



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Nº de ordem: MET-UFAL-MS-129

ARTURO JIMÉNEZ LOAIZA

**ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO COMPARANDO OS MODELOS DE
ELEVAÇÃO DIGITAL, MED COTADO E O SRTM, NA BACIA DO RIO
JACARECICA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Meteorologia - Área de Concentração: Processos de superfície Terrestre.

Maceió-AL

2015



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

N° de ordem: MET-UFAL-MS-129

ARTURO JIMÉNEZ LOAIZA

**ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO COMPARANDO OS MODELOS DE
ELEVAÇÃO DIGITAL, MED COTADO E O SRTM, NA BACIA DO RIO
JACARECICA**

**Maceió-AL
2015**

ARTURO JIMÉNEZ LOAIZA

**ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO COMPARANDO OS MODELOS DE
ELEVAÇÃO DIGITAL, MED COTADO E O SRTM, NA BACIA DO RIO
JACARECICA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Meteorologia - Área de Concentração: Processos de superfície Terrestre.

Orientador: Prof. Dr. Frederico Tejo Di Pace

Maceió-AL

2015

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecário Responsável: Valter dos Santos Andrade

J61c Jiméneez Loaliza, Arturo.
Estimativa do saldo de radiação comparado os modelos de elevação digital, MED contado e o SRTM, na bacia do rio Jacarecica / Arturo Jiméneez Loaliza. – 2015.
193 f. : il.

Orientador: Frederico Tejo Di Pace.
Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Maceió, 2015.

Bibliografia: f. 176-193.

1. Saldo de radiação - Bacia do rio Jacarecica. 2. Modelos de elevação digitais (MED). 3. SEBAL. 4. Sensoriamento remoto. I. Título.

CDU: 551.521.3



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-129.

*“ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO COMPARANDO OS MODELOS DE
ELEVAÇÃO DIGITAL, MED COTADO E O SRTM, NA BACIA DO RIO JACARECICA”*

Arturo Jiménez Loaiza

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Prof. Dr. Frederico Tejo Di Pace
(Orientador)

Prof. Dr. Maria Luciene Dias de Melo
(Membro Interno)

Prof. Titular. Cleber Brito de Souza
(Membro Externo – Universidade Federal da Paraíba)

Novembro/2015

"O motor da vida é a ligação, tudo é ligado. Nada é autossuficiente. Água e ar são inseparáveis, unidos em vida e pela nossa vida na Terra. Compartilhar é tudo"

[HOME](#)

AGRADECIMENTOS

A mis queridos padres Roberto y Guillermina por su infinita paciencia, sabiduría y comprensión. Parafraseando al antiguo dictado espartano me decían “Regresa con el escudo, o sobre el escudo” me dieron fuerza y motivación para superar cualquier adversidad. También a la buena formación impartida por ellos, donde me enseñaron la importancia del conocimiento y la formación recibida, dando mayor prioridad al “ser” que al “tener”.

A mis hermanos Fernando, Zeny, Rocío, Oswaldo y María. Mis sobrinos, Sebastián, Gianella y Rodrigo, por cada segundo pasado con ellos y cada momento afortunado que sirvió de fuerza y motivación en las situaciones más adversas.

A mis tíos Héctor, Doris, Hortensia, Samuel, José, Silvia e Hilda, que como segundos padres guiaron y contribuyeron en mi camino durante mi vida académica.

A mi querida esposa Rosilene por todo el amor, la ayuda y el cariño en cada uno de los años que nos conocemos, pasando luego como esposos y compañeros en la vida. De otra forma, la vida misma habría sido complicada de vivirla.

A mis suegros Ruth y Jurandir, por toda su ayuda y sabiduría transmitida en cada momento que paso con ellos.

Un antiguo proverbio Zen dice de la siguiente forma “Cuando el Alumno Está Preparado, Aparece el Maestro” y fue justamente lo que aconteció, es por ello que mi especial agradecimiento es:

A mi orientador Dr. Frederico Tejo Di Pace, por la dedicación, formación, estímulo, orientación y confianza para la realización de este trabajo.

A la profesora Dra. Maria Luciene Dias de Melo, por la amistad, la dedicación, las orientaciones, paciencia y motivación para guiarme en el entendimiento de la mecánica del cielo y darme las herramientas necesarias para la construcción de este trabajo.

Al profesor Dr. Luiz Carlos Baldiceiro Molion, por la amistad y principalmente por abrir mis ojos frente a una realidad completamente diferente e infinitamente interesante.

A la Universidad Federal de Alagoas, por darme la oportunidad de continuar con mi formación académica y por la obtención del grado.

A la *Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES)* por la oportunidad y la bolsa de estudio proporcionada.

RESUMO

Para o estudo dos processos que acontecem na biosfera é de vital importância ter conhecimento da quantidade de energia empregada para a movimentação de toda mecânica que dá suporte a vida na Terra. Por isso, conhecer o saldo de radiação na superfície da terra é fundamental no entendimento desta mecânica. Apesar da importância desta variável, sua medida *in-situ* ou estimativa via dados meteorológicos nem sempre está disponível. Desta maneira, a utilização de imagens orbitais surge como uma metodologia alternativa para estimativa do saldo de radiação. Soma-se a esta metodologia, a utilização de Modelos de Elevação Digitais, que permitem agregar os efeitos da topografia às componentes do saldo de radiação. Por outro lado, a bacia do rio Jacarecica é praticamente desprovida de informações hidrometeorológicas. Neste contexto, esta pesquisa teve como objetivo comparar as estimativas do saldo de radiação obtidas com distintos MED's, na bacia do rio Jacarecica. Para tanto, utilizou-se o algoritmo SEBAL, as imagens do sensor TM-Landsat 5 de 03/09/2003 e 17/03/2011, e dois modelos de elevação digitais, a saber: MED-SRTM (90 m) e MED-Cotado (15 m), sendo o primeiro obtido gratuitamente e o segundo elaborado a partir de pontos cotados da base cartográfica de Maceió. Observou-se que o MED-Cotado apresentou um padrão espacial bastante similar ao MED-SRTM, mas com representação mais detalhada das nuances do relevo. O saldo de radiação estimado com MED-Cotado teve uma melhor representação da continuidade espacial, sendo as áreas com valores mais elevados as com orientação leste, enquanto as áreas com menores valores têm orientação oeste. A utilização do MED-SRTM tendeu a subestimar os valores de saldo de radiação nas faces com orientação N, NE, E e SE, e a superestimar nas faces S, SW e W. O saldo de radiação apresentou uma elevação em 17/03/2011, que pode estar associada a causas naturais, tais como: redução da umidade do solo, aumento da radiação de ondas curtas, elevação da temperatura da superfície e orientação do relevo. Já a redução de saldo de radiação pode estar relacionada a causas antrópicas, tais como substituição de áreas vegetadas por construídas.

Palavras-chave: Saldo de radiação. MED. SEBAL. Bacia do rio Jacarecica.

ABSTRACT

For the study of the processes occurring in the biosphere it is vitally important to be aware of the amount of energy used for the movement of all mechanical giving supports life on Earth. Therefore, knowing the net radiation at the earth's surface is fundamental in understanding this mechanics. Despite the importance of this variable, its measure in-situ or estimative with meteorological data is not always available. Thus, the use of satellite images is an alternative method to estimate the net radiation. Added to this methodology, the use of Digital Elevation Models allows aggregate the effects of topography to the components of the radiation balance. On the other hand, the river basin Jacarecica is practically devoid of hydrometeorological information. In this context, this study aimed to compare the estimates of net radiation obtained from MED's different in the river basin Jacarecica. For this, we used the SEBAL, images of the TM-Landsat 5 of 03/09/2003 and 17/03/2011, and two digital elevation models, namely: MED-SRTM (90 m) and MED-Cotado (15 m), the first obtained free of charge and the second drawn from elevation points of the cartographic base of Maceio. It was observed that the MED-Cotado presented a spatial pattern very similar to MED-SRTM, but with more detailed representation of relief nuances. The net radiation estimated MED-Cotado had a better representation of spatial continuity, being the areas with the highest values with east orientation, while areas with lower values have west orientation. The use of MED-SRTM tended to underestimate the net radiation values on the faces with orientation N, NE, E, SE, and to overestimate the phases S, SW and W. The net radiation showed an increase in 17/03 / 2011 which can be linked to natural causes such as: reduction of soil moisture, increased short-wave radiation, surface temperature elevation and orientation of relief. Already the net radiation reduction may be related to anthropogenic causes, such as replacement of vegetated areas by built.

Keywords: Net radiation. DEM. SEBAL. River basin Jacarecica.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Espectro eletromagnético solar.....	25
Figura 2.2 - Energia emitida por um corpo com temperatura similar a do Sol e da Terra.....	25
Figura 2.3 - Ilustração das componentes do balanço de radiação na superfície.....	29
Figura 2.4 - Modelo de grade regular (a) e irregular (b).	49
Figura 2.5 - Superfície de grade regular no espaço tridimensional XYZ.	51
Figura 2.6 - Superfície de grade regular no espaço tridimensional XYZ.	52
Figura 3.1 - Localização da região Hidrográfica Pratagy.....	62
Figura 3.2 - Localização da bacia do rio Jacarecica no município de Alagoas.	64
Figura 3.3 - Ilustração do ponto de lançamento das águas da macrodrenagem da bacia do Tabuleiro dos Martins na bacia do rio Jacarecica.	65
Figura 3.4 - Principais sistemas produtores de chuva no Nordeste do Brasil.....	66
Figura 3.5 - Normais climatológicas (1961-1990), para a estação de Maceió, da (a) temperatura do ar, (b) pressão e umidade relativa do ar, (c) insolação e evaporação.	68
Figura 3.6 - Normais climatológicas (1961-1990), para a estação de Maceió, da (a) precipitação pluviométrica, (b) velocidade e (c) direção do vento.....	69
Figura 3.7 - Localização da Bacia Sedimentar Sergipe - Alagoas.....	70
Figura 3.8 - Geomorfologia do estado de Alagoas (a), com ênfase para a bacia do rio Jacarecica (b).....	71
Figura 3.9 - Mapa de solos para a região de Maceió-AL (a), com destaque para a bacia do rio Jacarecica (b).	73
Figura 3.10 - Bacia do rio Jacarecica com composição RGB das bandas 5, 4 e 3 do sensor TM-Landsat 5 para os dias (a) 03/09/2003 e (b) 17/09/2011. ..	75
Figura 3.11 - Modelo digital para a bacia do rio Jacarecica obtido através da missão SRTM.....	77
Figura 3.12 - Pontos cotados utilizados para a geração do MED na bacia do rio Jacarecica.....	78
Figura 3.13 - Pontos de controle utilizados para validação do MED na bacia do rio Jacarecica.....	79

Figura 3.14 - Fluxograma metodológico para a estimativa do saldo de radiação utilizando modelos de elevação digitais.	81
Figura 3.15 - Etapas para a geração do MED a partir dos pontos cotados na bacia do rio Jacarecica.	82
Figura 3.16 - Etapas para o cálculo do saldo de radiação à superfície na bacia do rio Jacarecica.	84
Figura 4.1 - Modelo de elevação digital (a) Cotado e (b) SRTM para a bacia do rio Jacarecica.	96
Figura 4.2 - Histograma de frequência relativa para altitude do MED-Cotado.	97
Figura 4.3 - Diagrama de dispersão entre os valores de altitude dos pontos de controle e dos pixels correspondentes aos pontos de controle para (a) o MED-Cotado e (b) o MED-SRTM.	98
Figura 4.4 - Distribuição espacial da declividade da superfície (a) obtida através do MED-Cotado e seu histograma de frequência relativa (b), para a bacia do rio Jacarecica.	100
Figura 4.5 - Orientação do relevo obtida com o MED-Cotado para a bacia do rio Jacarecica (a). Histograma (b).	102
Figura 4.6 - Albedo da superfície obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para a data 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.	105
Figura 4.7 - Albedo da superfície obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para a data 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.	106
Figura 4.8 - Área da elipse A para (a) RGB (5, 4, 3), (b) MED-Cotado e (c) MED-SRTM, para 03/09/2003.	107
Figura 4.9 - Fotos de gramado (a e b), vegetação densa (c), cultivo pastagem (d e e) na bacia do rio Jacarecica.	109
Figura 4.10 - Representação da área da elipse B através da imagem (a) Landsat-5/09/03/2003 e (b) QuickBird/2005, cedida pela prefeitura de Maceió.	110
Figura 4.11 - Representação da área da elipse C com modificação de (a) área vegetada em 03/09/2003 para (b) área construída em 17/03/2011. ..	111
Figura 4.12 - Histograma de frequência do albedo da superfície para (a) MED-Cotado e (b) MED-SRTM.	112

Figura 4.13 - Desvio percentual temporal para o albedo da superfície entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011 mantendo-se fixado o MED utilizado, sendo (a) para Cotado e (b) para SRTM.....	115
Figura 4.14 - Ocupação percentual dos pixels de desvio temporal positivo e negativo para o albedo da superfície entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011.	116
Figura 4.15 - Desvios percentuais do albedo da superfície estimado com MED-Cotado e MED-SRTM mantendo-se fixa a imagem TM utilizada, sendo (a) para 03/09/2003 e (b) para 17/03/2011.	117
Figura 4.16 - Índice de vegetação da diferença normalizada obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica....	119
Figura 4.17 - Índice de vegetação da diferença normalizada obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica....	120
Figura 4.18 - Ilustrações do rio Jacarecica, encoberto por vegetação (a,b,c) e canalizado (d).....	122
Figura 4.19 - Localização (a) e traçado (b) de um perfil com valores de IVDN em diversos usos e coberturas do solo na bacia do rio Jacarecica.	123
Figura 4.20 - Histograma de frequência do índice de vegetação da diferença normalizada para (a) MED-Cotado e (b) MED-SRTM para as imagens de 03/09/2003 e 17/09/2011.	124
Figura 4.21 - Desvios percentuais entre o índice de vegetação da diferença normalizada obtido em 03/09/2003 e 17/03/2011 utilizando o MED-Cotado.....	126
Figura 4.22 - Ocupação percentual dos pixels com valores positivos e negativos de IVDN e albedo da superfície entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011.	127
Figura 4.23 - Diagrama de dispersão entre o albedo da superfície e o índice de vegetação da diferença normalizada obtidos com a utilização do MED-Cotado para (a) 03/09/2003 e (b) 17/03/2011. Correlações significativas ao nível de 5%.	128
Figura 4.24 - Temperatura da superfície obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.	130

Figura 4.25 - Temperatura da superfície obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.	131
Figura 4.26 - Histograma de frequência relativa dos desvios percentuais entre a Ts obtida utilizando-se MED-Cotado e o MED-SRTM para (a) 2003 e (b) 2011.	132
Figura 4.27 - Distribuição espacial da temperatura da superfície obtida sem a consideração do relevo, para imagem de 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.	133
Figura 4.28 - Fotos do cultivo de coco situado no baixo curso do rio Jacarecica.	135
Figura 4.29 - Histograma de frequências da temperatura da superfície calculada com (a) MED-Cotado e (b) MED-SRTM.	136
Figura 4.30 - Desvios percentuais entre a temperatura da superfície obtida em 03/09/2003 e 17/03/2011 utilizando o MED-Cotado.	138
Figura 4.31 - Radiação de onda curta incidente a superfície obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.	139
Figura 4.32 - Radiação de onda curta incidente a superfície obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.	140
Figura 4.33 - Histograma de frequência relativa da radiação de onda curta incidente à superfície, calculada com MED-Cotado e MED-SRTM.	141
Figura 4.34 - Radiação de onda longa emitida pela superfície obtida para 03/09/2003 (a) e para 17/03/2011 (b), na bacia do rio Jacarecica.	146
Figura 4.35 - Histograma de frequência relativa da radiação de onda longa emitida pela superfície, calculado com MED-Cotados e MED-SRTM.	147
Figura 4.36 - Desvios percentuais entre a radiação de onda longa emitida pela superfície obtida em 03/09/2003 e 17/03/2011 utilizando o MED-Cotado.	151
Figura 4.37 - Balanço da radiação de onda curta obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.	153
Figura 4.38 - Balanço da radiação de onda curta obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.	154
Figura 4.39 - Histograma de frequência relativa do saldo de radiação de onda curta, calculado com MED-Cotado e MED-SRTM.	155

Figura 4.40 - Balanço da radiação de onda longa obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.	158
Figura 4.41 - Balanço da radiação de onda longa obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.	159
Figura 4.42 - Histograma de frequência relativa do saldo de radiação de onda longa emitida pela superfície, calculado com MED-Cotados e MED SRTM.	160
Figura 4.43 - Mapa do saldo de radiação para 03/09/2003 calculado com MED-Cotado (a) e o MED-SRTM (b).....	163
Figura 4.44 - Mapa do saldo de radiação para 17/03/2011 calculado com MED-Cotado (a) e o MED-SRTM (b).....	164
Figura 4.45 - Histograma de frequência relativa do saldo de radiação à superfície, calculado com (a) MED-Cotados e (b) MED SRTM.	165
Figura 4.46 - Desvios percentuais do saldo de radiação estimado com MED-Cotado e MED-SRTM mantendo-se fixa a imagem TM utilizada, sendo (a) para 03/09/2003 e (b) para 17/03/2011.....	169
Figura 4.47 - Desvios percentuais para o saldo de radiação entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011 mantendo-se fixado o MED utilizado, sendo (a) MED-Cotado e (b) MED-SRTM.....	171
Figura 4.48 - Variação na cobertura do solo nas elipses A e B.....	172

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Especificação de parte do espectro eletromagnético.	24
Tabela 2.2 - Reflexão e absorção no espectro visível e infravermelho próximo de distintos alvos naturais.	28
Tabela 2.3 - Albedo e emissividade para distintas superfícies naturais.	32
Tabela 2.4 - Características do modelo de grade regular e irregular.	53
Tabela 3.1 - População residente total, conforme o censo de 2010, nos bairros que se inserem na bacia do rio Jacarecica.	61
Tabela 3.2 - Constantes de calibração espectral (L_{min} , L_{max}), irradiância no topo da atmosfera (ESUN) e coeficiente de peso para as bandas do sensor TM-Landsat 5. *Infravermelho.	85
Tabela 3.3 - Características do pixel frio para as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011, considerando os diferentes MED utilizados.	93
Tabela 4.1 - Estatística básica para o MED-Cotado e MED-SRTM para a bacia do rio Jacarecica.	97
Tabela 4.2 - Medidas de erro entre os pontos de controle, MED-Cotado e MED-SRTM.	99
Tabela 4.3 - Classes de declividade e de orientação do relevo.	101
Tabela 4.4 - Valores estatísticos do albedo da superfície (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação) para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, da bacia do rio Jacarecica com MED-Cotado e MED-SRTM.	114
Tabela 4.5 - Valores estatísticos do índice de vegetação da diferença normalizada (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação) para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.	125
Tabela 4.6 - Valores estatísticos da temperatura da superfície (mínimo, máximo, moda, média, desvio padrão e coeficiente de variação) para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.	137

Tabela 4.7 - Valores estatísticos da radiação de onda curta incidente à superfície (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação), para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.....	144
Tabela 4.8 - Valores estatísticos da radiação de onda longa emitida pela superfície (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação) para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED SRTM.	149
Tabela 4.9 - Valores estatísticos do balanço da radiação de onda curta (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação), para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.....	156
Tabela 4.10 - Valores estatísticos do balanço da radiação de onda longa (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação), para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.....	161
Tabela 4.11 - Valores estatísticos do saldo de radiação à superfície (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação), para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.....	167

SUMÁRIO

1.0	INTRODUÇÃO	17
2.0	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	22
2.1	Saldo de Radiação	22
2.1.1	Radiação de onda curta e longa	22
2.1.2	Características radiativas de corpos cinzas	26
2.2.3	Equacionamento do saldo de radiação	28
2.2.3.1	Saldo de radiação de ondas curtas	29
2.1.3.2	Saldo de radiação de onda longa	33
2.1.4	Medidas e estimativa do saldo de radiação	35
2.1.4.1	Medidas e estimativas através de variáveis meteorológicas	35
2.1.4.2	Estimativa via sensoriamento remoto	41
2.2	Modelo de Elevação Digital e Saldo de Radiação	47
2.2.1	Modelo de elevação digital (MED)	47
2.2.2	Influência da topografia no balanço de radiação	55
3.0	MATERIAIS E MÉTODOS	61
3.1	Área de Estudo	61
3.1.1	Localização	61
3.1.2	Características climáticas e ambientais	65
3.1.2.1	Clima	65
3.1.2.2	Características ambientais	70
3.2	Dados Utilizados	74
3.2.1	Dados de sensoriamento remoto	74
3.2.1.1	Imagens do Landsat 5	74
3.2.1.2	Modelo de elevação digital (MED)	76
3.2.2	Base cartográfica	77
3.3	Metodologia	79
3.3.1	Geração do modelo de elevação digital (MED)	79
3.3.2	Correção geométrica das imagens Landsat 5	83
3.3.3	Estimativa do saldo de radiação à superfície através do SEBAL	83
3.3.3.1	Radiância espectral	84

3.3.3.2	Reflectância espectral	85
3.3.3.3	Albedo no topo da atmosfera	87
3.3.3.4	Albedo à superfície	87
3.3.3.8	Emissividade da superfície	90
3.3.3.9	Temperatura da superfície	91
3.3.3.10	Radiação de onda curta incidente à superfície	91
3.3.3.11	Radiação de onda longa emitida pela superfície	92
3.3.3.12	Radiação de onda longa incidente	92
3.3.3.13	Saldo de radiação	94
4.0	RESULTADOS E DISCUSSÕES	95
4.1	Modelo de Elevação Digital	95
4.2	SEBAL	103
4.2.1	Albedo da superfície	103
4.2.2	Índice de vegetação da diferença normalizada	118
4.2.3	Temperatura da superfície	129
4.2.4	Radiação de onda curta incidente à superfície	138
4.2.5	Radiação de onda longa emitida pela superfície	145
4.2.6	Balanço de radiação de onda curta (BOC)	151
4.2.7	Balanço de radiação de onda longa (BOL)	157
4.2.8	Saldo de radiação à superfície	161
5.0	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	173
6.0	REFERÊNCIAS	176

1.0 INTRODUÇÃO

Na biosfera, processos como: os movimentos de grandes massas de ar, evaporação da água dos oceanos ou mesmo a fotossíntese das plantas e outros organismos, são apenas alguns dos que dão suporte a vida na Terra. Mas, para dar continuidade a vida, estes citados processos necessitam de uma fonte de energia que os alimente. De um modo geral, e quase único, esta energia é proporcionada pelo Sol emitindo em distintos comprimentos de onda, que aquecem as camadas superiores da atmosfera, os oceanos e os continentes.

Grande parte desta energia é retroespalhada para o espaço ao atingir o topo da atmosfera. A porção de energia solar que adentra a atmosfera passa pelos processos de atenuação, sendo eles: espalhamento (Rayleigh, Mie e Não-seletivo) promovidos pelas moléculas de gases constituintes da atmosfera e partículas em suspensão; e absorção, ocasionada pelos gases, em especial vapor de água. Em função destes processos apenas uma parte da energia solar que alcança o topo da atmosfera, atinge a superfície terrestre, sendo, então utilizada para suprir todos os processos biológicos, principalmente o da fotossíntese das plantas, as quais abastecem os requerimentos calóricos dos demais seres vivos como o homem.

A contabilização da energia solar disponível à superfície é definida pelo saldo de radiação, ou seja, pela quantização da energia, quer seja em ondas curtas ou longas, que incide ou emerge da superfície terrestre. Conhecer a distribuição espaço-temporal do saldo de radiação na superfície e do balanço da energia é fundamental para estudos dos processos climáticos, biológicos, energéticos, logísticos e da infraestrutura na superfície da terra.

Com isso, o conhecimento do comportamento da energia radiante na superfície, seja em macro ou micro-escala, leva a melhores resultados na tomada de decisões frente a aspectos sociais, tal como o planejamento urbano, seja na construção de uma casa ou em toda uma urbanização, já que o entendimento da distribuição desta energia promove um ótimo aproveitamento da mesma. Além disto, tal conhecimento auxilia na prevenção de desastres tais como secas de longo período ou chuvas excessivas, que prejudicam a infraestrutura e a economia da sociedade. No entanto, o bom entendimento do comportamento da energia radiante

tem proporcionado para algumas cidades, grande desenvolvimento econômico e qualidade de vida como o abastecimento do recurso hídrico por sistemas de bombeamento solar em lugares de escassez ou uma boa produção de alimentos situando zonas de cultivo em lugares com ótima quantidade de horas solar.

