de um campo agrícola no leste da Amazônia**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Oeste do Pará. Programa de Pós Graduação em Recursos Naturais da Amazônia (PGRNA). 2012. 65 p.

MALHI, Y.; ROBERTS, J. T. R.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, C. A. **Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon**. Science 319, 169–172, 2008.

MENDONÇA, J. C. **Estimação da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense, RJ**. Tese (Doutorado em Produção Vegetal). Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro. Centro de Ciências e Tecnologias Agropecuárias. Campo dos Goytacazes, RJ. 2007.

MEIRELLES, M. L.; FARIAS, S. E. M.; FRANCO, A. C. **Balço de Energia de uma Pastagem Cultivada no Cerrado**. Planatina, DF: Embrapa Cerrados, 2003.

MEDVIGY, D., R. AVISSAR, R. L. WALKO, D. C. NEPSTAD, AND B. S. SOARES-FILHO. **Impacts of Land Cover Change and Increasing CO<sub>2</sub> Concentrations on Amazon Basin Hydroclimatology: High-resolution Results From the Ocean-Land-Atmosphere Model (OLAM)**. in American Geophysical Union, Fall Meeting 2007.

MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; HUTYRA, L. R.; KELLER, M.; SALESKA, S. R.; WOFSY, S. C.; FIGUEIRA, A. M. S.; DA ROCHA, H.; AND de CAMARGO, P.B. **Reduced impact logging minimally alters tropical rainforest carbon and energy exchange**. Proc. Natl Acad. Sci. (PNAS), p. 19431-19435, 2011.

MULLER, F. G. M. **Rodovia Cuiabá–Santarém, BR – 163, desmatamento atual e futuro: uma questão de monitoramento e controle**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Mato Grosso. Programa de Pós Graduação, Instituto de Ciências Humanas e Sociais. 207p, 2006.

NEPSTAD, D. C., C. M. STICKLER, AND OTHERS. **Interactions among Amazon land use, forests and climate: prospects for a near-term forest tipping point**. Philosophical Transactions B, 363(1498), 1737.

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

OLIVEIRA, G; MORAES E. C. **Validação do balanço de radiação obtido a partir de dados MODIS/TERRA na Amazônia com medidas de superfície do LBA**. Acta Amazônica, VOL. 43(3) 2013, 353 - 364.

OLIVEIRA, T. H.; GALVÍNCIO, J. D. **Caracterização ambiental da bacia hidrográfica do Rio Moxotó – PE usando sensoriamento remoto termal**. Revista Brasileira de Geografia Física, Recife, v. 1, n. 2, p. 30-49, 2008.

OLIVEIRA, P. J. **Estudo do vento e da turbulência na camada limite atmosférica em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. Dissertação de mestrado em Meteorologia. São José dos Campos: INPE, 1999.

OLIVEIRA, M. B. L.; RANDOW, C. V.; MANZI, A. O.; ALVALÁ, R. C. dos S., ABREU SÁ, L. D. de, LEITÃO, M. de M. V. B. R.; SOUZA, A. de. **Fluxos turbulentos de energia sobre o pantanal sul matogrossense**. Revista Brasileira de Meteorologia. v.21, n.3b, 159-165, 2006.

OLIOSO, A.; HASAGER, C.; JACOB, F.; WASSENAAR, T.; CHEHBOUNI, A.; MARLOIE, O. **Mapping surface sensible heat flux from thermal infrared and reflectances data using various models over the Alpilles test site**. First international symposium on recent advances in quantitative remote sensing, pp. 450-457. Valencia, Spain, 2002.

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

PEZZOPANE, J. R. M.; PEDRO JÚNIOR, M. J. **Balanço de energia em vinhedo de ‘niagara rosada’**. Bragantia, Campinas, v.62, n.1, p.155-161, 2003.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera. Conceitos, processos e aplicações**. Editora: Manole Ltda. Barueri, SP. 2004. 478p.

SAKAI, R. K.; FITZJARRALD, D. R.; MORAES, O. L. L.; STAEBLER, R. M.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; SILVA, R.; BRAIT, E.; MIRANDA, V. **Land-use change effects on local energy, water and carbon balances in an Amazonian agricultural field**. Global Change Biology, v.10, 895-907, 2004.

SANTOS, C.A.C.; NASCIMENTO, R.L.; Rao, T.V.R.; MANZI, A.O.. **Net radiation estimation under pasture and forest in Rondônia, Brazil, with TM Landsat 5 images**. *Atmosfera*, 24 (4): 435-446, 2011.

SANTOS, T. V. **Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do Jacuí por meio de imagens**



**orbitais**. 2009. 96 f. Dissertação (Mestrado)- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

SILVA, L. D. B. da. **Evapotranspiração do capim Tazânia (*Panicum maximum* Jacq) e grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge) utilizando o método do balanço de energia e lisímetro de pesagem**. Tese de doutorado em agronomia. Piracicaba, 2003. p 93. Silva, B.B. da, Lopes, G. M., Azevedo, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens 5 – TM. Revista Brasileira de agrometeorologia. Aceito, 2004a.

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. 2005. SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C.; Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM – Landsat 5. Revista Brasileira de Agrometeorologia, v. 14, n. 2, p. 174-186, 2006.

SILVA, S. M. P.; CRÓSTA, A. P.; FILHO, C. R. S. **Mapeamento lito-mineralógico de zonas de alteração hidrotermal na porção sul da Província Pegmatítica Borborema Seridó (RN/PB) com dados Terra/ASTER**. Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, p. 2183-2185, 2007.

STULL, R. B., 2000. **Meteorology for scientist and engineers**. Second edition. Kluwer Academic Press, Dordrecht, The Netherlands, 666 pp. SHUTTLEWORTH, J. W.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 110, p. 1143-1162, 1984.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. 357 p, Ph.D Dissertation. College of Graduate Studies, University of Idaho, 2003.

TIMMERMANS, W. J; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; FRENCH, A. N. **An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes**. Remote Sensing of Environment, vol. 108, n4, p 369-384. 2007.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control**. 225p Ph.D Dissertation. Department of Biological and Irrigation Engineering, Utah State University, 2002.

VILLA NOVA, NA; SALATI, E; MATSUI, E. **Estimativa da Evapotranspiração na Bacia Amazônica.** *Acta Amazonica*, 6 (2): 215-228, 1976

WANG, J.; SAMMIS, C. A.; MEIER, L.; SIMMONS, D. R.; SAMANI, Z. **A modified SEBAL model for spatially estimating Pecan consumptive water use for Las Cruces, New Mexico.** 15th Conference on Applied Climatology, 2005.

WEBB, E.; PEARMAN, G. LEUNING, R. **Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer.** *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 106, p. 85-100, 1980.

WOFSY, S. C.; GOULDEN, M. L.; MUNGER, J. W., FAN, S. M; BAKWIN, P. S, .; DAUBE, B. C; BASSON, S. L.; BAZZAZ F. A. **Net exchange of CO<sub>2</sub> in a mid-latitude forest.** *Science*, v. 260, p. 1314-1317, 1993.