A despeito de sua importância, a medição do saldo de radiação à superfície é limitada tanto no aspecto temporal como espacial. No primeiro caso, a limitação está associada as medições relativamente recentes em muitas estações ou por estar restrita a execução de alguns experimentos de campo específicos. A limitação espacial é explicada pela dificuldade de acesso a diversas áreas remotas, em especial as com relevo bastante acidentado, e a inviabilidade da construção de uma densa rede de saldoradiômetros, o que seria demasiadamente oneroso. Destaque-se também, que medidas *in situ* desta variável ainda é bastante escassa. Por esta razão, muitos pesquisadores têm buscado calibrar métodos para estimativa de saldo de radiação utilizando dados mais comumente disponíveis em estações meteorológicas.

Para estimar o saldo de radiação na superfície da terra é indispensável o uso ferramentas de obtenção dados, seja *in-situ* ou remota, que meçam/estimem a transferência dos fluxos verticais de radiação entre a superfície da Terra e a atmosfera. Esta medição, adicionada ao suporte de sofisticados sistemas de informações geográficas e a algoritmos computacionais dão como resultado obtenções do saldo de radiação ou das variáveis que compõem o saldo de radiação presentes na superfície. Dados oriundos de sensores orbitais têm se tornado uma alternativa bastante atrativa para a obtenção de variáveis da superfície, em especial pela sua inerente característica de espacialidade da informação, permitindo o entendimento de padrões em escalas espaciais que vão de local a regional.

Os algoritmos desenvolvidos com base matemática, associados aos dados oriundos de sensoriamento remoto e aliados aos sistemas de informações geográficas definem distintos modelos numéricos que estimam o comportamento das variáveis envolvidas no cálculo do saldo de radiação tais como: a quantidade de vegetação, a temperatura da superfície ou até a coloração da superfície, que implicam na quantidade de energia remanescente da transferência de fluxos verticais entre a superfície e a atmosfera. Com isso, pode ser estimada a quantidade

de radiação refletida, transmitida e absorvida, pelos distintos alvos da superfície, quando da interação com os fluxos radiativos em diferentes comprimentos de onda.

Os modelos numéricos que ajudam a estimar o saldo da radiação na superfície de forma indireta, em geral usam sistemas de sensoriamento remoto e consideram diferentes condições da cobertura do solo e topografia (BASTIAANSEN, 1995; TREZZA, 2002; KUSTAS *et al.*, 2003; TASUMI *et al.*, 2008). Estes modelos são trabalhados para estimar a quantidade de calor envolvido nos processos de respiração das plantas transformando a energia do Sol em açúcares e amido utilizados pelo homem.

Neste contexto, muitos trabalhos têm se dedicado a estimativa do saldo de radiação utilizando como dados de entrada as imagens de sensoriamento remoto, que captem a radiação eletromagnética entre o visível e o infravermelho termal. De forma geral, estes dados obtidos remotamente são associados a alguns dados obtidos *in situ* e empregados em modelos empíricos ou semi-empíricos para estimativa do saldo de radiação.

Um dos modelos precursores que permite a estimativa do saldo de radiação à superfície é o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), que consiste em um modelo semi-empírico, desenvolvido por Bastiaanssen (1995), cujo objetivo é a estimativa da evapotranspiração real através do balanço de energia da superfície, obtido como função do saldo de radiação. Muitos trabalhos têm sido desenvolvidos para estimativas tanto do saldo de radiação como dos fluxos energéticos e da evapotranspiração utilizando do algoritmo SEBAL (BASTIAANSEN, 1998b; ALLEN *et al.* 2002; TEIXEIRA *et al.*, 2009; LI *et al.*, 2013)

Como já mencionado, muitos modelos ou parametrizações utilizadas para a inferência das variáveis de superfície são baseados na medição de variáveis meteorológicas *in situ*, que apresentam limitações em sua representação para uma área, sendo esta limitação mais acentuada quando mais acidentado for o terreno. Já os modelos que partem do princípio de utilização das imagens de satélite, destacam-se por seu detalhamento na representação espacial. No entanto, Jiang *et al.* (2015) destacam que, em geral, os modelos previsto na literatura para a estimativa do saldo de radiação, quer sejam empíricos ou semi-empíricos, não assimilam os efeitos do terreno sobre a radiação de ondas curtas incidentes à superfície. Dentre estes

modelos pode-se citar o SEBAL. Esta simplificação retorna erros em áreas mais acidentadas. Alguns estudos têm sido dedicados a assimilação das características do relevo nas estimativas do saldo de radiação (WANG *et al.*, 2000, DI PACE, 2004; SANTOS, 2012). Em comparação à abordagem plana, ainda são poucos os trabalhos encontrados na literatura que se dedicam a assimilação dos efeitos topográficos na estimativa do saldo de radiação.

A bacia do rio Jacarecica, a despeito ser relativamente pequena, como uma área aproximada de 25km², é utilizada em diversos trechos para lazer, agricultura familiar e criação de animais. Além disto, esta bacia faz parte da região hidrográfica do rio Pratygy, que consiste em um dos principais sistemas de abastecimento da cidade de Maceió. Também se agregue a estes aspectos a participação no projeto de macrodrenagem da bacia do Tabuleiro do Martins, quando da captação de águas oriunda das três lagoas de detenção. Mesmo diante destes aspectos, a bacia do rio Jacarecica é pouco monitorada, não apresentando informações básicas, quer seja do contexto socioeconômico e ambiental quer do hidrológico e meteorológico.

Diante disto, dada a importância de se conhecer o comportamento espaço-temporal do saldo de radiação, bem como de suas componentes, levando-se em consideração a dinâmica do relevo, em especial sobre a radiação de ondas curtas incidentes à superfície; associe-se ainda a escassez de informações sobre a bacia do rio Jacarecica, esta pesquisa tem como objetivo geral:

- COMPARAR a estimativa do saldo de radiação utilizando o algoritmo SEBAL, imagens do Landsat 5 – TM e modelos de elevação digital com distintas resoluções espaciais, MED-Cotado (15m) e MED-SRTM (90m), na bacia do rio Jacarecica.

Sendo os objetivos específicos:

- GERAR um modelo de elevação digital, com célula de 15x15m, utilizando pontos cotados da base cartográfica disponibilizada pela prefeitura de Maceió;
- OBSERVAR as discrepâncias entre as estimativas das variáveis envolvidas no cálculo do saldo de radiação, obtidas utilizando o MED-Cotado e MED-SRTM;

- ANALISAR a variação do albedo da superfície, índice de vegetação por diferença normalizada, temperatura da superfície e saldo de radiação, entre as datas 03/09/2003 e 17/03/2011, associando-a as modificações de uso e cobertura do solo e identificando a magnitude da variação em especial para áreas em processo de antropização.

2.0 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Saldo de Radiação

2.1.1 Radiação de onda curta e longa

A radiação eletromagnética define toda transferência de energia por oscilações rápidas do campo eletromagnético. Podendo ser consideradas como ondas viajantes, são caracterizadas por ter um comprimento de onda e frequência (ARYA, 2001; HECHT, 2000). Como já é sabido, todas as ondas eletromagnéticas viajam a velocidade da luz no vácuo ($\approx 3 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$) e, aproximadamente, a mesma velocidade no ar. A radiação apresenta um enorme intervalo no espectro eletromagnético em comprimento de onda ou frequência, mas o interesse para entendimento do balanço de radiação na atmosfera ou na superfície terrestre está no intervalo entre 0,1 e 100 μm (ARYA, 2001), onde são produzidas importantes contribuições para estes processos. Neste intervalo especificado, a luz visível constitui uma parte estreita do espectro eletromagnético ($\approx 0,40 - 0,76 \mu\text{m}$).

A principal fonte de radiação de onda curta para a superfície terrestre é o Sol. Destaque-se a radiação solar que incide à superfície oriunda de todas as direções é chamada de radiação solar global (NICÁCIO, 2002; BROCARDI *et al.*, 2012). Esta radiação é particionada em radiação solar direta e difusa. No primeiro caso, a radiação que atinge a superfície é oriunda diretamente do disco solar. Já o segundo caso, corresponde a radiação que atinge a superfície terrestre oriunda de múltiplas direções, que não a do disco solar, devido ao processo de espalhamento promovido pelos constituintes atmosféricos, aerossóis e nuvens.

Conforme já mencionado anteriormente, e segundo Arya (2001) e Jensen (2009), todos os objetos com temperatura acima do zero absoluto ($-273 \text{ }^\circ\text{C}$ ou 0 K) emitem energia eletromagnética. Assim, estando a temperatura da fotosfera do Sol a aproximadamente 6000 K , ele é considerado um corpo negro, já que sua curva espectral de emissão se assemelha a curva espectral de um corpo negro à mesma temperatura. O Sol emite radiação eletromagnética de acordo com a lei de dois

físicos austríacos Josef Stefan (1835 – 1893) e Ludwig Boltzmann (1844 – 1906), que estabelecem que o fluxo de radiação (R) total (considerando uma integração no espectro eletromagnético) emitido por um corpo é diretamente proporcional a quarta potência da temperatura (Equação 2.1). Esta relação define a Lei de Stefan-Boltzmann.

$$R = \varepsilon\sigma T^4 \quad (2.1)$$

onde: R é a radiação total emitida pelo corpo, $\sigma = 5,669 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ é a constante de Stefan – Boltzmann, e ε é a emissividade ($\varepsilon = 1$ para um corpo negro, mas para um corpo não negro $\varepsilon < 1$). Destaque-se que a emissividade é definida como a razão entre a radiação emitida por um corpo real a uma dada temperatura T e a radiação emitida por um corpo negro à mesma temperatura T . Assim, considerando a temperatura da fotosfera solar, a radiação emitida, por metro quadrado, por este corpo é $\approx 7,347 \times 10^7 \text{ W.m}^{-2}$. Esta radiação é emitida perpendicularmente a superfície do Sol. Agora, considerando-se o raio médio do Sol, $r_{s,} = 6,959 \times 10^8 \text{ m}$, sua área total ($A_{Sol} = 4\pi r_s^2$) é $6,133 \times 10^{18} \text{ m}^2$. Então, o Sol emite, aproximadamente, uma quantidade total de radiação, para toda a sua superfície esférica, de aproximadamente $4,506 \times 10^{26} \text{ W}$.

De acordo com a lei de deslocamento, derivada pelo físico alemão Wilhelm Wien (1864 – 1928), o comprimento de onda de emissão máxima (λ_{max}), é inversamente proporcional à temperatura absoluta do corpo radiante (Equação 2.2).

$$\lambda_{max} = \frac{k}{T} \quad (2.2)$$

onde k é a constante de Wien, com valor de $2897 \mu\text{m.K}$, T é a temperatura absoluta, em kelvin, e λ_{max} é o comprimento de onda dominante (μm). Considerando-se a temperatura aproximada do Sol de 6000K , pode-se observar que o comprimento de onda de máxima emissão (ou dominante) da radiação solar é aproximadamente de $0,48 \mu\text{m}$, que corresponde ao campo visível do espectro eletromagnético. A Tabela

2.1 mostra as principais faixas espectrais subdivididas em suas distintas cores e bandas em função do comprimento de onda.

Tabela 2.1 - Especificação de parte do espectro eletromagnético.

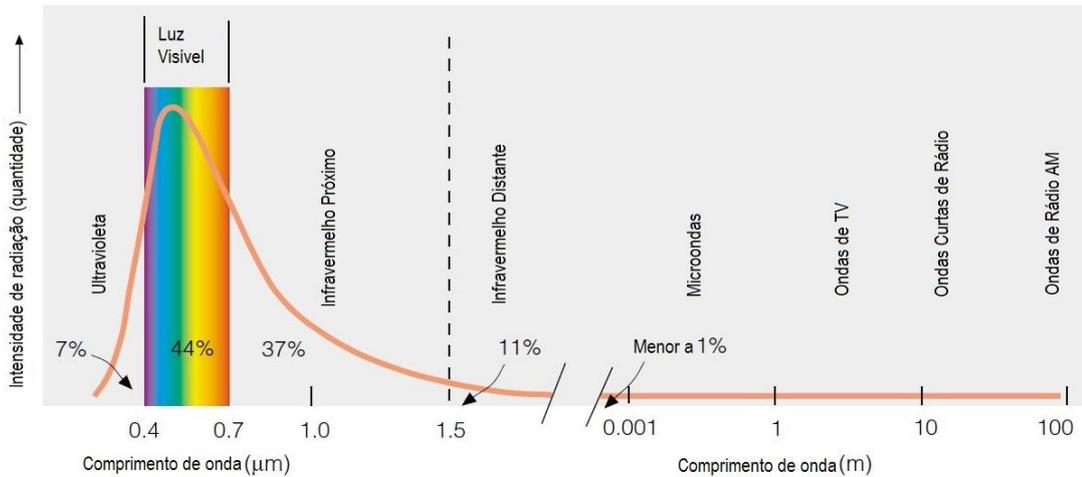
	Banda	Comprimento de Onda (μm)
Espectro UV	UV máximo	0,001 - 0,200
	UV distante	0,200 - 0,300
	UV próximo	0,300 - 0,390
Espectro Visível	Violeta	0,390 - 0,455
	Azul	0,455 - 0,492
	Verde	0,492 - 0,577
	Amarelo	0,577 - 0,597
	Laranja	0,597 - 0,622
	Vermelho	0,622 - 0,770
Espectro infravermelho	IR próximo	0,770 - 1,300
	IR médio*	1,300 - 3,000
	IR distante	3,000 - 300,000

*Frequentemente chamado de infravermelho de ondas curtas.

Fonte: HECHT (2000) e JENSEN (2009).

Segundo Jensen (2009), o Sol, considerando-se sua temperatura a 6000K, emite aproximadamente 41% de sua energia na região do visível (0,4 a 0,7 μm), 9% para comprimentos de onda inferiores ao azul (<0,4 μm) e 50% para comprimentos de ondas maiores que a luz vermelha (> 0,7 μm). No entanto, Ahrens (2012), afirma que a radiação de onda curta emitida pelo sol corresponde a 88% do que produz, sendo assim distribuída: 44% para a faixa do visível, 37% para a faixa do infravermelho próximo e 7% para ultravioleta, e o comprimento de onda variam entre as faixas de 0,1 μm e 2,0 μm , aproximadamente. A Figura 2.2 mostra a distribuição, por comprimento de onda, da intensidade de radiação emitida pelo Sol.

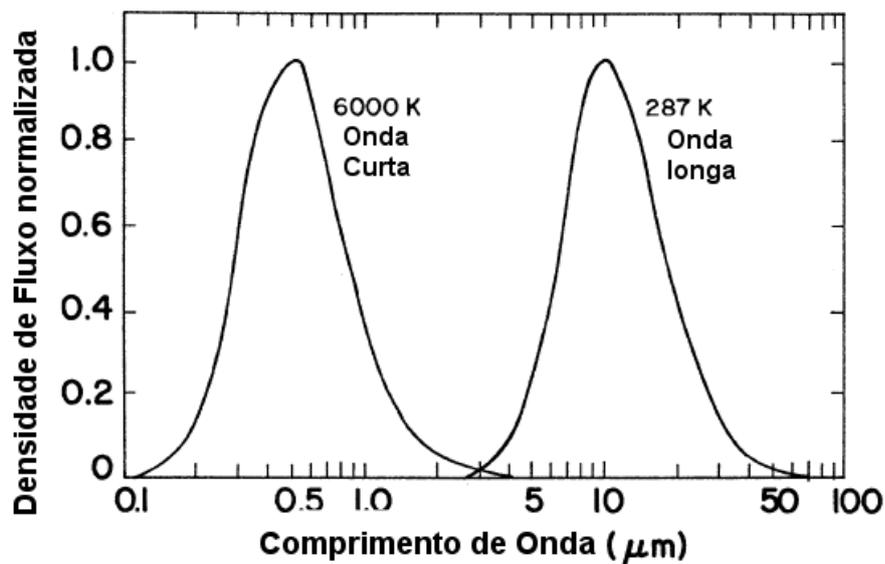
Figura 2.1 - Espectro eletromagnético solar.



Fonte: Ahrens (2012).

Pela definição da lei de Wien, percebe-se que o comprimento de onda dominante de um corpo se desloca para maiores comprimentos com a redução de sua temperatura. Dessa forma, considerando-se que a Terra apresente uma temperatura média 287 K, o seu comprimento de onda de máxima emissão é de 10,09 μm (infravermelho termal). A Figura 2.2 mostra a distribuição da densidade de fluxo por comprimentos de onda para o Sol e superfície terrestre.

Figura 2.2 - Energia emitida por um corpo com temperatura similar a do Sol e da Terra.



Fonte: Arya (2001).

Note-se que a radiação emitida pela Terra esta confinada ao intervalo entre 3 - 100 μm , enquanto que quase toda radiação emitida pelo Sol se estende desde $\approx 0,15 \mu\text{m}$ até aproximadamente 3 μm . Enfatize-se que a primeira faixa é conhecida como de ondas longas, enquanto a segunda como de ondas curtas (AHRENS, 2012).

2.1.2 Características radiativas de corpos cinzas

A radiação solar que atravessa a atmosfera e chega à superfície da Terra é intensamente refletida pelos corpos claros ou brancos, tais como nuvens, neve, gelo, os desertos e planícies; por outro lado os corpos opacos ou negros tais como bosques, selvas e cidades são, relativamente, maus refletores da luz. As nuvens obtém um papel muito importante ao refletir a radiação solar (visível) e absorver radiação infravermelha, de origem terrestre e solar (REYES, 2002).

Em geral, os corpos ou superfícies encontrados na natureza não são negros, e são chamados de corpos reais ou cinzas. Os corpos negros são bons emissores e absorvedores. Assim, quando se avalia corpos na natureza, há que se considerar todas as suas possíveis interações com a radiação eletromagnética. Para Jensen (2009), ao se avalia o fluxo radiante incidente em uma superfície, é necessária o estabelecimento de uma equacionamento do balanço de radiação, onde a quantidade total de fluxo radiante incidente ($\phi_{i,\lambda}$) deve corresponder a soma do fluxo radiante refletido ($\phi_{\text{refletido},\lambda}$), absorvido ($\phi_{\text{absorvido},\lambda}$) e transmitido ($\phi_{\text{transmitido},\lambda}$) pela superfície. Desta forma, tem-se que o fluxo total incidente em uma superfície deve ser expresso como na equação 2.3.

$$\phi_{i,\lambda} = \phi_{\text{refletido},\lambda} + \phi_{\text{absorvido},\lambda} + \phi_{\text{transmitido},\lambda} \quad (2.3)$$

Uma caracterização radiométrica dos alvos pode ser tomada a partir dos índices que relacionam a quantidade de energia refletida, absorvida e transmitida com o total de energia incidente, por comprimento de onda. Tais índices são chamados de reflectância (ρ_λ), absortância (α_λ) e transmitância (τ_λ), dados conforme

as expressões 2.4, 2.5 e 2.6, respectivamente. E variam entre 0 (zero) e 1, podendo ainda ser representado em termos percentuais.

$$\rho_{\lambda} = \frac{\phi_{refletido,\lambda}}{\phi_{i,\lambda}} \quad (2.4)$$

$$\alpha_{\lambda} = \frac{\phi_{absorvido,\lambda}}{\phi_{i,\lambda}} \quad (2.5)$$

$$\tau_{\lambda} = \frac{\phi_{transmitido,\lambda}}{\phi_{i,\lambda}} \quad (2.6)$$

Reescrevendo a equação 2.3 em função das equações 2.4, 2.5 e 2.6, temos:

$$\frac{\phi_{i,\lambda}}{\phi_{i,\lambda}} = \frac{\phi_{refletido,\lambda}}{\phi_{i,\lambda}} + \frac{\phi_{absorvido,\lambda}}{\phi_{i,\lambda}} + \frac{\phi_{transmitido,\lambda}}{\phi_{i,\lambda}} = 1 \quad (2.7)$$

Ou seja,

$$\rho_{\lambda} + \alpha_{\lambda} + \tau_{\lambda} = 1 \quad (2.8)$$

Jensen (2009), Kirchoff verificou que, na faixa do infravermelho, a emissividade espectral de um objeto é igual a sua absorptância (definindo a Lei de Kirchoff), $\alpha_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda}$. Para Arya (2001), a emissividade de um corpo é definida como a razão entre o fluxo de energia emitido por um corpo a um estimado comprimento de onda e temperatura, e o emitido por um corpo negro no mesmo comprimento de onda e temperatura. Destaque-se que a emissividade de um corpo negro é igual a 1, logo a emissividade para qualquer corpo real apresentará valores abaixo de 1.

Afirma-se ainda que, que a maioria dos materiais é opaca a radiação infravermelha termal. Com isto, a equação 2.8 pode ser reescrita conforme equação 2.9. Desta equação pode-se notar que, para a faixa do infravermelho termal, toda radiação incidente em uma superfície natural é explicada apenas pela reflexão e emissão.

$$1 = \rho_{\lambda} + \varepsilon_{\lambda} \quad (2.9)$$

A Tabela 2.2 mostra a reflexão e a absorção de distintos alvos naturais.

Tabela 2.2 - Reflexão e absorção no espectro visível e infravermelho próximo de distintos alvos naturais.

Tipo de superfície	Refletividade (%)	Absorção (%)
Floresta	4 - 10	90 - 96
Campo de pastagem verde	10 - 15	85 - 90
Campo de pastagem seca	15 - 25	75 - 85
Baía e rios	6 - 10	90 - 94
Água (incidência 90°)	2 - 5	95 - 98
Água (incidência 0°)	80 - 90	0 - 20
Neve e Gelo	46 - 86	14 - 54
Nuvens densas (Cu, Sc)	56 - 81	5 - 9
Nuvens delgadas (Ci)	35 - 40	< 5
Superfície seca	15 - 25	75 - 85
Superfície úmida	10	90

Fonte: Reyes (2002).

2.2.3 Equacionamento do saldo de radiação

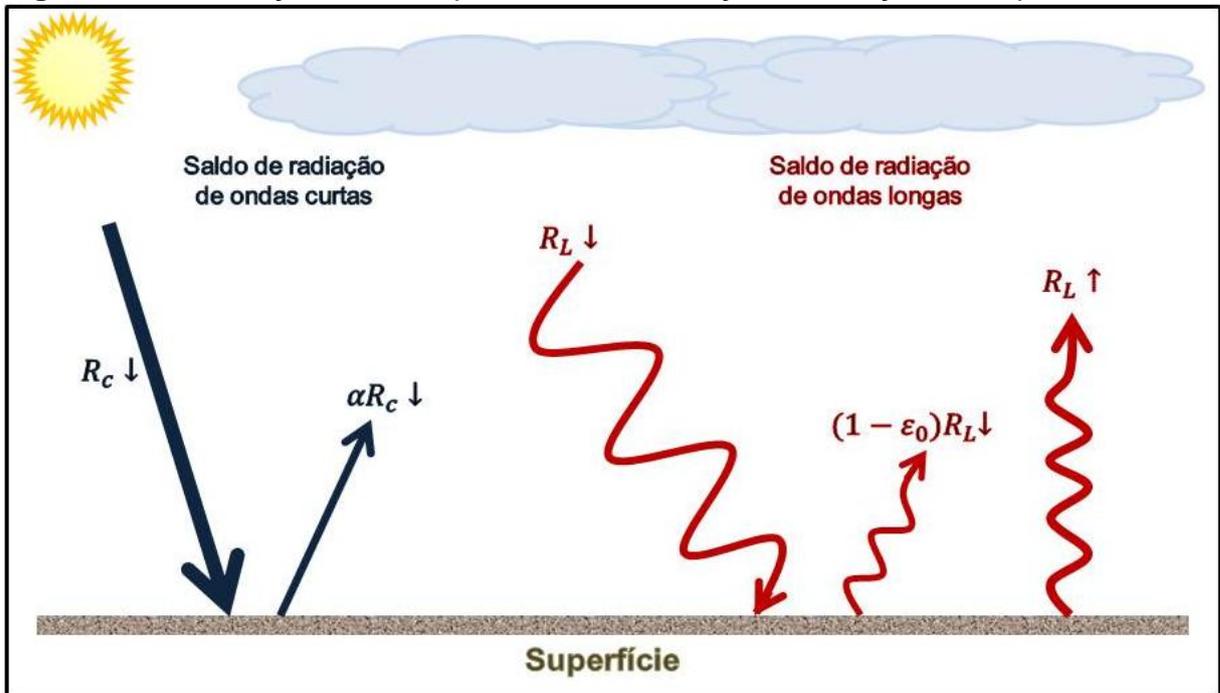
A radiação incidente à superfície como a emergente dela é contabilizada para obter o saldo de radiação total na superfície terrestre, o que viabiliza o entendimento da energia disponibilizada para processos tais como o aquecimento do ar, do solo e evapotranspiração (VAREJÃO-SILVA, 2005).

Para Arya (2001) e Trezza (2002), no cálculo do saldo de radiação é considerado o balanço de radiação de onda curta (R_{nC}) e o balanço de radiação de onda longa (R_{nL}) na superfície, podendo ser escrito conforme a equação 2.10.

$$R_n = R_{nC} + R_{nL} \quad (2.10)$$

A Figura 2.4 ilustra as componentes do saldo de radiação de onda curta e longa próximo à superfície.

Figura 2.3 - Ilustração das componentes do balanço de radiação na superfície.



Fonte: Adaptado de Trezza (2002).

Os tópicos a seguir descrevem as componentes do saldo de radiação de onda curta e longa próximo a superfície.

2.2.3.1 Saldo de radiação de ondas curtas

O saldo de radiação de ondas curtas à superfície é obtido considerando-se o total de radiação de onda curta incidente e refletida na superfície, conforme expressão 2.11. A principal fonte de radiação de onda curta na natureza é o Sol, que é considerado um corpo negro com temperatura aproximada de 6000 K.

$$R_{nc} = R_c \downarrow - R_c \uparrow \quad (2.11)$$

onde $R_{C\downarrow}$ e $R_{C\uparrow}$ são as radiações de onda curta incidente e refletida, respectivamente. Para Trezza (2002), a radiação de onda curta refletida pode ser expressa como:

$$R_{C\uparrow} = (1 - \alpha)R_{C\downarrow} \quad (2.12)$$

onde: α é o albedo da superfície, que segundo Arya (2001), refere-se a reflexão integrada de radiação da superfície para o espectro de ondas curtas (0,15 a 4 μm). Este termo pode ser obtido através da medição de radiação de onda curta incidente e refletida utilizando-se piranômetros.

A radiação de onda curta incidente à superfície ($R_{C\downarrow}$) pode ser obtida, para uma dada região e época, através de piranômetros, que detectam a quantidade total de energia solar hemisférica. No entanto, nem sempre este dado está disponível. Desta forma, a radiação de onda curta incidente em uma superfície pode ser estimada conforme a equação 2.13 (IQBAL, 1983). Esta variável é dada em função da constante solar (S_0), que, segundo Arya (2001), representa o fluxo de radiação solar que atinge uma unidade de área, perpendicular aos feixes radiativos, no topo da atmosfera e quando a Terra está a uma distância média do Sol. Ainda em conformidade com Arya (2001), a melhor estimativa da constante solar é de 1368 W.m^{-2} .

$$R_o = S_0 \left(\frac{dm}{d} \right)^2 \cos z \quad (2.13)$$

onde R_o é a quantidade de radiação solar recebida por unidade de área em um tempo específico, dm e d representam a distância Terra - Sol real e média, respectivamente; e z é o ângulo zenital, definido entre o feixe de radiação solar e o zênite local.

Se o que se deseja é a estimativa da radiação solar em um intervalo de tempo, então, procede-se com a integração de R_o , conforme especificado na equação 2.14 (ARYA, 2001).

$$I_o = \int_{t_1}^{t_2} R_o(t) dt \quad (2.14)$$

onde t_1 e t_2 representam o tempo inicial e final, respectivamente, para a estimativa da radiação solar.

Por outro lado, também é bastante comum a estimativa da radiação solar de onda curta ou global incidente à superfície através de outras variáveis meteorológicas, tais como insolação, temperatura do ar e umidade relativa do ar (AZEVEDO *et al.*, 1981; BRISTOW e CAMPBELL, 1984; TIBA, 2000; SUEHRCKE, 2000; MEZA e VARAS, 2000).

Segundo Reyes (2002), a terra intercepta a radiação solar (E_t) numa razão equivalente a $E_t = 1,75 \times 10^{17}$ W. No entanto, conforme Trezza (2002), nem toda a radiação interceptada pela terra é absorvida, sendo uma fração da energia incidente refletida de volta para o espaço pelas nuvens (~20%), pelos constituintes atmosféricos (~6%) e pela superfície terrestre (~4%).

Parte da radiação solar que atinge a superfície é refletida, definindo a fração de radiação de ondas curtas que deixa a superfície, representado como $R_c \uparrow$ na equação de saldo de radiação (Equação 2.11). Uma maneira de quantizar esta radiação de ondas curtas que é refletida da superfície é através do albedo da superfície, representado por α na equação 2.12. O albedo pode ser obtido através da razão entre a radiação solar refletida pela superfície e a radiação solar incidente sobre esta superfície. Destaque-se que o termo albedo é utilizado apenas para a reflexão da radiação de onda curta, conforme já especificado anteriormente.

Para Hartmann (1994), o albedo varia em função das características físico-químicas da superfície e com o ângulo zenital. Além destes, outro fator que pode promover alterações nos valores do albedo são as atividades antrópicas, que podem ser exemplificadas pelo desflorestamento, agricultura e urbanização. Em superfícies vegetadas, o albedo depende da textura do solo e das condições fisiológicas da copa da planta. Já em um solo seco, o albedo é consideravelmente mais elevado que em um solo úmido, enquanto uma superfície lisa tem albedo maior que uma superfície rugosa. Um estudo realizado por Souza Filho *et al.* (2006), mostrou que o albedo da superfície em períodos mais chuvosos é inferior ao observado durante períodos menos chuvosos.

Conforme Arya (2001), as variações inadvertidas ou intencionais do albedo local, regional ou global podem causar expressivas variações no balanço de radiação e conseqüentemente no balanço de radiação e energia à superfície e, com isso, favorecem variações no micro ou macroclima. Destaque-se que, segundo Reyes (2002), o albedo da superfície é fortemente influenciado pelo ângulo de incidência dos raios solares. A Tabela 2.3 mostra valores do albedo para diferentes superfícies.

Tabela 2.3 - Albedo e emissividade para distintas superfícies naturais.

Tipo de superfície	Outras especificações	Albedo [-]	Emissividade [-]
Água	Baixo z*	0,03 - 0,10	0,92 - 0,97
	Elevado z*	0,10 - 1,00	0,92 - 0,97
Neve	Velha	0,40 - 0,70	0,82 - 0,89
	Fresca	0,45 - 0,95	0,90 - 0,99
Gelo	Mar	0,30 - 0,45	0,92 - 0,97
	Geleira	0,20 - 0,40	-
Areia	Seca	0,35 - 0,45	0,84 - 0,90
	Úmida	0,20 - 0,30	0,91 - 0,95
Solo exposto	Barro seco	0,20 - 0,40	0,95
	Barro Úmido	0,10 - 0,20	0,97
Pavimentação	Concreto	0,17 - 0,27	0,71 - 0,88
	Estrada de cascalho negro	0,05 - 0,10	0,88 - 0,95
Grama	Curta (0,02m)	0,26	0,95
	Longa (1m)	0,16	0,90
Agricultura	Trigo, arroz, etc	0,18 - 0,25	0,90 - 0,99
	Pomar	0,15 - 0,20	0,90 - 0,95
Floresta	Decídua	0,10 - 0,20	0,97 - 0,98
	Coníferas	0,05 - 0,15	0,97 - 0,99

Fonte: Arya (2001).

2.1.3.2 Saldo de radiação de onda longa

O saldo de radiação de onda longa a superfície também pode ser particionado entre a radiação incidente e a radiação emergente da superfície, conforme expresso na equação 2.15.

$$R_{nL} = R_L \downarrow - R_L \uparrow \quad (2.15)$$

onde $R_L \uparrow$ é a radiação de onda longa (termal) emitida pela superfície, $R_L \downarrow$ é a radiação de onda longa incidente à superfície.

A radiação de onda longa emitida pela superfície pode ser obtida como uma função da emissividade da superfície e de sua temperatura, conforme a Lei de Stefan Boltzmann. Uma grande parte da radiação emitida pela superfície terrestre é absorvida pelos gases atmosféricos, tais como dióxido de carbono, nitrogênio, metano e ozônio. Em especial, a absorção da radiação terrestre se dá pelo vapor de água e dióxido de carbono, que dificulta a perda de energia para o espaço, dando origem ao efeito estufa.

A radiação de onda longa incidente à superfície é emitida pela atmosfera como um resultado da interação da radiação solar e da radiação terrestre com os constituintes atmosféricos (dióxido de carbono e vapor de água), e nuvens, que, segundo Arya (2001), são os maiores contribuintes para a chegada da radiação de ondas longas à superfície.

Segundo Leitão (1994), os métodos mais precisos para calcular a radiação de onda longa emitida pela atmosfera, em dias de céu claro, são baseados em dados do perfil de umidade e de temperatura do ar próximos à superfície. No entanto, esses dados nem sempre estão disponíveis. Por essa razão, modelos mais simples têm sido desenvolvidos baseados na lei de Stefan-Boltzmann, em função da temperatura da atmosfera. Arya (2001) afirma que o cálculo da radiação de onda longa incidente à superfície é complicada mesmo quando existem medições de vapor de água, dióxido de carbono, nebulosidade e temperatura, sendo, desta forma, preferível a medição direta desta radiação com um radiômetro apropriado.

Destaque-se que, parte da radiação de onda longa incidente à superfície deixa a mesma por meio de reflexão. Assim, a radiação de onda longa emergente da superfície pode ser descrita em função de duas componentes: a radiação de onda longa emitida pela superfície, sendo esta função da temperatura da superfície; e radiação de onda longa refletida pela superfície, sendo esta oriunda da atmosfera. Estas componentes de radiação de onda longa podem ser observadas na Figura 2.4. Desta maneira, a equação 2.15 pode ser reescrita como:

$$R_{nL} = R_L \downarrow - R_L \uparrow - (1 - \varepsilon_o) R_L \downarrow \quad (2.16)$$

onde ε_o é a emissividade da superfície terrestre.

Destaque-se que o terceiro termo da equação 2.16, $(1 - \varepsilon_o) \times R_L \downarrow$, corresponde a radiação de ondas longas que é refletida pela superfície. Este termo é definido pela aplicação da Lei de Kirchoff, donde se tem que: 1) para o infravermelho a absorptância é igual a emissividade e 2) a maioria dos corpos naturais são opacos a radiação infravermelha. Com a observação destes aspectos é possível dizer que a quantidade de energia refletida pela superfície para a faixa do infravermelho termal é explicada apenas em função da emissividade, ou seja, $R_{L \downarrow \text{reflexão}} = (1 - \varepsilon_o) \cdot R_L \downarrow$.

Finalmente, a equação 2.10 (saldo de radiação) pode ser escrita conforme a equação 2.17, resultante da junção das equações 2.12 e 2.16.

$$R_n = (1 - \alpha) R_C \downarrow + R_L \downarrow - R_L \uparrow - (1 - \varepsilon_o) \times R_L \downarrow \quad (2.17)$$

onde: R_n é o saldo de radiação à superfície ($W.m^{-2}$); $R_C \downarrow$ é a radiação de ondas curtas incidente à superfície ($W.m^{-2}$); $R_L \downarrow$ é a radiação de onda longa incidente à superfície ($W.m^{-2}$); $R_L \uparrow$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície ($W.m^{-2}$), ε_o é a emissividade da superfície [-] e α_{sup} é o albedo da superfície [-].

É importante observar que, segundo Allen (1998), no período diurno o balanço de radiação de onda curta é predominante em relação ao de onda longa. Já durante a noite, o saldo de onda curta é nulo, portanto, existindo apenas o balanço

de radiação de onda longa. Desta maneira, o saldo de radiação é positivo durante o dia e negativo a noite. Mas, a integração diária de R_n é positiva.

2.1.4 Medidas e estimativa do saldo de radiação

2.1.4.1 Medidas e estimativas através de variáveis meteorológicas

O saldo de radiação é uma fonte primordial para a realização de diversos processos naturais, tais como: aquecimento do ar (por meio do fluxo de calor sensível), aquecimento do solo (por meio do fluxo de calor no solo), a evaporação e transpiração (por meio do fluxo de calor latente). Nesta perspectiva, pode-se ainda mencionar a importância do conhecimento do saldo de radiação em distintas escala de tempo, como diária, semanal ou mensal, quando o que se deseja é a previsão de perda hídrica por superfícies vegetadas, o que ratifica sua eficiência para o planejamento das atividades agrícolas. Diante disto, torna-se clara a relevância de se monitorar o saldo de radiação em diversas escalas tanto espacial como temporal.

Em geral, o saldo de radiação é obtido a partir de medidas instrumentais, através de radiômetros/saldoradiômetros ou de estimativas através de métodos empíricos. Diversos estudos têm se dedicado a medição *in situ* do saldo de radiação ou a sua estimativa através do conhecimento de outras variáveis meteorológica.

Souza Filho *et al.* (2006) analisaram as componentes do balanço de radiação, medidas *in situ* no município de Melgaço - PA, considerando dois períodos com distintas intensidades pluviométricas. Estes autores verificaram que a média diária do saldo de radiação é de $12,1 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e $14,3 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ durante o período chuvoso e menos chuvoso, respectivamente. A pequena diferença entre os valores de R_n nos dois períodos está associada a dois fatores, a saber: maior albedo e maior perda de ondas longas observada no período menos chuvoso. Estes autores verificaram ainda o comportamento de R_n em dias de céu limpo, considerando a transmitância atmosférica $> 0,50$, e em dias nublados, cuja transmitância $< 0,30$. Observaram que, em média, os valores diários de R_n são de $15,4 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ e $7,8 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, para dias de céu limpo e nublado, respectivamente.

Pezzopane *et al.* (2005) quantificaram a energia solar incidente ($R_{c\downarrow}$) e o saldo de radiação (R_n) em dois ambientes em cafeeiros cultivados a pleno Sol e consorciados com bananeiras, com o intuito de verificar a atenuação de $R_{c\downarrow}$ e R_n no sistemas de produção de café consorciado. O sítio experimental para este estudo situava-se em Mococa-SP. Estes autores verificaram uma atenuação de 16% nos valores diários de R_n no cultivo consorciado quando comparado com o sistema de produção a pleno Sol. Observaram também que R_n representou 50% e 53% de $R_{c\downarrow}$ para o cultivo a pleno Sol e o consorciado, respectivamente.

Azevedo *et al.* (1997) avaliaram o comportamento do saldo de radiação e do albedo da superfície em um cultivo de uva Itália irrigado, entre a fase de brotação das gemas e a de colheita dos frutos, no município de Petrolina - PE. Observaram que o albedo variou de 0,15 - 0,18 no início da fase de brotação das gemas a 0,23 no período de \approx 45 dias após a brotação. Já com relação ao saldo de radiação, estes autores observaram que R_n representou \approx 61% de $R_{c\downarrow}$ nos dias iniciais da fase de brotação, e 15% de R_n foi utilizado para o processo de aquecimento do solo. Destaque-se que, durante a fase de florescimento o saldo de radiação representou cerca de 71% da irradiância solar incidente.

Outro exemplo de avaliação de saldo de radiação em área de cultivo é o estudo realizado por Frisina e Escobedo (1999), que teve como objetivo determinar o balanço de radiação e energia durante o ciclo da cultura de alface em uma casa de vegetação (estufa de polietileno) e em ambiente aberto. Estes autores observaram que o saldo de radiação apresentou valor de $11,83 \text{ MJ.m}^{-2}$ (ambiente externo a estufa) e $10,53 \text{ MJ.m}^{-2}$ (ambiente interno a estufa). Em termos médios, o saldo de radiação representou aproximadamente 59% e 68% para a cultura externa e interna, respectivamente.

Mesquita (2012) realizou o monitoramento do saldo de radiação na região metropolitana do Rio de Janeiro, através da instalação de uma plataforma radiométrica. A evolução temporal do saldo de radiação apresentou um ciclo diurno bem definido, com valor de $\approx 600 \text{ W.m}^{-2}$ as 12h. Também observou que o balanço de ondas curtas e o de ondas longas representaram 87% e 13% do saldo de radiação, respectivamente.

Oliveira *et al.* (2006), em estudo realizado em áreas de caatinga na região de Petrolina, verificaram que o saldo de radiação acompanha a variação sazonal da radiação solar global. Os valores mínimo e máximo de R_n foram observados em julho (150 W.m^{-2}) e fevereiro ($\approx 200 \text{ W.m}^{-2}$), respectivamente.

Leitão *et al.* (2000) realizaram medidas do saldo de radiação em uma área de solo exposto para períodos bem representativos das estações do ano em Mossoró-RN. Estes autores verificaram que o comportamento diário de R_n esteve sincronizado com o comportamento da radiação de ondas curtas incidente, com máximo ocorrendo em torno de 11 horas e com valores de 560 W.m^{-2} , 660 W.m^{-2} , 490 W.m^{-2} e 640 W.m^{-2} para o inverno, primavera, verão e outono, respectivamente. Verificaram também que os valores mais elevados de R_n ocorreram na primavera e outono. Estes máximos estão associados aos pequenos ângulos de declinação solar observados nestas épocas do ano. Nestes períodos os raios solares incidem mais perpendicularmente em Mossoró, implicando em maior quantidade de radiação solar incidente à superfície.

Uma avaliação dos componentes do saldo de radiação foi realizada por Silva (2003), para a região sul do Pantanal, em Passo do Lontra, município de Corumbá-MS. A variação das componentes do balanço de radiação de ondas curtas foi influenciada tanto pela presença de aerossóis na atmosfera decorrentes de queimadas, como pela precipitação. Este autor verificou que os valores máximos de radiação de onda curta incidente e emergente da superfície foram $922,14 \text{ W.m}^{-2}$ e $141,15 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente. Já para dias nublados e parcialmente nublados os valores máximos de $R_{c\downarrow}$ foram 513 W.m^{-2} e $389,89 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente.

Sentelhas e Nascimento (2003) mostraram que, para uma região com gramado, a relação $R_n/R_{c\downarrow}$ variou ao longo do ano, com valor máximo de 0,595 observado em fevereiro e mínimo de 0,473 em maio. Em média, essa relação apresentou valores 0,577 e 0,500 para o período chuvoso e seco, respectivamente. A oscilação desta relação está associada a fatores tais como umidade e fotoperíodo.

Uribe (2005) avaliou a oscilação do saldo de radiação em uma área com cultivo de cravo-de-defunto no município de Botucatu-SP. Os totais integrados de R_n apresentaram valores de $516,48 \text{ W.m}^{-2}$ e $409,48 \text{ W.m}^{-2}$ nas condições de campo e ambiente protegido com polietileno, respectivamente. Este autor também verificou

que o balanço de ondas curtas em ambiente protegido representou aproximadamente 69% do observado em condições de campo. Com relação ao saldo de radiações, observou-se que R_n em condições de ambiente protegido representou cerca de 80% do observado em condições de campo.

A medição do saldo de radiação através dos saldoradiômetros pode ser muito dispendiosa. Desta forma, dada a importância do saldo de radiação em muitas atividades tanto na meteorologia como na hidrologia, e ao fato de R_n não ser rotineiramente medido, muitas pesquisas têm sido voltadas a sua estimativa. Uma das formas mais comuns de estimativa do saldo de radiação é a regressão linear simples entre o saldo de radiação e a radiação solar global incidente à superfície. Azevedo *et al.* (1997) afirmaram que o saldo de radiação pode ser estimado através da radiação solar global com bons resultados, considerando-se um escala temporal de 10 minutos, com um erro padrão da estimativa de $25,4 \text{ W.m}^{-2}$. Com relação a estimativa do saldo de radiação diário, Sentelhas e Nascimento (2003), sugeriram que, para regiões relativamente planas e gramadas, o saldo de radiação pode ser estimado a partir da radiação solar global diária, com erro médio absoluto de $0,74 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$.

Hu *et al.* (2012) avaliaram as características de R_n para duas áreas do platô Tibetano (Lhasa e Haibei) através de dados medidos *in situ*. Verificaram que a oscilação entre os valores máximos e mínimos de R_n é compatível com a atividade solar bem como uma boa correlação entre R_n e $R_{c\downarrow}$ diários. Com base neste aspecto, estes autores realizaram a estimativa do saldo de radiação em função da radiação solar incidente. Observaram um erro médio quadrático (RMSE) de $1,36 \text{ MJ.m}^{-2}$ e $1,29 \text{ MJ.m}^{-2}$ para Lhasa e Haibei, respectivamente. O coeficiente de determinação entre R_n medido e estimado apresentou valores superiores a 0,90 para os dois sítios experimentais.

Teixeira *et al.* (1999) buscaram definir um modelo linear para a estimativa de R_n como uma função de $R_{c\downarrow}$, para um cultivo de manga na região de Petrolina-PE. Os valores do saldo de radiação estimados e observados estiveram bastante associados, como coeficiente de determinação de 0,970.

Com perspectiva similar a de Teixeira *et al.* (1999), Heldwein *et al.* (2012) determinaram uma relação para a estimativa do saldo de radiação em função da

radiação solar incidente em uma área com cultivo de batata. Os valores estimados de R_n apresentaram uma elevada associação com os medidos *in situ*, com coeficiente de determinação de 0,976 e erro médio quadrático de $0,75 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$.

Vários estudos realizados em áreas vegetadas têm demonstrado a existência de uma correlação bastante elevada entre saldo de radiação e a radiação solar global (LEITÃO, 1994). No entanto, segundo Pinker e Corio (1984), a radiação solar global não é o único regulador do saldo de radiação à superfície. Nesta perspectiva, Kjaersgaard *et al.* (2007) buscaram estimar o saldo de radiação a partir de diversas variáveis meteorológicas além da radiação solar incidente à superfície. Aplicaram uma regressão linear simples apenas em função de $R_{c\downarrow}$; e uma regressão linear múltipla, considerando como variáveis de entrada $R_{c\downarrow}$, temperatura máxima e mínima do ar e distância média relativa Terra-Sol. Também estimaram R_n através de modelos empíricos acoplados com a relação física de Stefan-Boltzmann. Segundo estes autores, as estimativas apresentaram bons resultados quando os coeficientes das equações utilizadas foram calibrados localmente. Houve uma diferença expressiva ao observar o R_n estimado a partir apenas de $R_{c\downarrow}$, em um dos locais avaliados, o que pode ser um indicativo de que esse tipo de parametrização é muito limitado espacialmente. Já os modelos de regressão linear múltipla e os de base física apresentaram um erro médio absoluto não excedendo $11,0 \text{ W.m}^{-2}$ e $8,9 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente.

Fietz e Fisch (2009) avaliaram distintos modelos para obtenção do saldo de radiação na região de Dourados-MS. Foram utilizadas quatro diferentes equações para a estimativa de R_n , que consideravam como variáveis de entrada a temperatura máxima e mínima do ar, a radiação solar no topo da atmosfera e à superfície. Estes autores observaram que a equação para estimativa de R_n com melhores resultados foi a escrita em função da radiação solar no topo da atmosfera e a incidente à superfície, com coeficiente de determinação de 0,940. Já a equação que levou em consideração apenas a radiação de onda curta incidente apresentou o segundo melhor resultado, com coeficiente de determinação igual a 0,930. Por outro lado, a equação baseada apenas na temperatura máxima do ar foi a que apresentou o pior desempenho, com $R^2 = 0,380$.

Ferreira *et al.* (2011) propuseram uma metodologia com base em redes neurais para estimativa de R_n utilizando dados medidos *in situ*. Para tanto utilizaram dois sítios experimentais, a saber: área com cultivo de uva (SE1) e área isolada de solo exposto cercada por cultivo de uva (SE2). De forma geral, a estimativa de R_n apresentou resultados mais precisos em dias de céu limpo quando comparados aos resultados obtidos em dias de céu nublado. O erro médio quadrático variou entre $43,85 \text{ W.m}^{-2}$ (SE1) a $71,46 \text{ W.m}^{-2}$ (SE2) em dias nublados e de $17,21 \text{ W.m}^{-2}$ (SE1) a $22,38 \text{ W.m}^{-2}$ (SE2) em dias de céu limpo.

Jiang *et al.* (2015) analisaram qual o modelo empírico mais robusto para a estimativa do saldo de radiação diário. Avaliaram sete modelos que consideravam como dados de entrada a radiação solar incidente à superfície e outras variáveis meteorológicas, tais como: temperatura média e máxima do ar e umidade relativa. O ajuste dos modelos foi implementado considerando duas situações, a saber: 1) utilizando todo conjunto de dados, 2) estabelecendo subconjuntos de dados em função das características da superfície. O primeiro foi, então, considerado modelo global e o segundo modelo condicionado. Para o estabelecimento do modelo condicionado, o conjunto de dados foi subdividido para albedo $\leq 25\%$, $25\% < \text{albedo} < 70\%$ e albedo $\geq 70\%$. Segundo estes autores, todos os modelos empíricos avaliados, baseado em $R_{c\downarrow}$, podem ser utilizados para a estimativa de R_n em muitas situações. No entanto, o saldo de radiação é difícil de ser estimado sobre uma superfície não vegetada ou com vegetação esparsa, quando o albedo apresenta altos valores. Nestes casos, os autores sugerem a utilização de modelos com base física ou parametrização da radiação de onda longa ou ainda modelos não lineares.

Ainda conforme Jiang *et al.* (2015), foi desenvolvido um novo modelo para estimativa de R_n em função de $R_{c\downarrow}$, albedo da superfície, índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI), temperatura do ar e umidade relativa. O novo modelo proposto apresentou o melhor desempenho dentre os modelos empíricos avaliados para a estimativa do saldo de radiação diário, com RMSE de $\approx 40 \text{ W.m}^{-2}$ no modo global e variando entre $18,2 \text{ W.m}^{-2}$ e $54,0 \text{ W.m}^{-2}$ no modo condicional. Este último modo foi definido estabelecendo-se 4 classes: S1 (NDVI $< 0,2$; albedo $\leq 25\%$), S2 (NDVI $< 0,2$; $0,25 < \text{albedo} < 70\%$), S3 (NDVI $< 0,2$; albedo $\geq 70\%$) e S4 (NDVI \geq

0,2). Segundo estes autores, NDVI inferior a 0,2 representa superfície não vegetada, enquanto $NDVI \geq 0,2$ indica uma superfície recoberta por vegetação.

2.1.4.2 Estimativa via sensoriamento remoto

Dada as limitações das medições *in situ* do saldo de radiação, muitas pesquisas têm sido voltadas à estimativa de R_n , em várias escalas temporais, utilizando variáveis meteorológicas mais comumente medidas nas estações tanto convencionais como automáticas. No entanto, mesmo quando da disponibilidade de dados *in situ*, a estimativa torna-se limitada espacialmente, uma vez que não há disponibilidade de uma rede de estações densamente distribuída, com capacidade para uma boa descrição da dinâmica espacial das variáveis. Neste contexto, metodologias alternativas utilizando imagens de sensoriamento remoto e as técnicas de geoprocessamento tornam-se ferramentas promissoras para o mapeamento do saldo de radiação.

Nicácio (2008, p. 3) aponta algumas vantagens para utilização sensoriamento remoto orbital, a saber: "possibilidade de coleta de informações detalhadas para uma extensa área em tempo relativamente curto (...) e quantificação de parâmetros físicos da superfície terrestre com um fluxo quase contínuo de dados com alta resolução temporal e espacial (...)".

Um dos estudos pioneiros do saldo de radiação através de produtos de sensoriamento remoto é o desenvolvido por Haar e Suomi (1971), que utilizaram as imagens dos satélites TIROS (*Television and InfraRed Observation Satellite*), NIMBUS e ESSA III (*Environmental Science Services Administration*) para a estimativa do saldo de radiação em escala planetária. Estes autores observaram uma oscilação sazonal nos valores de albedo, com máximos de 32% entre dezembro e janeiro para o hemisfério sul e de 31% entre março e maio para o hemisfério norte.

Os dados da plataforma NOAA-5 foram utilizados por Pinker e Corio (1984) para a estimativa do saldo de radiação tanto no topo da atmosfera como na superfície, na região central dos Estados Unidos. Estes autores observaram que R_n no topo da atmosfera e à superfície apresentam um padrão similar, sendo as nuvens

um fator regulador do saldo de radiação. Também destacaram que, além da forçante solar, a topografia tem uma contribuição importante no padrão do saldo de radiação.

Samani *et al.* (2013) avaliaram dois diferentes métodos para a estimativa do saldo de radiação diário. Um dos métodos considerava a assimilação dos valores de albedo, NDVI e temperatura da superfície, oriundos de dados de satélite, bem como utilizaram dados de radiação de ondas curtas incidentes à superfície e temperatura do ar. O outro modelo utilizado por estes autores consideraram apenas os dados de albedo, temperatura da superfície e NDVI, calculados a partir de imagens do ETM e Aster. Estes autores consideram o saldo de radiação diário como a soma do saldo de radiação no período diurno e no período noturno. O modelo que integra os dados de sensoriamento remoto com os dados meteorológicos apresentou um erro padrão da estimativa de $1,28 \text{ MJ.m}^{-2}\text{dia}^{-1}$, destacando-se pelo maior desempenho.

A proposição de um método para a estimativa do balanço de radiação de ondas curtas (R_{nc}) utilizando imagens do Landsat 5 foi realizada por Wang *et al.* (2014). Este método relaciona diretamente o R_{nc} com a reflectância espectral no topo da atmosfera. Apesar de a estimativa do balanço ser considerado para escala instantânea (momento da passagem do satélite), o R_{nc} diário também pôde ser obtido considerando a condição de atmosfera estável. Segundo estes autores, o método proposto estima o balanço de radiação de ondas curtas instantâneo e diário com um RMSE de $77,5 \text{ W.m}^{-2}$ e $36,1 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente.

Vários autores têm se dedicado a estimativa de variáveis de superfície considerando a utilização de dados de satélite e minimizando a demanda por dados medidos *in situ*. Nesta perspectiva destaca-se a parametrização proposta por Bastiaanssen (1995), conhecida como SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e a proposta por Allen *et al.* (2005), chamada METRIC (*Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*).

Bastiaanssen (1995) propôs um modelo de estimativa da evapotranspiração real com base no balanço energético e radiativo da superfície, SEBAL. A implementação deste modelo tornou-se bastante atrativa uma vez que não demanda uma quantidade excessiva de dados medidos *in situ*. Seu requerimento básico é a existência de imagens orbitais com dados tanto no espectro visível como no infravermelho termal, bem como dado de velocidade do vento, a uma altura

qualquer, para o momento da passagem do satélite. Outra importante vantagem do SEBAL é o seu processo semi-automatizado para a estimativa do saldo de radiação. Suas principais limitações estão associadas ao fato de as estimativas estarem restritas a dias de céu limpo, ausência de pluviosidade nos dias anteriores e condição de relevo aproximadamente plano.

O SEBAL pode ser dividido em dois grandes blocos, o primeiro destinado a estimativa do saldo de radiação à superfície para o momento da passagem do satélite, e o segundo para a estimativa da evapotranspiração real instantânea, que pode ser extrapolada para a escala temporal diária ou sazonal (BASTIAANSSEN, 1998a, 1998b, BASTIAANSSEN, 2000).

A estimativa do saldo de radiação, no primeiro bloco, está baseada nos dados orbitais das faixas espectrais de onda curta, do visível ao infravermelho médio, e na faixa do infravermelho termal. Para a obtenção da distribuição espacial de R_n , são estimadas todas as componentes do balanço de radiação: $R_{c\downarrow}$, $R_{c\uparrow}$, $R_{L\downarrow}$ e $R_{L\uparrow}$ (ALLEN *et al.*, 2002).

A radiação de onda curta incidente é calculada em função do ângulo zenital, do inverso da distância Terra-Sol e da transmitância atmosférica. Já a porção de ondas curtas refletida pela superfície é estimada em função do albedo da superfície, que, conforme Bastiaanssen (1998a) e Tasumi (2003), é obtido a partir da integração da reflectância entre o espectro visível e infravermelho próximo e de sua correção através da transmitância atmosférica.

A radiação de onda longa refletida pela superfície é modelada como uma função da temperatura e emissividade da superfície, aplicadas a lei de Stefan-Boltzmann. Para obtenção desta componente são calculados os índices biofísicos da superfície, tais como índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN), índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI) e índice de área foliar (IAF) (BASTIAANSSEN, 1995, BASTIAANSSEN, 2000, ALLEN *et al.*, 2002, TASUMI, 2003).

Já a radiação de onda longa incidente á superfície, também é estimada aplicando-se a lei de Stefan-Boltzmann. Para tanto, evidencia-se a necessidade de obtenção da emissividade da atmosfera, que segundo Bastiaanssen (1995), pode ser obtida através da transmitância atmosférica, bem como da sua temperatura. Em

geral não se dispõe de uma distribuição espacial dos valores de temperatura do ar, e quando existe esta medição ela é pontual. Desta maneira, o SEBAL utiliza-se de alguns artifícios para a sua implementação. Um deles é a seleção de pixels que representem as condições extremas de umidade e temperatura na área de estudo. Estes pixels são chamados de quente e frio. O pixel quente deve ser selecionado em uma área de solo exposto (BASTIAANSEN, 1995; ALLEN *et al.*, 2002), onde os valores do índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN) e índice de área foliar (IAF) são baixos e os valores de albedo são elevados. Já o pixel frio deve ser selecionado sobre um corpo hídrico (BASTIAANSEN, 1995). No entanto, para Allen *et al.* (2002) o pixel frio deve ser selecionado em uma área úmida, com cultura bem irrigada e solo completamente coberto por vegetação. Neste caso, os valores de IVDN e IAF são elevados e os de albedo são baixos.

Assim, torna-se evidente o requerimento mínimo de dados obtidos *in situ* para a implementação do SEBAL na perspectiva de estimativa do saldo de radiação. Além disto, esta metodologia pode ser aplicada a qualquer plataforma orbital que tenha disponível dados na faixa do infravermelho termal, fundamental para a estimativa da temperatura da superfície, que, por sua vez, é utilizada para a obtenção do balanço de ondas longas à superfície. Em função destes aspectos, o SEBAL tem sido amplamente utilizado para a estimativa tanto do saldo de radiação à superfície, bem como dos fluxos de energia e evapotranspiração, em áreas com distintas características de superfície, e com diferentes sensores orbitais (BASTIAANSEN, 1998b; TREZZA, 2002; TASUMI, 2003; DI PACE, 2004; PAIVA, 2005; FOLHES, 2007; NICÁCIO, 2008). A seguir são apresentados alguns estudos voltados a estimativa do saldo de radiação a partir de dados de sensoriamento remoto.

Borges *et al.* (2010) mapearam e quantificaram os parâmetros biofísicos e o saldo de radiação para uma área de algodão irrigado, na bacia do rio Corrente, utilizando o algoritmo SEBAL. Nesse estudo foram utilizadas seis imagens do Landsat 5. Estes autores observaram que os valores mais elevados do saldo de radiação ocorreram sobre corpos hídricos, devido aos baixos valores do albedo. Já os valores mais baixos de R_n ocorreram em área de solo totalmente exposto ou de vegetação rala. Também destacaram que houve uma tendência de redução do saldo

de radiação com o decréscimo de $R_{c\downarrow}$. Segundo estes autores, o aumento do ângulo zenital, observado entre as imagens de janeiro e julho, permitiu uma redução da radiação de onda curta incidente à superfície, que resultou em um decréscimo significativo de R_n . A redução do saldo de radiação em julho foi também conduzida pelo aumento do albedo e da temperatura da superfície.

Santos *et al.* (2011) utilizaram quatro imagens do Landsat 5 e o algoritmo SEBAL para a estimativa de R_n em duas áreas com cobertura de vegetação bem contrastantes. As áreas consideradas situam-se no estado de Rondônia, e são elas: Floresta - situada na Reserva Biológica do rio Jaru; Pasto - localizada na fazenda Nossa Senhora. Uma avaliação do NDVI mostrou, na área de pasto, uma variação de 0,48 (julho) a 0,12 (setembro). Para estes autores esta redução está associada a intensificação da estação seca, que afetou o desenvolvimento do pasto, e a realização de queimadas. Os baixos valores de NDVI na região de pasto são devido ao déficit hídrico, enquanto os altos valores de NDVI na área de floresta, que permaneceram aproximadamente constantes, podem ser explicados pela maior umidade do solo e biomassa. Eles também verificaram que $R_{c\downarrow}$ apresenta uma maior variação sobre o pasto, especialmente a tarde. Este aspecto pode ser explicado pelo gradiente de temperatura, que força um deslocamento de ar da floresta para o pasto e um movimento ascendente de ar sobre a área de pasto, permitindo a formação de nuvens. Já com relação a radiação de onda longa incidente, foram observados maiores valores sobre o pasto, onde a temperatura do ar é mais elevada que na floresta durante o dia. Destaque-se que, é a região de pasto que apresenta as maiores perdas de radiação de onda longa. A radiação emitida pela superfície apresentou valores mais elevados no pasto durante o dia, no entanto, no período noturno, estes máximos foram observados sobre a floresta.

Ainda em conformidade com Santos *et al.* (2011), os valores de R_n tanto no pasto como na floresta acompanharam a oscilação da radiação solar de onda curta incidente, definida como a componente de maior influência sobre o saldo de radiação. Durante o dia, os valores mais baixos de R_n foram observados sobre o pasto, enquanto os mais elevados foram definidos sobre a floresta. Com relação a estimativa de R_n via SEBAL, o erro médio percentual oscilou entre 7% e 16% para a

área de pasto, já para a região recoberta por floresta, estes erros oscilaram entre 4% e 12%.

Oliveira e Moraes (2013) ratificaram e complementaram os resultados obtidos por Santos *et al.* (2011). Uma comparação entre os valores de $R_{c\downarrow}$, RL_{\downarrow} e RL_{\uparrow} , R_n e R_n diário, medidos e estimados utilizando o SEBAL e os dados do MODIS, apresentou erros relativos percentuais de 0,2%, 3,5%, 7,7%, 16,3% e 2,5%, respectivamente, para a área de pasto. Já para a região de floresta, o erro relativo percentual foi 0,8%, 13,5%, 3,3%, 1,7% e 15,6%, respectivamente.

Os dados do sensor MODIS foram utilizados para a determinação do saldo de radiação, nas sub-bacias Entre Ribeiros e Rio Preto, entre os estados de Minas Gerais e Goiás. Para a implementação do algoritmo SEBAL nesse estudo foram utilizados os produtos reflectância da superfície (MOD09GA), temperatura da superfície (MOD11A1) e ângulo zenital (MOD07). Verificou-se que a dinâmica especial de R_n está associada as características físico-químicas da superfície e ao ângulo zenital (LIMA *et al.*, 2012).

Li *et al.* (2013) utilizaram imagens do Landsat 5 e um modelo de elevação digital (MED) para a estimativa do saldo de radiação na região do rio Yellow, situado no leste do platô tibetano, com altitude variando de 3900m a 5300m. Eles analisaram a correlação entre as variáveis chave do SEBAL, sendo elas: saldo de radiação, NDVI, albedo, temperatura da superfície e evapotranspiração. Assim, observaram uma correlação negativa entre o índice de vegetação da diferença normalizada e o saldo de radiação, com valor de -0,155. Já com o albedo, esta correlação, embora também negativa, apresenta um valor expressivamente mais elevado, -0,850.

Fausto *et al.* (2014) estimaram o saldo de radiação em uma área de cerrado na bacia do rio Paraguai, utilizando imagens do Landsat 5 e o algoritmo SEBAL. Ratificando o encontrado nos estudo de Santos *et al.* (2011) e Oliveira e Moraes (2013), estes autores verificaram que os maiores valores do albedo da superfície foram encontrados em área de pouca biomassa ou solo exposto, enquanto que, em corpos hídricos os valores do albedo foram aproximadamente zero. Considerando-se a temperatura da superfície, os baixos valores foram observados na mata ciliar e altos nas áreas de pasto. Os valores medidos e estimados de R_n apresentaram

coeficiente de correlação de 0,998 com $p\text{-value} < 0,001$, com RMSE de $5,6 \text{ W.m}^{-2}$ para a área com grama não nativa. Já para uma área com pasto de cerrado, a correlação foi de 0,997 ($p\text{-value} < 0,001$) e o RMSE foi de $10,7 \text{ W.m}^{-2}$. Em geral, os valores do saldo de radiação para a estação úmida foram $\approx 26\%$ e 30% mais elevados que o observado para a estação seca, para a área de grama não nativa e pasto de cerrado, respectivamente.

O artigo publicado por Bastiaanssen *et al.* (2005) traz uma descrição das parametrizações chave do SEBAL bem como um levantamento de sua aplicação em diversas regiões com distintas condições de uso e cobertura do solo. Segundo estes autores, a aplicação do SEBAL em variadas condições de clima e ecossistema apresentou resultados precisos. Afirmam ainda que o SEBAL pode ser aplicado na resolução de problemas de recursos hídricos e irrigação, avaliação do impacto ambiental devido a extração de água subterrânea, modelagem hidrológica, acompanhamento da degradação dos sistemas de vegetação nativa, avaliação da produtividade hídrica da cultura, dentre outros.

2.2 Modelo de Elevação Digital e Saldo de Radiação

2.2.1 Modelo de elevação digital (MED)

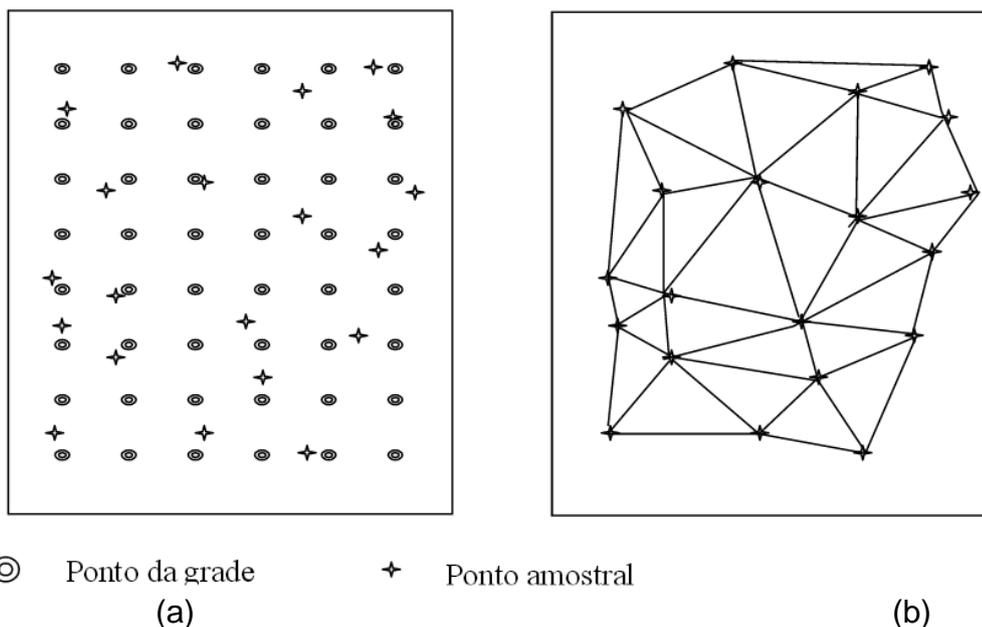
O modelo de elevação digital (MED) é um tipo especial de modelo numérico do terreno, que é definido como uma descrição matemática e espacial de uma variável da superfície, considerando um sistema de referência tridimensional, onde X e Y representam a localização espacial da variável e Z o atributo que caracteriza a variável descrita (FELGUEIRAS, 2015). Desta forma, pode-se dizer que o MED é uma descrição matemática das oscilações do relevo em uma dada área. Atualmente muitos estudos demandam a existência de um MED para aumento da consistência e precisão dos resultados gerados. Como exemplo destes estudos pode ser mencionado a necessidade da obtenção de um MED para estudos hidrológicos, que, segundo Zeilhofer (2001 apud FAN *et al.* 2013), vai desde uma simples delimitação da bacia até a extração de informações necessárias a caracterização das bacias

para a modelagem hidrológica. Pode-se mencionar ainda a utilização do MED para mapeamento de variáveis de superfície, tais como os balanços de radiação e energia.

Fernandes e Menezes (2005, p. 155) apontam como aplicações que demanda a existência de um MED as seguintes: "cálculo de volumes, a construção de perfis e seções transversais, a geração de imagens sombreadas ou em níveis de cinza, mapas de declividade e orientação (aspecto), perspectivas tridimensionais, e o cálculo de áreas e distâncias em superfície real".

Para Felgueiras (2001), a geração de um MED pode ser segmentada em três etapas, sendo elas: amostragem, modelagem e aplicações. A primeira fase consiste na obtenção de dados que representam a elevação na região de interesse, tais como curvas de isovalores e pontos tridimensionais. A segunda fase se refere a geração do MED propriamente dita, que será implementada por meio de interpoladores. Neste ponto, a altitude passa a ter uma representação contínua em toda área de interesse. Destaca-se como modelos mais utilizados o de grade regular retangular e o de grade irregular triangular. Para este último, o termo TIN (*Triangular Irregular Network*) é o mais usado em sua referência. A última fase, a aplicação, refere-se aos procedimentos de análises quali-quantitativas aplicadas sobre o MED gerado. A Figura 2.5 exemplifica os dois tipos de grades mais comumente utilizados para a geração de uma superfície de altitude.

Figura 2.4 - Modelo de grade regular (a) e irregular (b).



Fonte: Felgueiras (2001).

Ainda conforme Felgueiras (2001), a segunda etapa do processo de geração de um modelo de grade é definida pela construção de uma malha, regular ou irregular, e pela definição das funções interpolantes locais. Essas funções são definidas para cada elemento da malha (retângulo ou triângulo) e este processo é conhecido como ajuste da superfície. Para estes autores, o processo de geração de uma grade regular é definido pela estimativa dos valores de cota para cada ponto de grade desta malha. Nos modelos globais, a estimativa destes valores envolveria todo conjunto de dados de entrada para a interpolação da cota em um ponto de grade. Mas, na prática, este conjunto pode ser muito grande e não homogêneo, dificultando o processo de interpolação, o que pode ser refletido na precisão do modelo. Assim, o que é mais utilizado para a interpolação dos valores dos vértices da grade retangular são os modelos locais, que utilizam um conjunto predefinido de amostras vizinhas mais próximas do ponto de grade que se deseja estimar.

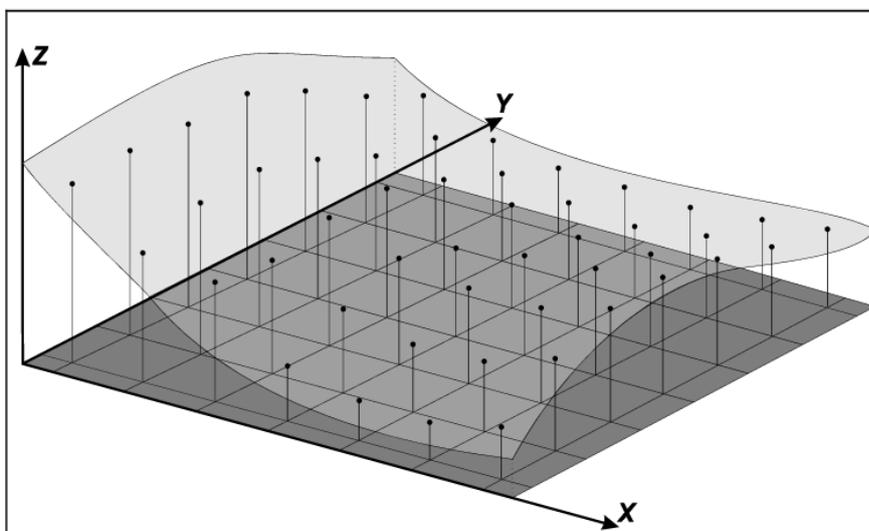
Um dos métodos interpoladores para a geração da grade regular é o módulo *Topogrid* do software ArcGis. Para Fernandes e Menezes (2005), a interpolação utilizada neste módulo visa a definição de um MED hidrológicamente consistente. Este método utiliza a técnica da interpolação de diferença finita, aperfeiçoada para ter a eficácia de um método de interpolação global e se baseia no método proposto

por Hutchinson (1989). Ainda em conformidade com Fernandes e Menezes (2005), o *Topogrid*, por utilizar a técnica das diferenças finitas conjugando interpolação global com local, apresenta melhores resultados em áreas de relevo mais suave e menor altitude, enquanto o método de Delaunay com restrição apresenta melhores resultados em áreas de relevo acidentado.

Salgado *et al.* (2011) geraram um modelo de elevação digital utilizando o método proposto por Hutchinson (1989) por meio da ferramenta *Topo to Raster* (*software* ArcGis), e considerando os pontos cotados como dados altimétricos e a hidrografia como linha de restrição. Eles verificaram que este método apresenta grande potencial para aplicações que demandem um MED hidrologicamente correto. A Figura 2.6 ilustra um MED com grade regular.

Para Namikawa (2004), se o espaço tridimensional XYZ é utilizado como sistema de coordenadas de referência, cada vértice apresenta uma coordenada no plano XY e um valor de elevação Z. A estrutura de armazenamento em uma grade regular pode ser formada por uma matriz com valores de elevação e um descritor que define as coordenadas XY de um ponto da superfície. Este tipo de armazenamento simplifica a manipulação das grades regulares. Por outro lado, este tipo de estrutura de armazenamento de dados gera informações redundantes em regiões onde a superfície tem pouca variação bem como falta de informação em áreas de grande variação. Para este autor, estes problemas podem ser minimizados com a escolha criteriosa do espaçamento dos valores entre os pontos de grade. No entanto, para regiões muito heterogêneas (de aproximadamente plana a muito acidentada) nem mesmo esta escolha criteriosa permite uma modelagem precisa da superfície.

Figura 2.5 - Superfície de grade regular no espaço tridimensional XYZ.



Fonte: Namikawa (2004).

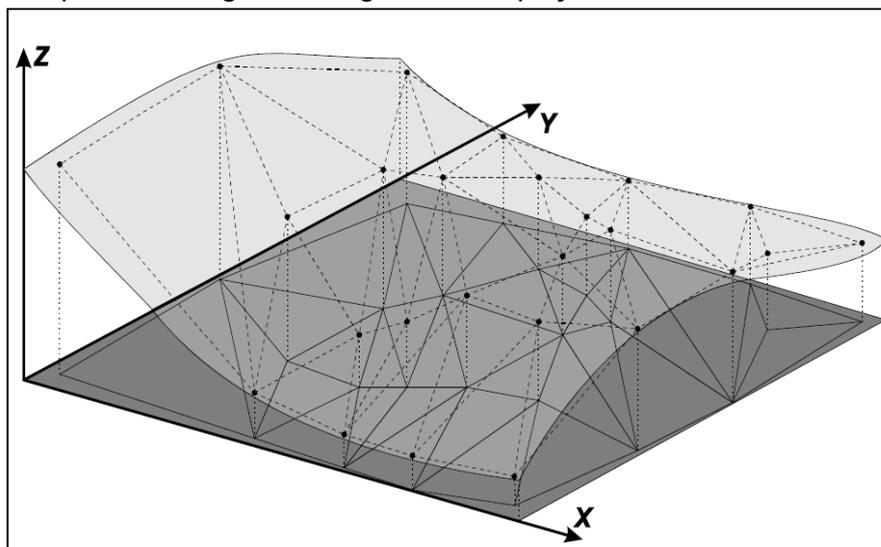
Na geração da grade irregular triangular, segundo Felgueiras (2001), as amostras são conectadas por linhas formando os triângulos. Neste caso, os valores de cotas dos vértices não precisam ser estimados, diferentemente do que acontece com a geração da grade regular retangular. Para Namikawa (2004), a utilização dos próprios pontos das amostras elimina o fator de redução de confiabilidade do modelo, e a qualidade do modelo não é influenciada por um fator determinado pelo usuário, como é o caso do espaçamento da grade regular.

Em geral, são adotados critérios para a geração destas malhas de triângulos. Atualmente, a malha mais comumente utilizada dos pacotes computacionais de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) é a de Delaunay, que especifica a determinação de triângulos o mais próximo de equiláteros possível, na perspectiva de se evitar a geração de triângulos muito finos, ou seja, com ângulos internos muito agudos. Também é possível encontrar a malha de triangulação de Delaunay com restrição, que visa garantir a manutenção das características topográficas da superfície, evitando patamares, ou seja, triângulos cujos vértices estão todos da mesma isolinha (FELGUEIRAS, 2001).

Namikawa (2004) cita como características importantes da triangulação de Delaunay: 1) é a triangulação mais equilátera possível; 2) obedece a propriedade do circuncírculo, ou seja, o círculo que liga os três vértices de um triângulo não contém outros pontos do conjunto amostral. Este autor destaca ainda que a grade irregular

triangular deve ser armazenada em uma estrutura que permita a fácil recuperação dos triângulos e das relações de vizinhança entre eles. A Figura 2.7 ilustra um MED definido através de uma rede triangular.

Figura 2.6 - Superfície de grade irregular no espaço tridimensional XYZ.



Fonte: Namikawa (2009).

A Tabela 2.4 mostra as principais diferenças entre o modelo de grade regular retangular e o de grade irregular triangular. Para Rosin *et al.* (1993), as grades irregulares triangulares, por utilizarem os próprios pontos amostrados, apresentam resultados quantitativos melhores que os das grades regulares. Além disto, pode-se interpolar os dados de uma grade irregular para criar uma grade regular. Este aspecto é ratificado por Chaves (2002), ao afirmar que se comparada a grade regular, a irregular apresenta algumas vantagens, sendo uma delas a de que "a malha triangular é mais fina em regiões de relevo mais acidentado e mais espaçada em regiões de relevo plano" (p. 18). Outra vantagem está na não utilização de interpoladores e dados e habilidade de incorporar linhas de cristas e drenagens. Por outro lado, a grade irregular tem como desvantagem um processo bem mais complexo e demorado para a geração da superfície que aquele apresentado para a geração da grade regular.

Para Buarque *et al.* (2009), a caracterização física da bacia hidrográfica e do sistema de drenagem constitui uma das etapas iniciais na maioria dos estudos hidrológicos. Incluem-se nesta caracterização tarefas como delimitação da bacia,

determinação da área de contribuição, identificação dos cursos principais, obtenção de características como comprimento, declividade e perfil longitudinal dos rios. Tradicionalmente, tais informações eram preparadas manualmente, a partir de mapas topográficos impressos. Vários estudos procuraram verificar a acurácia dos diversos métodos para a geração de MED em distintas condições de relevo, alguns destes estudos são apresentados a seguir.

Tabela 2.4 - Características do modelo de grade regular e irregular.

Grade regular retangular	Grade irregular triangular
Apresenta regularidade na distribuição espacial dos vértices das células do modelo	Não apresenta regularidade na distribuição espacial dos vértices das células do modelo
Os vértices dos retângulos são estimados a partir das amostras	Os vértices dos triângulos pertencem ao conjunto de amostra
Apresenta problemas para representar superfícies com variações locais acentuadas	Representa melhor superfícies não homogêneas com variações locais acentuadas
Estrutura de dados mais simples	Estrutura de dados mais complexa
Relações topológicas entre os retângulos são explícitas	É necessário identificar e armazenar as relações topológicas entre os triângulos
Mais utilizado em aplicações qualitativas e para análises multiníveis no formato <i>raster</i>	Mais utilizado em aplicações quantitativas

Fonte: Felgueiras (2001).

Pires *et al.* (2005) avaliaram modelos de elevação digitais para fins de estudo e análises em bacia hidrográfica, obtidos por 5 diferentes métodos de interpolação de altitude, dentre eles destaca-se o *Topogrid*, que foi executado em dois diferentes momentos, sendo chamado em um de *Topogrid-1* (condicionado), onde foram utilizados como dados de entrada os pontos cotados e o limite da área, e o outro de *Topogrid-2* (padrão), cujos dados de entrada consistiram em curvas de nível, hidrografia, pontos cotados e limite da área. O *Topogrid-1* foi executado a fim de manter o mesmo padrão nas variáveis de entrada para cada interpolação. Eles

observaram que o MED gerado através do *Topogrid-2* apresentaram os melhores resultados, quando comparados com a hidrografia mapeada. No entanto, em se mantendo o padrão com a entrada da interpolação, o *Topogrid-1* apresenta os melhores resultados. Uma avaliação da performance destes interpoladores de acordo com o tipo de superfície, destacou que para áreas de pouca declividade o *Topogrid* foi superado pelo *Spline* tensionado.

Souza *et al.* (2009), partindo do pressuposto da não convergência na discussão acerca do melhor modelo de elevação a ser utilizado em uma região, uma vez que isto está associado as características da região, realizou uma avaliação da geração de uma grade regular retangular (*Topogrid* - ferramenta *Topo to Raster* do ArcGis) e uma irregular triangular (Através da *Create TIN from features* do ArcGis, método de Delaunay com restrições) para a representação da superfície em uma região de relevo acidentado, com variação altimétrica de 984m, o maciço da Pedra Branca - município do Rio de Janeiro. Foram utilizados como dados de entrada: pontos cotados, curvas de nível, drenagem e limite do maciço. Estes autores segmentaram a região para três classes de declividade, a saber: 0 a 15%, 15 a 30% e >30%. Observaram que, de modo geral, os dois modelos apresentaram boas respostas para baixas declividades, com destaque para o *Topogrid*. Já os maiores erros, para ambos modelos, foram observados para os pontos de controle situados em regiões com as maiores declividades, no entanto, foi o modelo TIN que apresentou maior precisão para as áreas mais acidentadas.

Segundo Fernandes e Menezes (2005), a escolha do melhor método para obtenção de uma MED depende diretamente da aplicação, do tipo de terreno que se queira representar e da disponibilidade dos dados de entrada. Estes autores realizaram um estudo no maciço da Tijuca - RJ, na perspectiva verificar o MED como melhor resultado na representação da região. Para isto, estes autores utilizaram seis métodos de obtenção do MED, sendo o *Topogrid* e o Delaunay com restrição os que apresentaram os melhores desempenhos. Uma verificação, realizada na bacia do rio Carioca, mostrou que o comportamento dos dois modelos foi similar, com desempenho ligeiramente melhor para o modelo de Delaunay com restrição. Também verificaram que, uma comparação do método *Topogrid* e Delaunay com restrição, a cada ponto de controle, demonstrou que este último apresentou melhor

desempenho em especial nas áreas com maior altitude, onde a declividade é mais acentuada e o relevo é mais acidentado.

Racoviteanu *et al.* (2007) utilizaram as curvas de nível, pontos cotados, limite de lagos, rede de drenagem obtidos pela digitalização de mapas topográficos na escala de 1:50000 construídos por meio de aerofotografias. Com estes dados foram elaborados um MED de grade regular (*Topogrid*) com resolução de 30m e outro de grade irregular (TIN) para a área da geleira de Coropuna (6426 msnm), situada na cordilheira Ampato - Sul do Peru. Estes autores encontraram um erro médio quadrático (RMSE) de 14,7 m para o MED-*Topogrid* utilizando 61 pontos de elevação de controle, superando a precisão encontrada com o modelo TIN, que apresentou um RMSE de 22 m. Estes autores também compararam os modelos digitais oriundos do sensor ASTER (30m) e da missão SRTM (90m) com 64 pontos de altitude obtidos através de Sistema de Posicionamento Global (GPS) para áreas não glaciais. Eles encontraram um RMSE de 23,4 m para o MED-SRTM, enquanto que para o MED-ASTER o RMSE foi de 61,2 m, sendo os erros encontrados entre o MED-ASTER e os pontos de controles maiores para áreas com elevações mais acentuadas. Além disto, estes autores, em uma comparação entre as curvas de nível geradas através do MED-ASTER e as curvas de nível oriundas dos dados topográficos, verificaram a existência de um desvio posicional de aproximadamente 300 m em X e 200 m em Y. Para corrigir estes desvios do MED-ASTER foi georeferenciado através de uma imagem ASTER (produto L1A) e com a utilização de 15 pontos homólogos.

2.2.2 Influência da topografia no balanço de radiação

Muitos estudos voltados a estimativa do saldo de radiação não levam em consideração a dinâmica do relevo para a região de interesse. Como já mencionado, muitos modelos ou parametrizações utilizadas para a inferência das variáveis de superfície são baseados na medição de variáveis meteorológicas *in situ*, que apresentam limitações espaciais, sendo esta limitação mais acentuada quanto mais acidentada for o terreno. Por outro lado, os modelos que utilizam imagens de sensoriamento remoto, destacam-se por seu detalhamento na representação

espacial. No entanto, conforme Jiang *et al.* (2015), em geral, os modelos previsto na literatura para a estimativa do saldo de radiação não assimilam os efeitos do terreno sobre a radiação de ondas curtas incidentes à superfície. E esta simplificação retorna erros em áreas montanhosas. Por esta razão, muitos estudos têm sido dedicados a assimilação das características de relevo nas estimativas do saldo de radiação.

Proy *et al.* (1989) afirmaram que a assinatura espectral do solo depende da orientação e declividade da superfície. Desta forma, a topografia deve ser considerada para a correção radiométrica em regiões montanhosas. Estes autores desenvolveram um modelo para a determinação da irradiância total recebida em áreas montanhosas, que considera a orientação da declividade e o efeito de sombreamento para a irradiância direta, bem como a anisotropia da irradiância difusa. O modelo apresentou bons resultados para os pixels iluminados e foi capaz de detectar os pixels com sombreamento.

Gratton *et al.* (1993) propuseram uma metodologia para a estimativa do saldo de radiação na região da geleira do Athabasca, situada nas Montanhas Rochosas Canadenses. Esta metodologia consistiu basicamente de três etapas, sendo elas: 1) procedimento automatizado para a caracterização fisiográfica da superfície através da determinação do tipo de cobertura, elevação, declividade, orientação, perfis horizontais dentre outros; 2) Aplicação de uma correção topográfica aos valores de irradiância obtidos através de um modelo de transferência radiativa, LOWTRAN-6. Os valores de radiância obtidos através dos dados do sensor TM do Landsat 5, foram corrigidos para os efeitos atmosféricos e aplicados no cálculo do albedo da superfície e temperatura de brilho; 3) cálculo diário do saldo de radiação.

Tradicionalmente a obtenção do balanço de onda curta à superfície é oriundo de medidas *in situ* e de sua estimativa a partir de dados mais corriqueiramente monitorados. Em áreas planas e com superfície homogênea a medida realizada pontualmente pode ser extrapolada para uma área. No entanto, para uma região heterogênea ou acidentada esta extrapolação é impossível. De forma geral, na maioria dos casos, onde se considera um modelo de elevação digital, dados de sensoriamento remoto e dados de radiação direta e difusa, para a

estimativa do balanço de radiação de ondas curtas, a acurácia depende de dois aspectos, sendo eles: acurácia dos dados topográficos utilizados nos cálculos das componentes da irradiância total incidente à superfície; simplicidade dos métodos utilizados para o cálculo da irradiância total incidente à superfície. Um exemplo da importância da caracterização topográfica para o balanço de radiação de ondas curtas é dada pela orientação da superfície, que define a quantidade de radiação solar direta incidente (WANG *et al.*, 2000).

Ainda considerando Wang *et al.* (2000), menciona-se que estes autores utilizaram dados multiespectrais do sensor TM-Landsat 5, dados topográficos oriundos de um modelo de elevação digital, medições de campo e o Lowtran 7 para estimativa do balanço de radiação de onda curta. Para estes autores, o cálculo da irradiância incidente à superfície é complexo por duas razões: 1) a irradiância direta varia com o ângulo definido entre o feixe solar e a normal local. Além disto, um terreno adjacente pode sombrear uma localização fazendo com que ela não receba radiação direta; 2) a irradiância difusa incidente à superfície pode ser parcialmente obstruída pelo terreno circundante e pela inclinação da superfície em si. Os dados de radiação de onda curta estimados foram comparados com medidas *in situ* de nove locais distintos. Estes autores observaram que o erro médio em todos os locais apresentaram valores inferiores a 1%.

O estudo realizado por Wang *et al.* (2000) ratifica Gratton *et al.* (1993), os quais mostraram que, para a bacia montanhosa do Athabasca, a irradiância total em áreas sombreadas é composta por cerca de 20 a 25% de irradiância oriunda dos terrenos vizinhos. E mesmo em áreas não-sombradas a composição de sua irradiância total é definida por cerca de 10% de irradiância oriunda de terrenos vizinhos.

Di Pace (2004) utilizou o modelo de elevação digital (MED) associado ao algoritmo SEBAL para a estimativa do saldo de radiação na região de Petrolina-PE, através de dados do sensor TM do Landsat 5. Este autor verificou que o cálculo de radiação de ondas curtas incidente utilizando o MED tende a apresentar valores mais baixos que os obtidos sem a utilização do modelo de elevação digital. Este aspecto foi atribuído ao ângulo zenital, que aparece como uma constante para toda área quando se aplica o SEBAL considerando-se um relevo plano, mas que varia

pixel a pixel quando se adapta este algoritmo para absorção dos fatores topográficos. Nesta mesma abordagem, Di Pace *et al.* (2008) comparam os resultados das variáveis chave para a determinação de Rn estimadas com e sem a utilização do MED. Eles verificaram que os valores do albedo foram mais elevados com MED tanto para área de fruticultura irrigada como para de solo exposto. Já O IVDN permanece praticamente invariável quando se considera ou não a inserção dos fatores topográficos. Aspecto similar é observado para a temperatura da superfície, indicando que a utilização do MED exerce pouca influência na determinação desta variável, considerando-se as condições locais e o uso e cobertura do solo analisados nessa pesquisa. Já uma análise do saldo de radiação instantâneo mostrou uma variação expressiva entre os valores das duas estimativas, como um decréscimo de $\approx 7\%$ para área irrigada e variando entre 1 e 22% para solo exposto, quando se leva em consideração os fatores topográficos.

Facco *et al.* (2009) estimaram o saldo de radiação levando em consideração a exposição do terreno em plantios de eucaliptos e compararam esta estimativa com as condições de topografia plana, na região do vale do rio Doce. Para esta estimativa os autores utilizaram um MED e uma parametrização que assimila o sombreamento, inclinação e orientação das encostas, bem como dados de albedo e meteorológicos. A análise das estimativas mostrou que as regiões com encostas voltadas para o sul (norte) e com maiores inclinações apresentaram menores (maiores) de Rn. Uma comparação com as condições de relevo plano indicou que as encostas com orientações para norte, nordeste e noroeste apresentaram aumento de Rn em relação a sua estimativa na condição de relevo plano. Quanto maiores as inclinações das encostas voltadas para o norte, nordeste e noroeste, maiores foram as variações em relação as condições de relevo plano, com acréscimo de até 40%. Os autores associaram este fato ao movimento aparente do Sol, que na época de avaliação, estava ao norte da microbacia. Já as encostas com orientação para o sul, sudeste e sudoeste apresentaram Rn mais baixos, sendo esta redução de até 70%. Estes autores concluíram que, as diferentes intensidades de inclinação e a sua orientação exerce uma importante influência nos valores diários de saldo de radiação.

Long *et al.* (2010) analisaram os mecanismos físicos que favorecem a variação do balanço de radiação à superfície durante o dia. Em função disto, propuseram uma estimativa do balanço de radiação de ondas longas utilizando dados do sensor MODIS, a bordo das plataformas Terra e Aqua, modelo de elevação digital e alguns dados meteorológicos. Com respeito ao Rnc, introduziram os efeitos topográficos na estimativa da radiação solar direta incidente. Segundo estes autores, a consideração de uma superfície plana para a estimativa da irradiância solar incidente poderia levar a uma subestimativa variando entre 10,6 $W.m^{-2}$ a 17,0 $W.m^{-2}$, quando a declividade é maior que 25%. O modelo geométrico proposto captura as características da irradiância solar direta não apenas utilizando as informações de latitude e declinação solar, mas também absorvendo os fatores do terreno, sendo eles: declividade, azimute e elevação. Sem a consideração destes fatores os resultados não apresentariam a detalhada heterogeneidade espacial e a tendência de variação temporal da irradiância solar direta, e estariam sujeitos a erros grosseiros. Observaram ainda que o balanço de radiação de ondas curtas em áreas montanhosas apresentou valores mais elevados que os observados em áreas planas. Este aspecto é uma resultante da diferença de atenuação atmosférica entre áreas planas e montanhosas. Áreas com maiores elevações correspondem a uma atenuação mais baixa e conseqüentemente dispõe de maior quantidade de radiação de onda curta.

Para avaliação do balanço de radiação de onda longa, Long *et al.* (2010) utilizaram a equação de Penman como referência. A estimativa deste balanço foi realizada sob duas distintas perspectivas, a saber: 1) utilizando apenas uma observação da temperatura da superfície oriunda do MODIS/TERRA; 2) utilizando quatro observações de temperatura da superfície obtidas a partir dos sensores MODIS nas plataformas Terra e Aqua. Os resultados mostraram que, para a estimativa do balanço de ondas longas considerando apenas uma observação de temperatura da superfície, o RMSE foi aproximadamente 40 $W.m^{-2}$. Já considerando as quatro observações de temperatura, o RMSE foi em torno de 13 $W.m^{-2}$, evidenciando a melhor acurácia do segundo método.

Um estudo realizado na Serra da Mantiqueira e no vale do Paraíba do Sul, por Lopes *et al.* (2013), fez uso do modelo global MTCLIM (Simulador de macroclima

montanhoso) para estimativa do saldo de radiação em uma área de relevo acentuado. Estes autores verificaram que a oscilação do saldo de radiação acompanha o relevo local e é fortemente influenciada pelo uso e cobertura do solo. Em áreas de floresta e campos de altitude, os valores de R_n são menores, indicando uma menor quantidade de energia utilizada para o aquecimento do ar e da superfície e maior disponibilidade de energia para os processos de evapotranspiração.

3.0 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área de Estudo

3.1.1 Localização

A bacia do rio Jacarecica está situada no município de Maceió, entre os paralelos 9° 31' 12" S e 9° 37' 48" S e meridianos 35° 4' 8" W e 35° 39' 36" W, fazendo parte da Região Hidrográfica Pratagy (Figura 3.1), cujos rios integrantes são: Reginaldo, Jacarecica, Pratagy, Meirim e Sapucaí (SEMARH-AL, 2015). Esta é uma bacia relativamente pequena, com área de $\approx 25 \text{ km}^2$ e seu canal principal mede cerca de 13 km. Possui um rio perene e constituído por córregos com elevada carga de poluição de esgotos domésticos e industriais. A Tabela 3.1 especifica os bairros que pertencem parcialmente a bacia do rio Jacarecica e sua população.

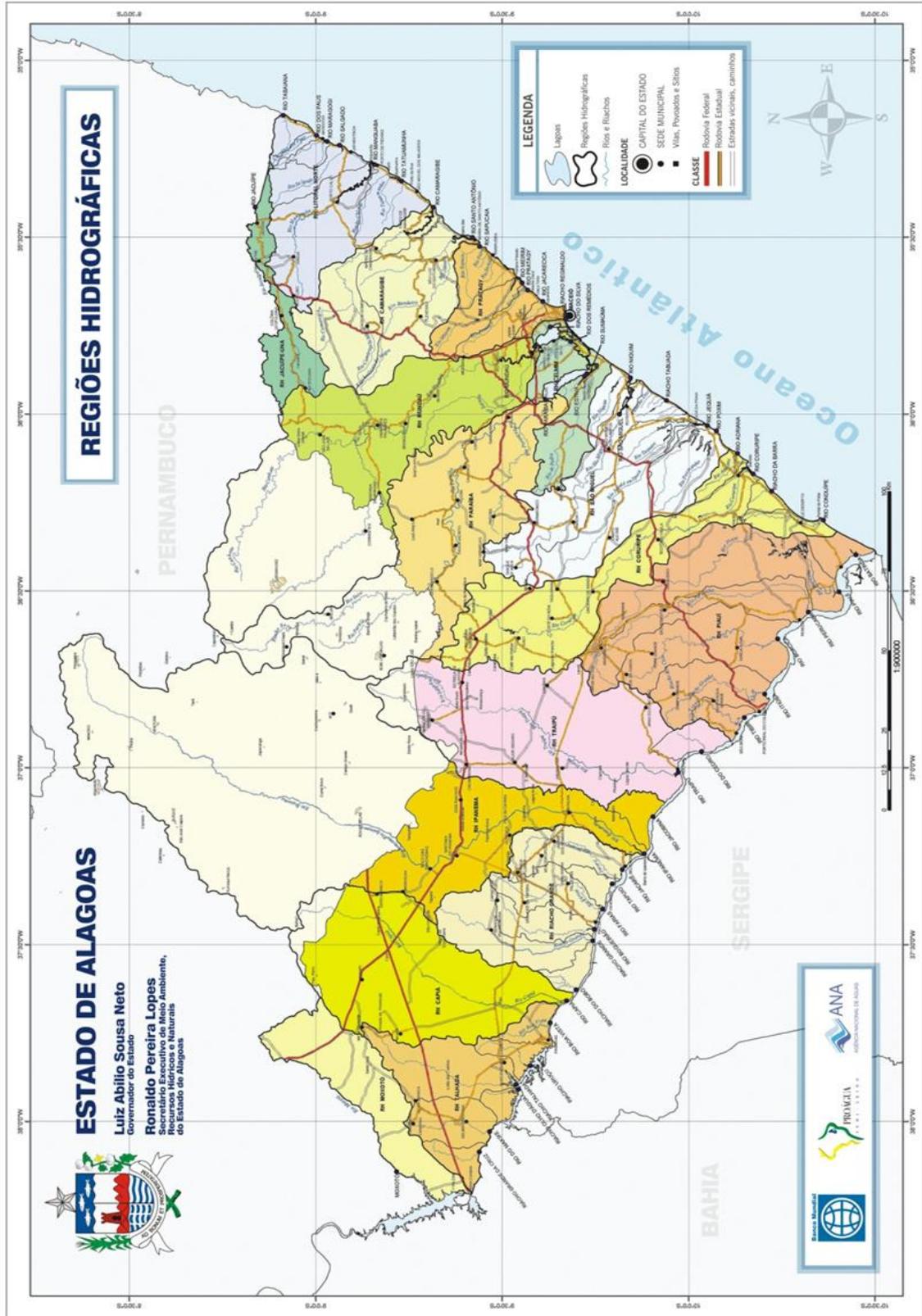
Tabela 3.1 - População residente total, conforme o censo de 2010, nos bairros que se inserem na bacia do rio Jacarecica.

Bairro	Antares	Barro Duro	Benedito Bentes	Jacarecica	São Jorge	Serraria
População	17165	14431	88084	5742	8445	22675

Fonte: IBGE (2015).

A bacia do rio Jacarecica apresenta regiões bastante degradadas e ocupações desordenadas podem ser observadas desde a foz, no oceano Atlântico, até a sua nascente, que, segundo Peplau (2005), está situada próxima ao conjunto residencial Henrique Equelman. A despeito desta ocupação urbana, ainda é possível encontrar diversas regiões com características rurais. Para Agra e Silva Júnior (1998), o rio Jacarecica apresenta declividades elevadas e, por isto atravessa grandes grotas que são formadas pelos processos erosivos. Para Cabral (2011), a erosão dos talwegues ocorre devido a concentração do escoamento em áreas de elevada declividade, bem como devido a ausência de proteção a superfície. A Figura 3.2 mostra a localização da bacia do rio Jacarecica.

Figura 3.1 - Localização da região Hidrográfica Pratagy.



Fonte: SEMARH (2015).

A bacia do Tabuleiro dos Martins tem uma área de $\approx 50 \text{ km}^2$ e é uma bacia endorréica, portanto, não apresenta uma saída natural das águas pluviais, tornando-a propensa a enchentes, em especial em anos anormalmente úmidos (PEPLAU, 2005). Conforme Sá Filho (2010), a região da bacia do Tabuleiro dos Martins envolve total ou parcialmente os bairros Santa Amélia, Tabuleiro dos Martins, Cidade Universitária, Clima Bom, Santa Lúcia, Antares, Santos Dumont e Benedito Bentes. Toda esta região vem sendo amplamente urbanizada com a construção de áreas residenciais e centros comerciais, em especial nesta última década. Uma consequência deste fato é o aumento de áreas impermeáveis, o que dificulta a infiltração e favorece o aumento do escoamento superficial. Conforme Peplau (2005), um fator que acentuou o risco de inundação nesta bacia foi a ocupação de áreas com alto risco de inundação, enquanto plantações podem ser encontradas em áreas de baixo risco. Um exemplo disto é o Distrito Industrial Luiz Cavalcante, situado na área de menor cota da bacia.

Para amenizar os riscos de enchente na bacia do Tabuleiro dos Martins tem sido implantado o projeto de macrodrenagem do Tabuleiro dos Martins. Este projeto foi idealizado pelo Estado de Alagoas e com apoio do governo federal a partir de 1998. Conforme Sá Filho (2010), a microdrenagem deste projeto é definida por estruturas coletoras iniciais tais como bueiros e dutos de ligação. Já a macrodrenagem está relacionada aos grandes troncos coletores, tais como canais e galerias localizadas nos fundos do vale. Peplau (2005) ainda menciona que este projeto conta com 3 lagoas de detenção interligada por canais. A lagoa 1 está situada no Polo Multissetorial Governador Luiz Cavalcante, denominada de lagoa da Coca-cola; a lagoas 2 está situada na área urbana do conjunto Graciliano Ramos; já a lagoa 3 está localizada em área urbana do conjunto Salvador Lira.

O projeto de macrodrenagem da bacia do Tabuleiro dos Martins prevê que as águas da lagoa 1 escoem para a lagoa 3 em tubulações e valas. Já a descarga da lagoa 2 para a 3 se dá por meio de uma tubulação de 450m de extensão e 1,70m de diâmetro até a avenida Menino Marcelo e, a partir deste ponto, é complementada por uma manilha de concreto com diâmetro de 1m. As águas da lagoa 3 devem escoar através de um túnel de 2150m de extensão e 3,0m de diâmetro até a Grotta da Alegria, e a partir deste ponto escoam por um córrego até o rio Jacarecica

(ALAGOAS, 1998 *apud* CABRAL, 2011). A Figura 3.3 mostra a localização do ponto lançamento de águas do projeto de macrodrenagem da bacia do Tabuleiro do Martins na bacia do rio Jacarecica.

Figura 3.2 - Localização da bacia do rio Jacarecica no município de Alagoas.

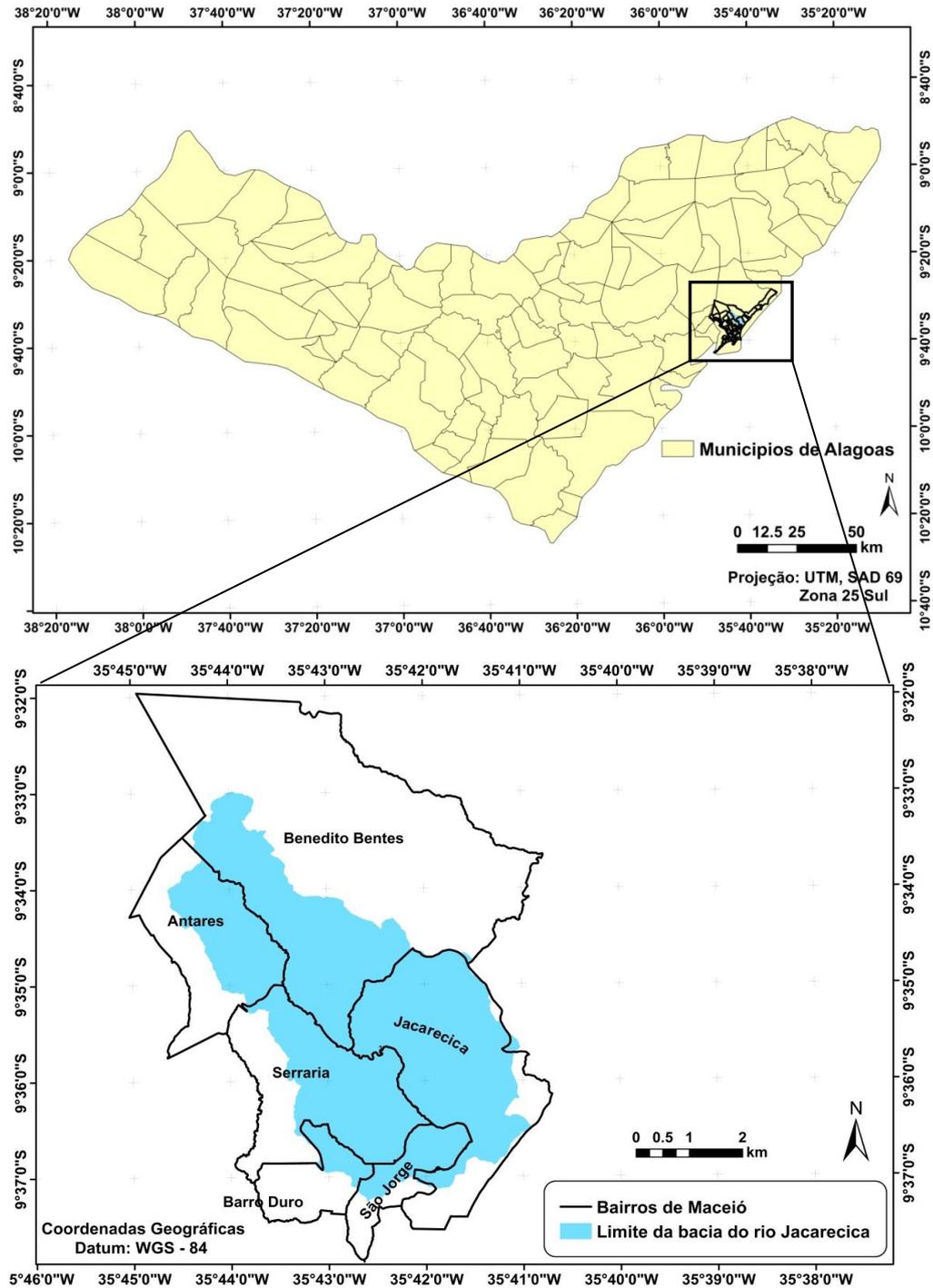
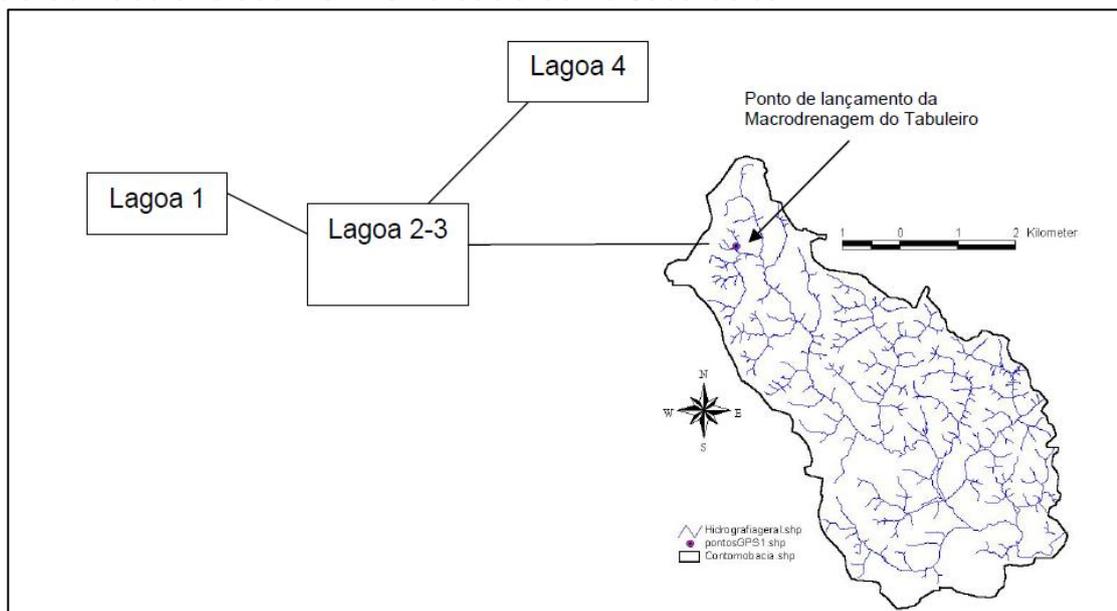


Figura 3.3 - Ilustração do ponto de lançamento das águas da macrodrenagem da bacia do Tabuleiro dos Martins na bacia do rio Jacarecica.



Fonte: PEPLAU (2005).

3.1.2 Características climáticas e ambientais

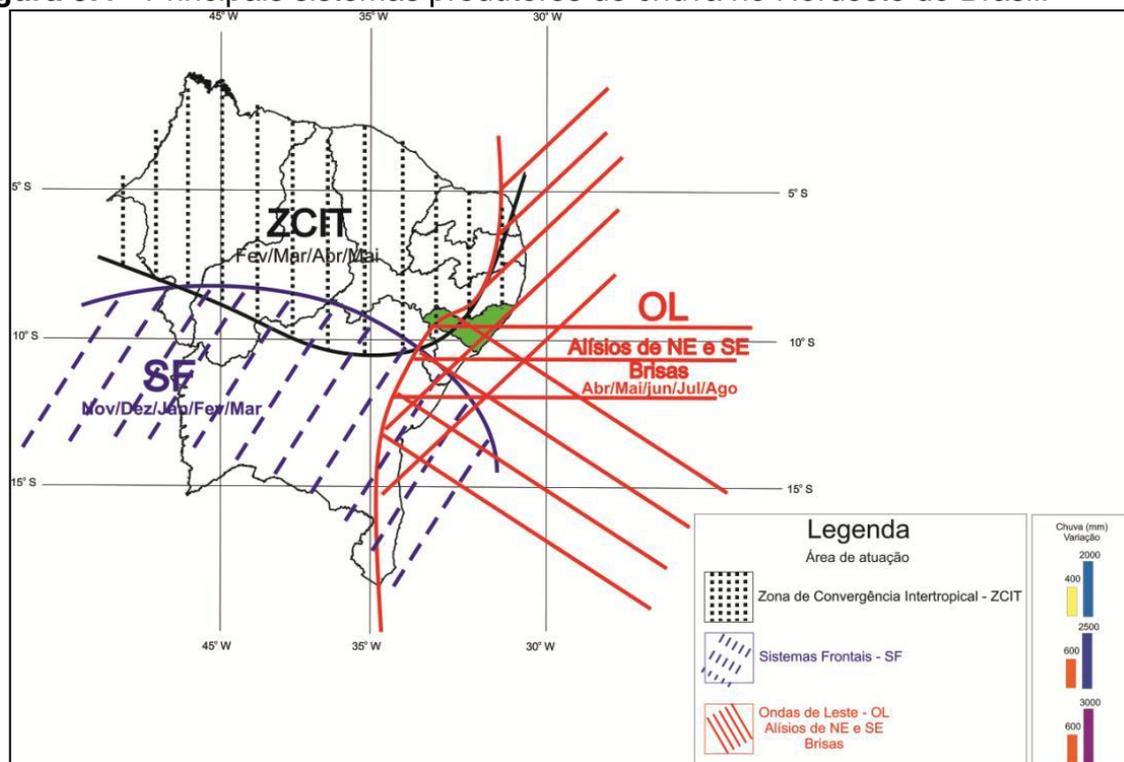
3.1.2.1 Clima

O município de Maceió, segundo a classificação de Köppen (1948), possui um clima tropical chuvoso com verão seco e estação chuvosa entre os meses de abril a agosto. O tempo nesta região é prioritariamente modificado pela incidência de precipitação pluviométrica e apresenta baixa amplitude de temperatura.

Molion e Bernardo (2002) verificaram quais os principais mecanismos produtores de chuva na costa leste do Nordeste Brasileiro, e, portanto, envolvendo a área da bacia do rio Jacarecica. Segundo eles, a uma zona de convergência que se instala sobre a costa leste do NE (ZCEN) sendo o principal produtor de chuva para esta região, em especial para o período de abril a julho. A umidade que converge sobre o continente e oriunda do oceano Atlântico alimenta ZCEN. Assim, quando ocorrem anomalias positivas da temperatura da superfície do mar, o transporte de umidade é maior e a ZCEN é mais intensa. Para Silva *et al.* (2011), as perturbações ondulatórias de leste caracterizam o mecanismo mais importante em mesoescala

para a produção de chuva nesta região. Molion e Bernardo (2002) afirmaram que quando os ventos alísios entram em fase com as brisas terrestre podem se intensificar e produzir chuvas mais intensas na região costeira. A Figura 3.4 ilustra a abrangência de atuação de diversos mecanismos produtores de chuva na região do Nordeste Brasileiro.

Figura 3.4 - Principais sistemas produtores de chuva no Nordeste do Brasil.



Fonte: Adaptado de Nobre (1986) e Molion e Bernardo (2002) apud Barros *et al.* (2012).

Para um melhor entendimento das características climáticas na região de Maceió, são apresentadas nas Figuras 3.5 e 3.6 as oscilações mensais das variáveis meteorológicas ao longo de trinta anos para estação convencional de Maceió, situada no campus da Universidade Federal de Alagoas. Os dados da normal climatológica foram obtidos através do Instituto Nacional de Meteorologia, <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>>.

Os valores de temperatura do ar média, mínima e máxima seguem o mesmo comportamento médio anual e decrescem a partir de março até agosto, quando atinge seu mínimo de aproximadamente 24°C, note-se que nesta época o Sol está no hemisfério norte, o que promove um menor recebimento de energia solar no

hemisfério sul, sendo isto mais acentuado quanto mais distante estiver a região de estudo em relação ao equador. O máximo da temperatura média do ar pode ser observado entre os meses de janeiro e fevereiro ($26,5^{\circ}\text{C}$), indicando uma amplitude térmica de aproximadamente 3°C . A pressão atmosférica oscila de $1004,4$ hPa (março) a $1009,0$ hPa (agosto), sendo o período com maiores valores de pressão compreendido entre maio e agosto. O comportamento da pressão atmosférica segue um padrão inverso daquele observado para a temperatura do ar, que entre os meses de maio a agosto apresenta valores mais baixos. Os valores de umidade relativa se elevam a partir de janeiro, sendo os meses de abril a julho os que apresentam maior umidade relativa, com máximo de $82,6\%$ (maio). A amplitude anual desta variável é de $\approx 8\%$.

A insolação apresenta valores mínimos entre os meses de junho e julho e máximo em novembro, correspondendo a aproximadamente 275 h/mês. A curva de evaporação, de maneira geral, apresenta um comportamento similar ao observado para insolação, com mínimos em torno de 73 mm/mês entre os meses de maio e junho e máximo de ≈ 118 mm/mês, entre os meses de dezembro e janeiro.

Um das variáveis mais importantes em estudos ambientais, especialmente no contexto de bacias hidrográficas, é a precipitação pluviométrica. Em Maceió pode-se observar que os totais pluviométricos mensais tendem a um aumento a partir de fevereiro até maio, quando apresenta seu máximo de aproximadamente $382,0$ mm. Vale destacar que o total de chuva observado entre o período de abril e julho, que é definido como a quadra chuvosa desta região, corresponde a aproximadamente 63% do total pluviométrico anual. A precipitação anual esperada nesta região é de ≈ 1997 mm.

A velocidade do vento é mínima em abril, com valor de ≈ 3 m/s (vento de sudeste - SE), e máximo de $4,48$ m/s em novembro (leste - E). Em termos médios, a direção predominante do vento é de SE, entre os meses de abril a setembro, e de E entre outubro e março.

Figura 3.5 - Normais climatológicas (1961-1990), para a estação de Maceió, da (a) temperatura do ar, (b) pressão e umidade relativa do ar, (c) insolação e evaporação.

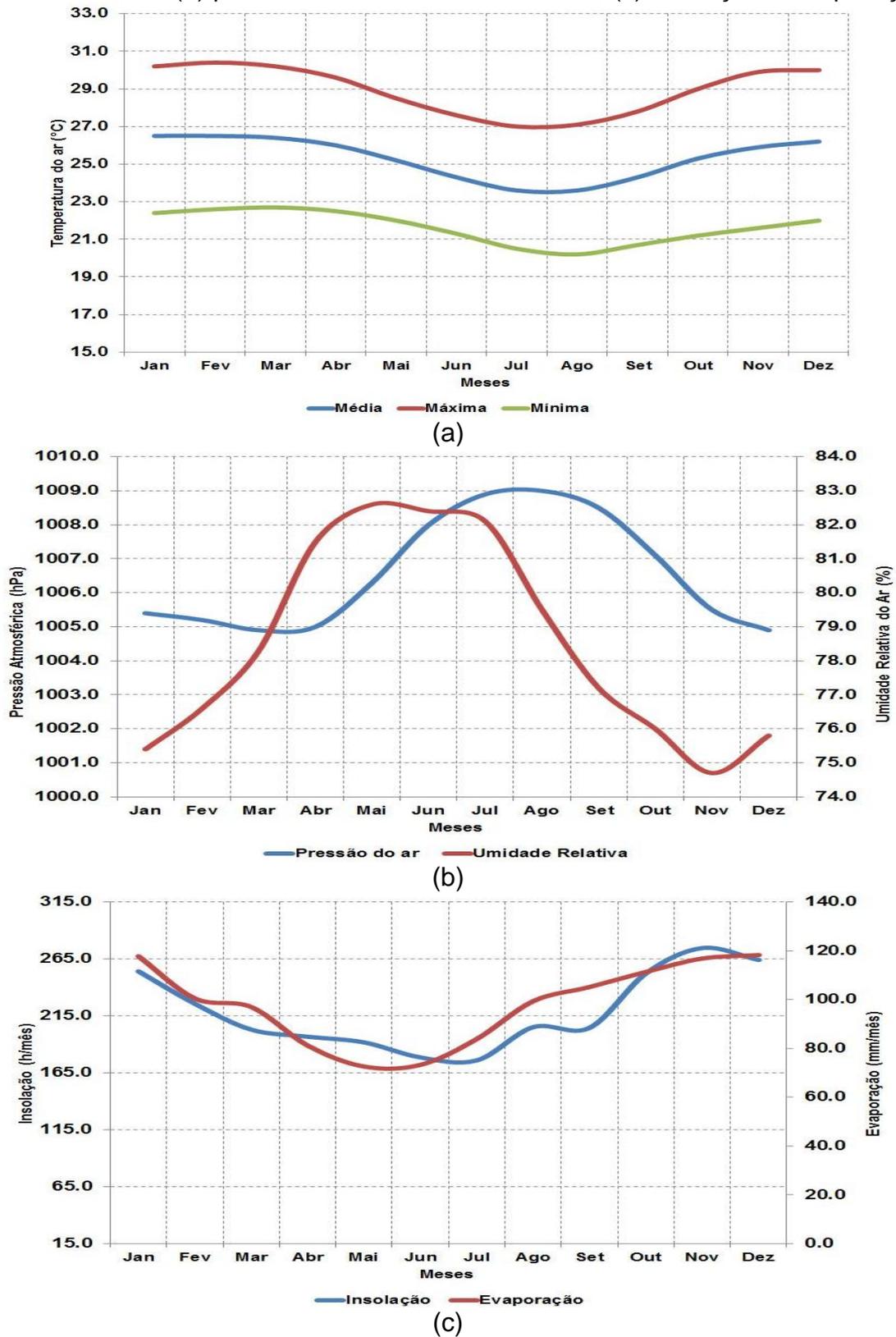
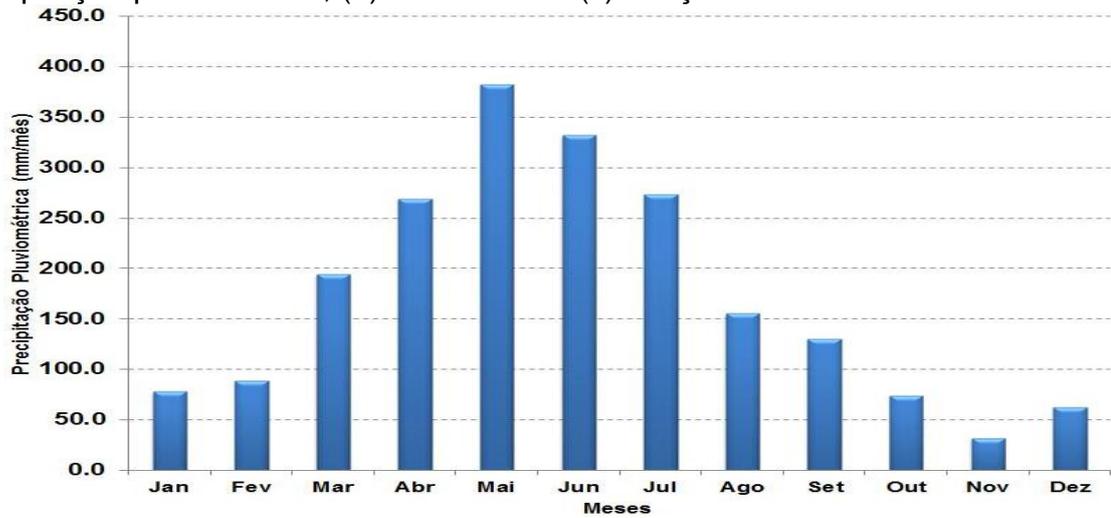
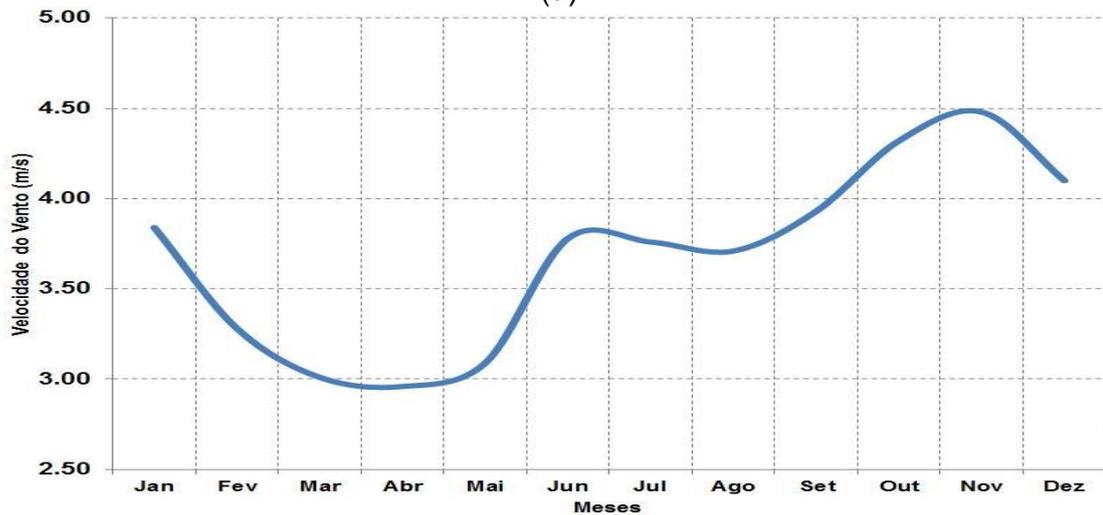


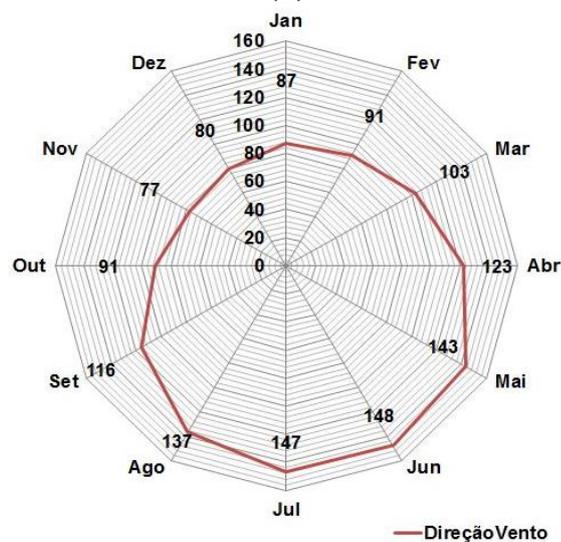
Figura 3.6 - Normais climatológicas (1961-1990), para a estação de Maceió, da (a) precipitação pluviométrica, (b) velocidade e (c) direção do vento.



(a)



(b)

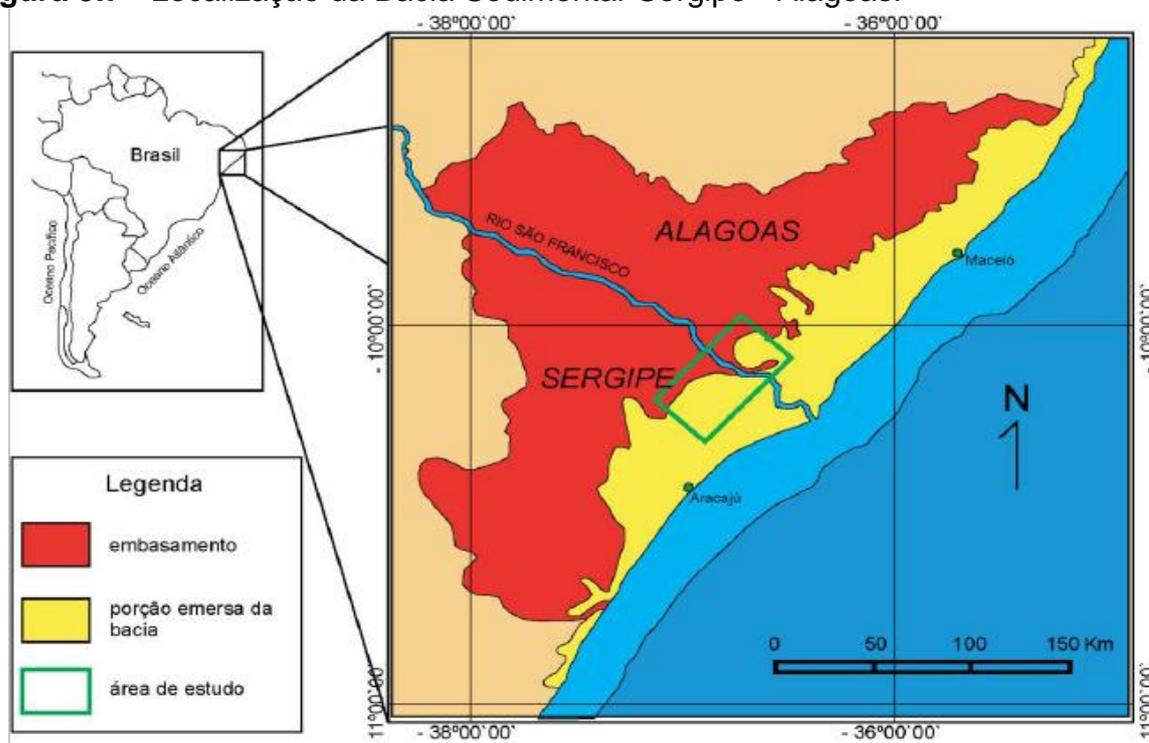


(c)

3.1.2.2 Características ambientais

A bacia hidrográfica do rio Jacarecica está situada na Bacia Sedimentar Alagoas - Sergipe, localizada na costa leste do Nordeste brasileiro, em torno das latitudes 9 e 10°30' S. Esta bacia sedimentar apresenta-se como uma calha alongada na direção NE-SW, conforme mostra a Figura 3.7. Para Aquino e Lana (1990 apud CUNHA, 2010), esta bacia sedimentar divide-se em dois compartimentos: norte, denominada de sub-bacia Alagoas; sul, denominado de sub-bacia Sergipe.

Figura 3.7 - Localização da Bacia Sedimentar Sergipe - Alagoas.

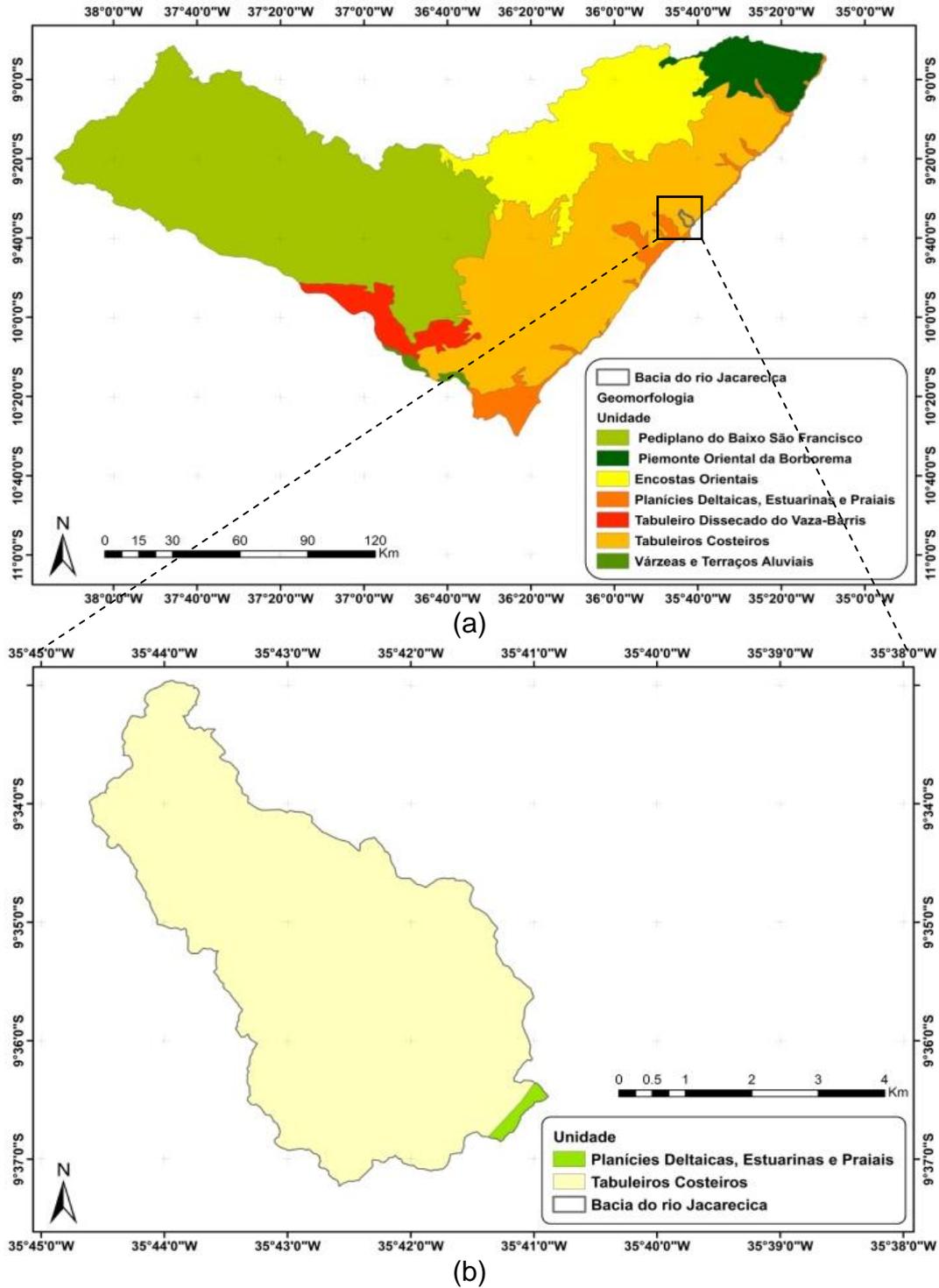


Fonte: Cunha (2010).

A região metropolitana de Maceió apresenta uma geomorfologia bem definida por duas unidades: os tabuleiros costeiros e a planície litorânea. A Figura 3.8 mostra a distribuição morfológica sobre a bacia do rio Jacarecica. Os tabuleiros costeiros acompanham o litoral de todo o Nordeste, com altitude média variando entre 50 e 100 metros. Compreendem platôs de origem sedimentar, que apresentam grau de entalhamento variável, desde vales estreitos com encostas abruptas a abertos com

encostas suaves e fundo com amplas várzeas (EMBRAPA, 2005). Para Jacomine *et al.* (1975), os tabuleiros costeiros são morfologicamente muito uniformes, porém com grande variação da granulometria de sedimentos.

Figura 3.8 - Geomorfologia do estado de Alagoas (a), com ênfase para a bacia do rio Jacarecica (b).

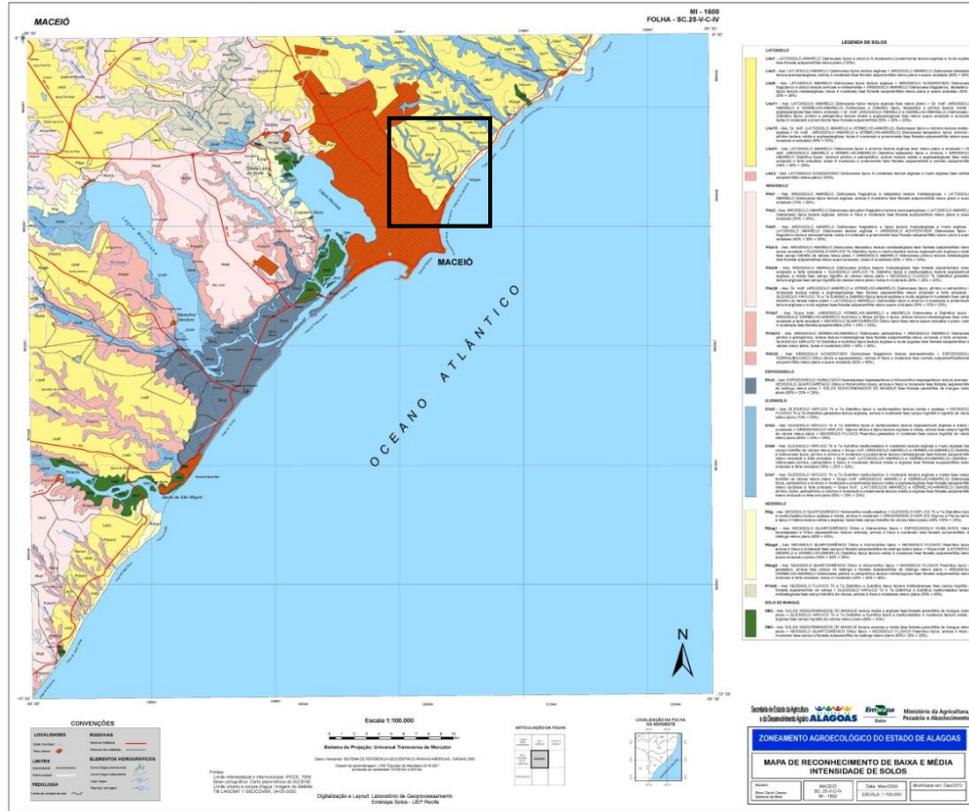


Conforme IMA (2010), os tabuleiros costeiros formam topos planos e ligeiramente planos, recortados por falésias e encostas de origem Terciária bastante erodidas e dissecadas pelos rios que fluem para o oceano Atlântico. Ao sul de Maceió os tabuleiros são mais planos, e na maioria dos casos termina abruptamente em falésias vivas juntas ao oceano. Ao norte de Maceió, os tabuleiros se apresentam mais movimentados e formam uma sucessão de morros, e as falésias, em geral, estão mais distantes do mar.

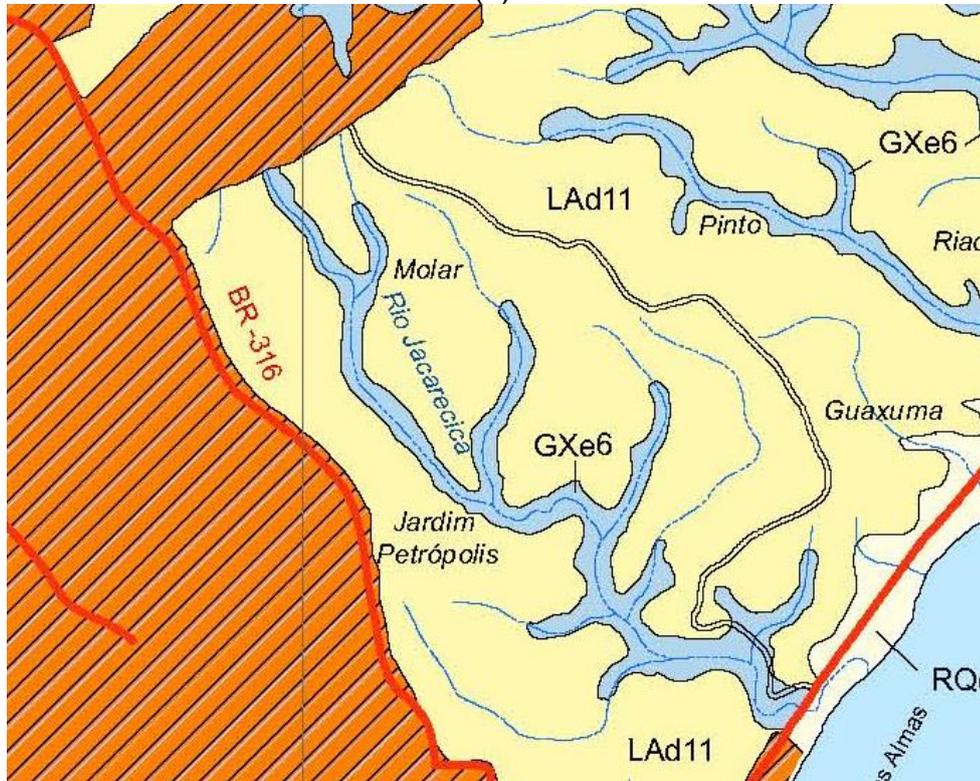
Já a baixada litorânea ou planície sedimentar acompanha a orla marítima, onde estão incluídas restingas, dunas e mangues. Os solos são formados por sedimentos arenoquartzosos, caracterizados pela baixa fertilidade e capacidade de armazenamento de água (EMBRAPA, 2005). Complementando, segundo IMA (2010), a baixada litorânea é formada por terraços marinhos, praias e restingas, compreendendo uma faixa estreita paralela ao oceano Atlântico, onde se localizam os estuários de vários rios que para ele fluem.

A Embrapa (2015) realizou um Zoneamento Agroecológico de Alagoas (ZAAL). Como um dos produtos deste projeto, foi gerado o mapa de solos recobrimdo topo Estado de Alagoas. A Figura 3.9 apresenta a carta Maceió do ZAAL. Pode-se observar que, para a área da bacia do rio Jacarecica, os solos que se apresentam são: Neossolo quartzarênico órtico e hidromórfico típico + Neossolo flúvico (RQog4), Latossolo amarelo (LAd11), predominante nesta bacia hidrográfica, e Gleissolo Háplico (GXe6).

Figura 3.9 - Mapa de solos para a região de Maceió-AL (a), com destaque para a bacia do rio Jacarecica (b).



(a)



(b)

Fonte: EMBRAPA (2015).

3.2 Dados Utilizados

3.2.1 Dados de sensoriamento remoto

3.2.1.1 Imagens do Landsat 5

Para o desenvolvimento desta pesquisa foram utilizadas duas imagens do sensor TM (*Thematic Mapper*) do satélite Landsat 5, adquiridas através da Divisão da Geração de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Estas imagens são compostas por sete bandas espectrais, com comprimentos de onda que variam do visível ao infravermelho termal.

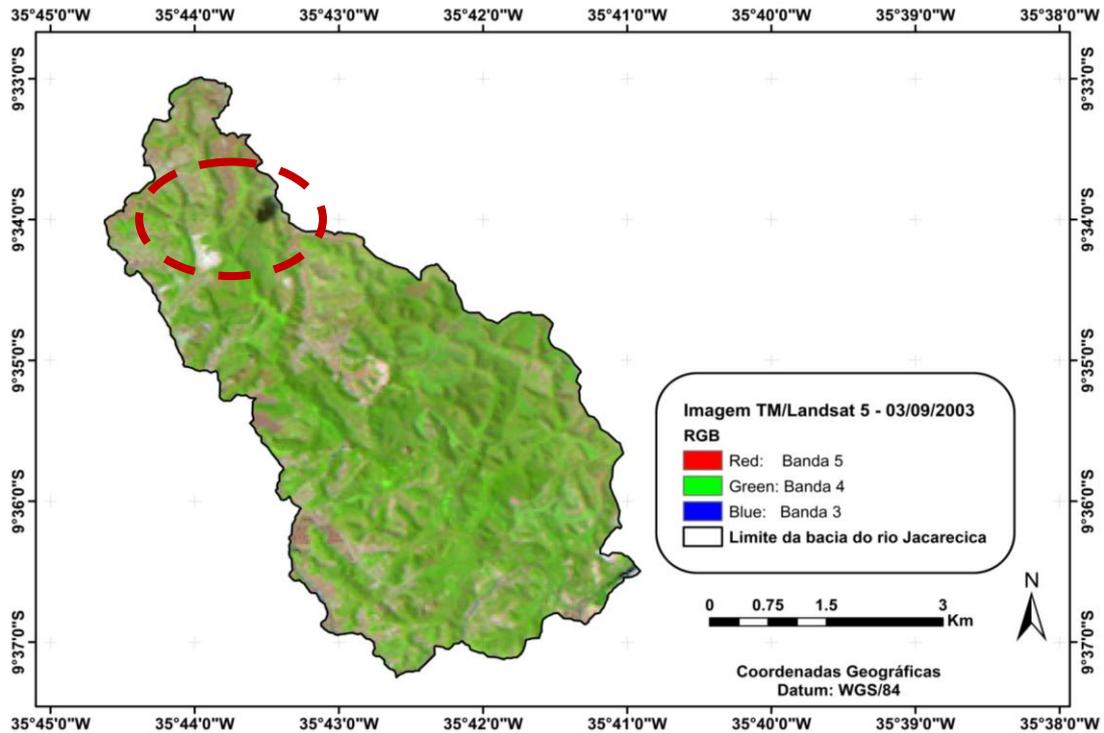
A resolução espacial destas imagens é de 30 m, exceto para a banda 6 (infravermelho termal), cuja resolução é de 120 m. O tamanho da cena do Landsat 5 é de aproximadamente 185 km x 185 km. No entanto, estas imagens foram enquadradas na área de interesse, resultando em um retângulo com as seguintes coordenadas: Canto inferior esquerdo (9° 37' 24,7379" S e 35° 44' 55,8799" W) e canto superior direito (9° 32' 35,8739" S e 35° 40' 56,6592" W), datum WGS-84.

Este enquadramento foi realizado utilizando o pacote computacional licenciado *Erdas Imagine 2011*. Toda manipulação das imagens e execução do SEBAL foi realizada considerando o sistema de projeção UTM (*Universal Transversa de Mercator*) e o datum WGS-84 (*World Global System*).

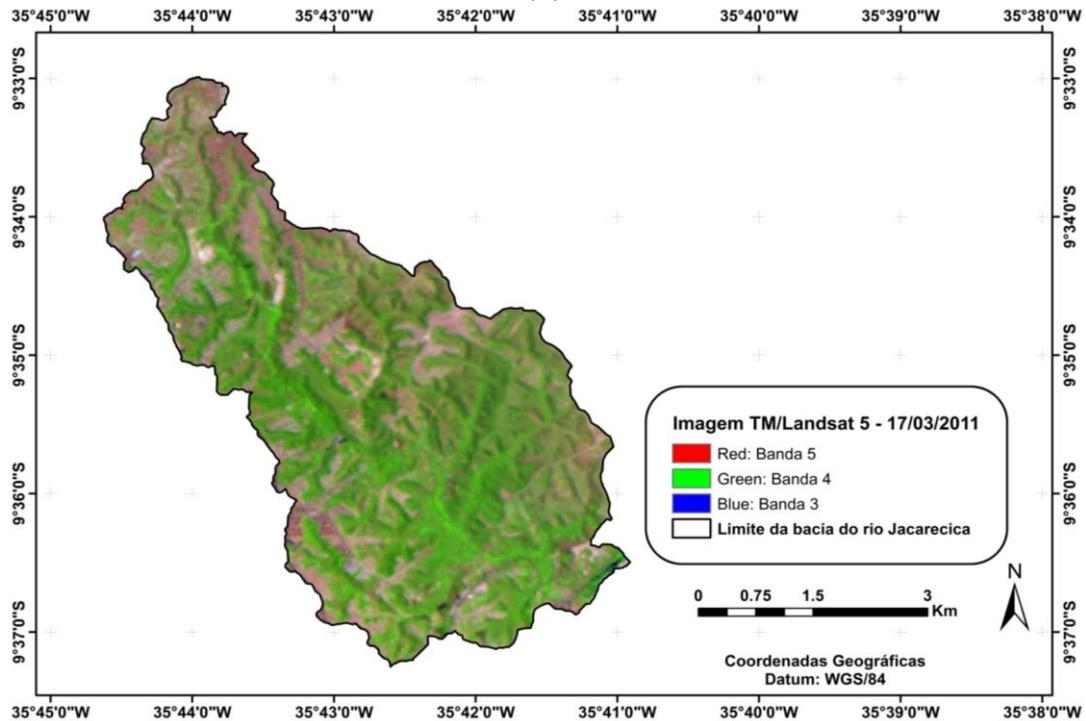
Estas imagens orbitais correspondem a passagem do TM-Landsat 5 nos dias 03/09/2003 (dia 246 do calendário Juliano) e 17/03/2011 (dia 76 do calendário Juliano), em torno de 12h07min (GMT) e 12h20min (GMT), respectivamente. Estas imagens são referentes ao órbita/ponto 214/67. A região de Maceió, por ser uma região costeira, em geral apresenta dias com bastante nebulosidade, o que dificulta a utilização de técnicas de sensoriamento remoto. Por esta razão, as datas selecionadas para o desenvolvimento desta pesquisa corresponderam a dias com menor percentual de nuvem sobre a área de interesse. A Figura 3.10 representa a área de estudo utilizando a composição RGB 5, 4 e 3 do sensor TM-Landsat 5 para

03/09/2003 e 17/03/2011. A elipse trastejada em vermelho indica uma área com presença de nuvem e sombreamento.

Figura 3.10 - Bacia do rio Jacarecica com composição RGB das bandas 5, 4 e 3 do sensor TM-Landsat 5 para os dias (a) 03/09/2003 e (b) 17/03/2011.



(a)



(b)

3.2.1.2 Modelo de elevação digital (MED)

A proposição inicial do algoritmo SEBAL é a sua implementação em áreas aproximadamente planas. No entanto, como já discutido anteriormente, muitas pesquisas têm voltado a sua atenção a assimilação das características topográficas na estimativa do saldo de radiação à superfície (DI PACE, 2004).

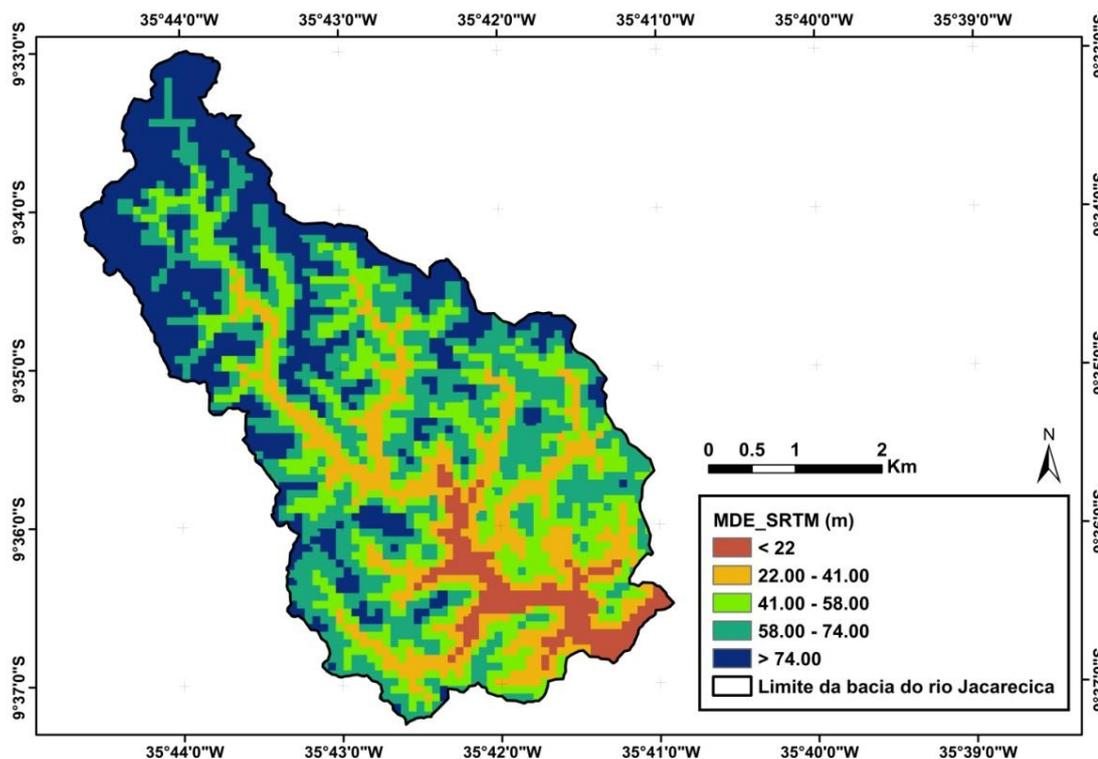
Assim, nesta pesquisa foi utilizado o MED obtido a partir da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Segundo Rabus *et al.* (2003), o SRTM é um projeto conjunto entre a NASA (Agência Espacial Norte-Americana), a NIMA (Agência de Imageamento e Mapeamento Norte-Americana), a DLR (Agência Espacial Alemã) e a ASI (Agência Espacial Italiana), cujo objetivo era mapear o relevo da área continental da Terra utilizando interferometria por radar de abertura sintética entre as áreas situadas a 60° de latitude norte e 57° de latitude sul, aproximadamente 80% da superfície terrestre.

Os dados SRTM foram coletados com uma resolução espacial aproximada de 1 arco de segundo, que corresponde a ≈ 30 m no equador. No entanto, os dados brutos foram processados pela NASA e reamostrados para 90 m para toda região exceto para os Estados Unidos. Dessa forma, inicialmente os dados do SRTM para o Brasil era disponibilizado com pixel de tamanho de 90 m x 90 m. Só bem recentemente, a partir de 24/09/2014 (USGS, 2015), começaram a ser disponibilizados os primeiros blocos de dados mais detalhados (1 arco de segundo) da elevação da superfície obtidos pela missão SRTM. Ainda segundo Rabus *et al.* (2003), o produto final possui uma precisão vertical de ± 16 m e horizontal de ± 20 m. Para o Brasil, segundo Rodriguez *et al.* (2006, apud GROHMANN *et al.*, 2008), a precisão vertical e horizontal são de aproximadamente 6,2 m e 9,0 m, respectivamente.

Nesta pesquisa foram utilizados os dados com resolução espacial de 3 arcos de segundo (≈ 90 metros), uma vez que, para a data da disponibilização dos dados com resolução mais detalhada a implementação do SEBAL já havia sido realizada. O MED-SRTM é georreferenciado ao datum WGS 84, com coordenadas geográficas, e disponibilizado no formato *Geotiff*. Este modelo foi obtido através do endereço eletrônico da USGS/NASA, <<http://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>>.

A Figura 3.11 mostra o modelo de elevação digital SRTM para a área da bacia do rio Jacarecica.

Figura 3.11 - Modelo digital para a bacia do rio Jacarecica obtido através da missão SRTM.



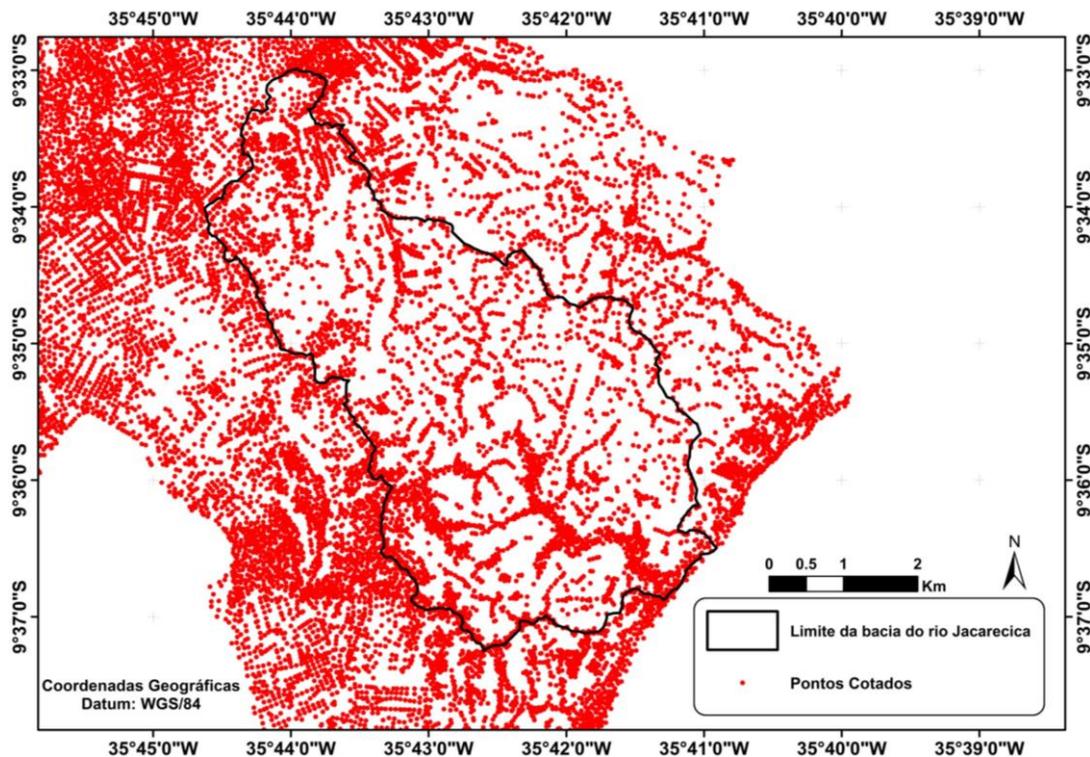
3.2.2 Base cartográfica

Com a finalidade de obter um melhor detalhamento da superfície na bacia do rio Jacarecica, que é uma bacia relativamente pequena com área de $\approx 25 \text{ km}^2$, optou-se pela construção de um modelo de elevação digital com melhor resolução espacial. Para tanto, foram utilizados os dados de altitude oriundos da base cartográfica de Maceió, cedida pela prefeitura deste município no formato próprio do pacote computacional *AutoCad* (DWG). Segundo Schuler e Araujo (2010), a elaboração da base cartográfica na escala de 1:2000 se deu através de um levantamento aerofotogramétrico realizado pela empresa Esteio Engenharia e Aerolevantamentos S.A. em 1997 e restituição estereofotogramétrica.

Os dados da base cartográfica são apresentados segmentados por bairros da cidade de Maceió e definindo arquivos DWG contendo as informações de pontos

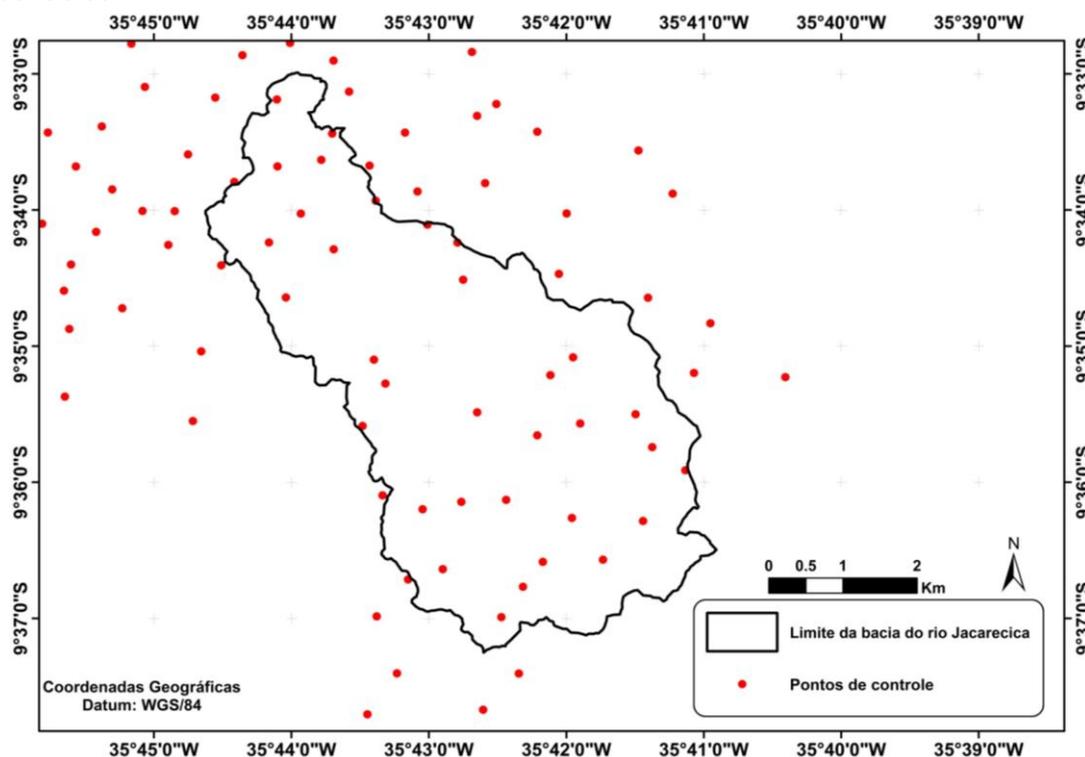
cotados (metros), que foram utilizados no processo de interpolação para a geração do MED para a área de interesse. Os pontos cotados são representados com uma projeção UTM, zona 25, referente ao datum SAD69 (*South American Datum 1969*). A distribuição dos pontos cotados utilizados nesta pesquisa é mostrada na Figura 3.12.

Figura 3.12 - Pontos cotados utilizados para a geração do MED na bacia do rio Jacarecica.



Destaque-se que, do total de pontos cotados disponível, foram selecionados aleatoriamente 100 (cem) pontos, que não participaram do processo de interpolação, e foram chamados de pontos de controle, utilizados para o processo de verificação da precisão do modelo de elevação digital. A Figura 3.13 mostra a distribuição dos pontos de controle para a geração do MED na bacia do rio Jacarecica. É importante mencionar que o modelo digital oriundo da USGS/NASA será chamado de MED-SRTM, enquanto o gerado nesta pesquisa será chamado de MED-Cotado.

Figura 3.13 - Pontos de controle utilizados para validação do MED na bacia do rio Jacarecica



3.3 Metodologia

3.3.1 Geração do modelo de elevação digital (MED)

Os procedimentos metodológicos gerais para o desenvolvimento desta pesquisa bem como os procedimentos metodológicos para obtenção do modelo de elevação digital para a bacia do rio Jacarecica, a partir de pontos cotados, são ilustrados no fluxograma apresentado na Figura 3.14 e 3.15.

Um modelo de elevação digital foi inicialmente elaborado para a bacia do rio Jacarecica no âmbito do projeto de pesquisa fomentado pelo CNPq. No entanto, nesta pesquisa o MED foi reconstruído considerando os seguintes aspectos: inserção de novos bairros que compõem o entorno da bacia, alterando, assim, o tamanho amostral de pontos cotados utilizados na interpolação; estabelecimento de uma malha 6 vezes melhor que a do MED-SRTM utilizado nesta pesquisa, ou seja, uma grade de 15 x 15m, diferente daquela utilizada na construção do MED no

âmbito do projeto CNPq, mas considerada adequada para representação das nuances do relevo na bacia do rio Jacarecica; extração de um conjunto de pontos de controle, que não participaram do processo de interpolação, mas foram utilizados para verificação da acurácia do MED construído, aspecto este não considerado na geração do MED no âmbito do referido projeto de pesquisa. Em suma, optou-se pela reconstrução do MED a partir de pontos cotados com a finalidade de melhor controlar os dados de entrada que representam os fatores topográficos para a estimativa do saldo de radiação através do SEBAL.

Para a construção do MED-Cotado foi utilizado o pacote computacional licenciado *ArcGis* 10.1. O processo iniciou-se com a extração dos pontos com valores de elevação constantes nos arquivos DWG da base cartográfica, tanto dos bairros inseridos nesta bacia como nos situados no entorno. Com isto foi possível a criação de arquivos vetoriais, no formato *shapefile* (SHP), por bairro. A etapa seguinte foi definida pela junção de todos os *shapefiles*, gerados anteriormente, utilizando-se a ferramenta *Merge* da extensão *Data Management Tools* do *ArcGis*, permitindo a geração de um arquivo único de pontos cotados no formato SHP. Este arquivo foi, então, examinado e editado para garantir que as informações constantes fossem relativas apenas a pontos com elevação.

Após este processo, foram selecionados aleatoriamente 100 pontos do arquivo único de pontos cotados. A fixação destes 100 pontos para validação do MED-Cotado foi definida a partir do nível de confiança de 95%, da margem de erro considerada (6 m) e do desvio padrão da população. Com estes elementos a quantidade mínima seria de 95 pontos (CALLEGARI-JACQUES, 2004). Estes pontos de controle não participaram do processo de geração do MED e foram utilizados para o cálculo de medidas de erros, sendo eles o erro médio quadrático (RMSE) e erro médio absoluto (MAE), dados conforme as expressões 3.1 e 3.2 (CHAI e DRAXLER, 2014), respectivamente.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2} \quad (3.1)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |O_i - E_i| \quad (3.2)$$

onde: O_i e E_i são os valores observados (pontos de controle) e estimado (MED-Cotado), respectivamente e n é o tamanho amostral, neste caso 100.

Passou-se a geração propriamente dita do MED-Cotado. Para isto, os pontos cotados foram interpolados utilizando-se a ferramenta *Topo to Raster* da extensão *3D Analyst Tools* do software *ArcGis 10.1*, que permite a geração de uma superfície retangular regular.

Figura 3.14 - Fluxograma metodológico para a estimativa do saldo de radiação utilizando modelos de elevação digitais.

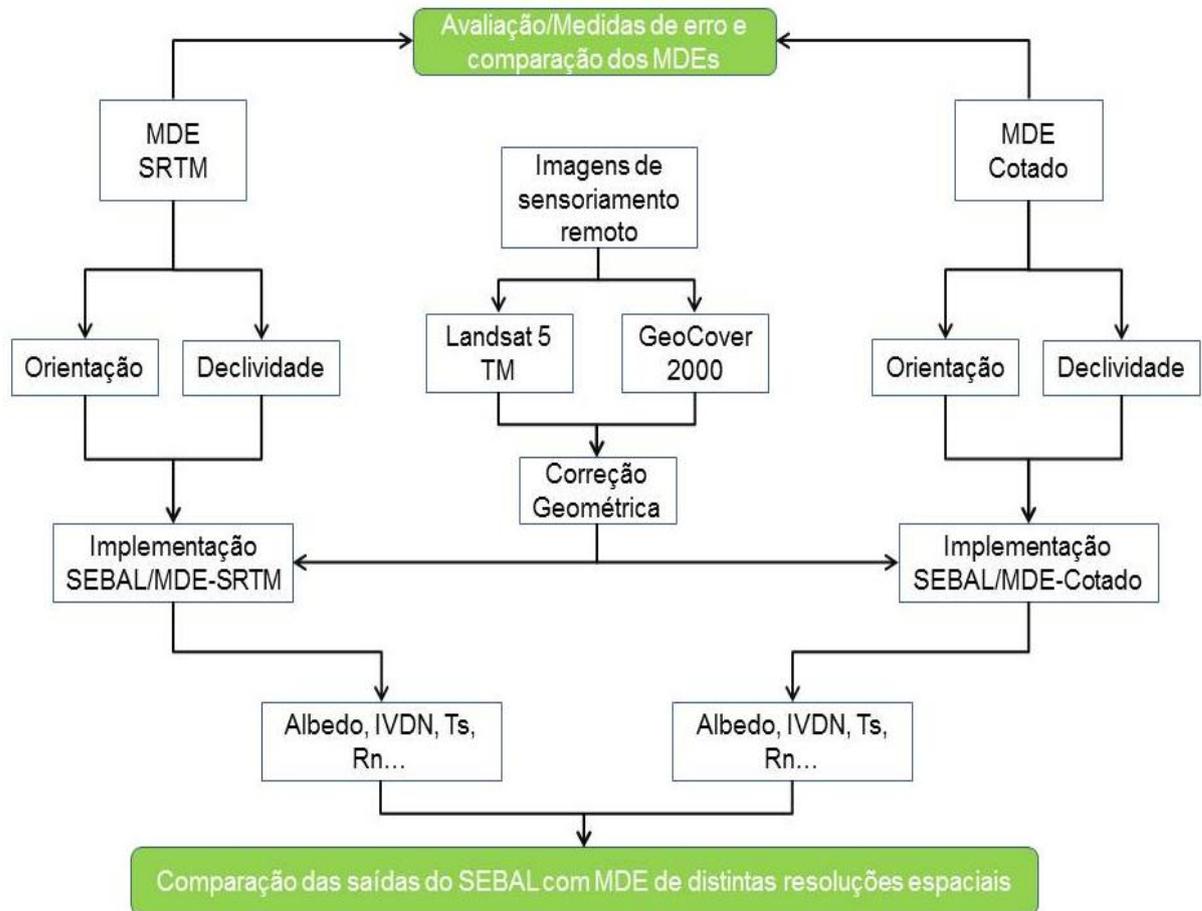
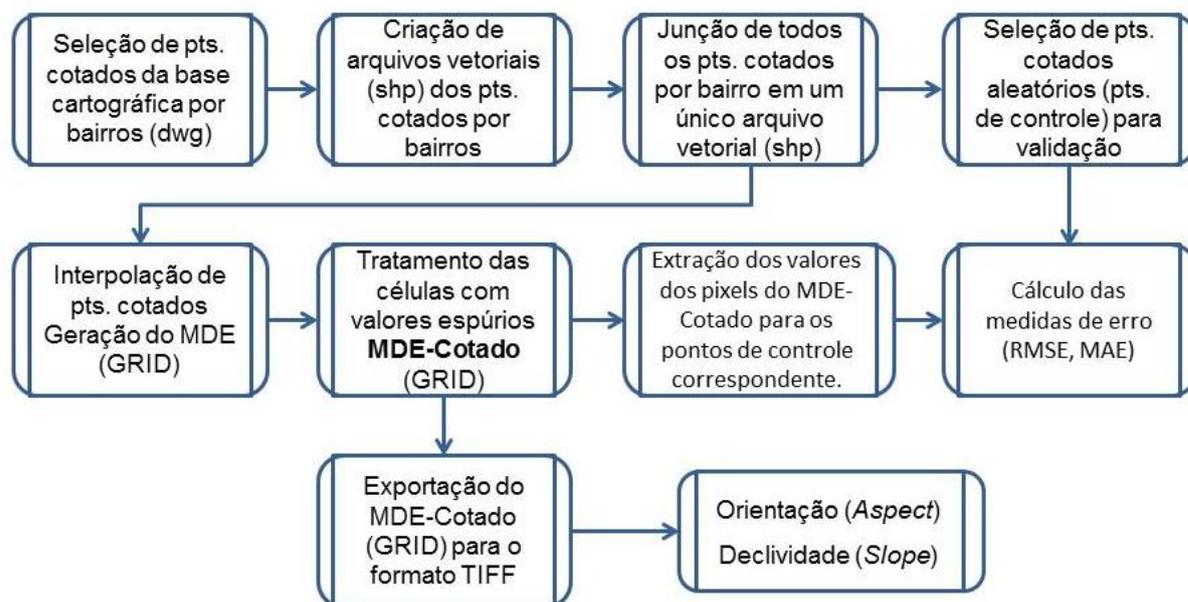


Figura 3.15 - Etapas para a geração do MED a partir dos pontos cotados na bacia do rio Jacarecica.



Segundo Souza *et al.* (1997), a aplicação da ferramenta *Topo To Raster* permite a obtenção de um MED com boa resolução especialmente para uma área não acidentada. Uma avaliação prévia do MED-SRTM para a área de estudo mostrou que as elevações assumiram valores entre 0 e 98 m, com desvio padrão de aproximadamente 21 m. Embora se observe movimentações no relevo elas não foram consideradas acentuadas e por esta razão optou-se pelo modelo de grade regular nesta pesquisa.

Após a aplicação do interpolador, a superfície gerada foi analisada para a verificação da existência de pixels com valores espúrios. Para isto foi utilizada a ferramenta de preenchimento de depressões (*FILL*), presente no módulo *Hydrology* da extensão *Spatial Analyst Tools*.

Com a execução deste procedimento foi possível gerar um MED de grade regular, com células (pixels) de 15 m x 15 m, na bacia do rio Jacarecica. Antes da utilização deste modelo na implementação do SEBAL, o *raster* em formato GRID, gerado no *ArcGis* 10.1, foi exportado para o formato *Geotiff*.

3.3.2 Correção geométrica das imagens Landsat 5

Antes da estimativa do saldo de radiação utilizando o SEBAL, foi aplicada uma correção geométrica para as imagens do sensor TM, a fim de garantir uma maior precisão posicional destas imagens. Para realização desta etapa foram utilizadas as imagens GeoCover 2000, disponíveis no endereço eletrônico <<http://glcf.umd.edu/data/mosaic/>>. Nesse endereço, são disponibilizados o GeoCover 1990 (imagens TM) e o GeoCover 2000 (imagens ETM+). Para a geração do GeoCover 2000, foram utilizadas imagens ETM+ do Landsat 7, das bandas 7, 4, 2 e 8, obtidas entre 1999 e 2000. Esses mosaicos tiveram a resolução espacial melhorada para 14,5 m através da banda 8 (pancromática). Estes mosaicos são disponibilizados em projeção universal transversa de mercator (UTM), referente ao datum WGS84 e tanto no formato *Geotiff* como *MrSid*, sendo este último mais vantajoso por se constituir em um arquivo mais leve para o processamento.

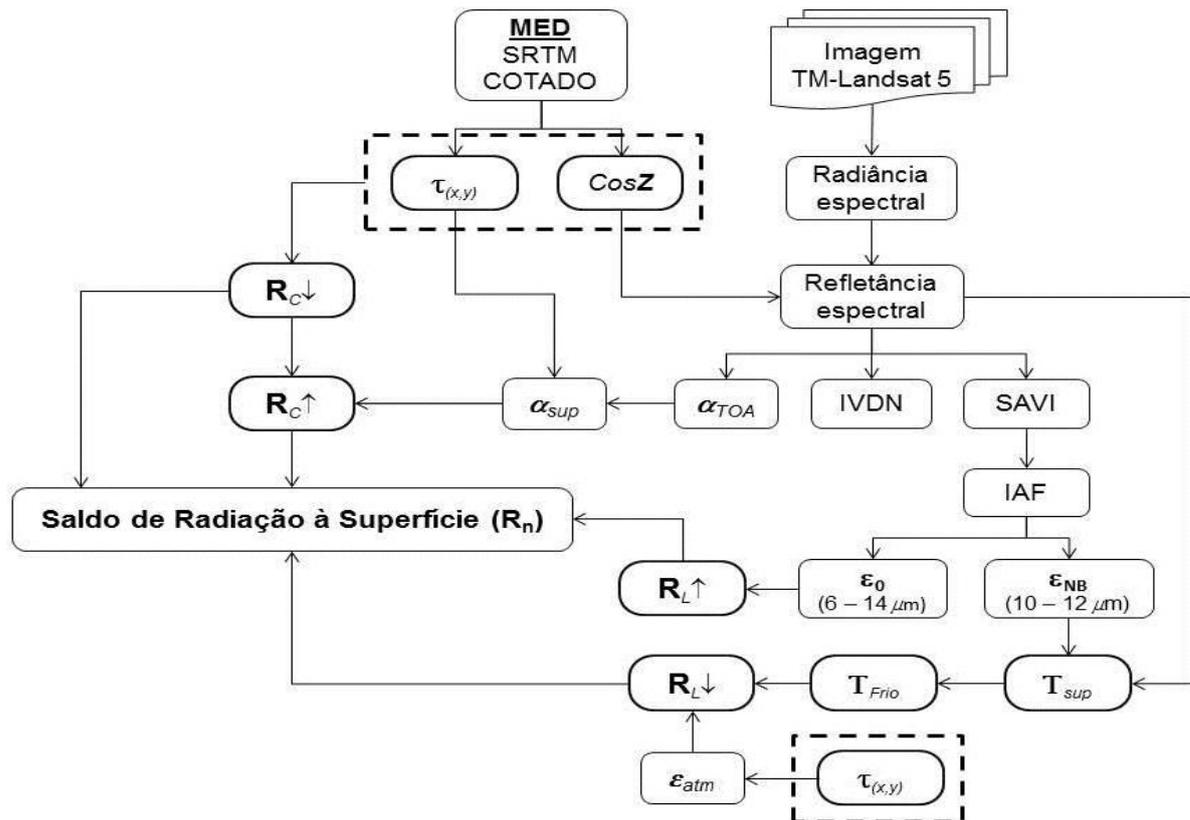
O processo de correção geométrica a partir da técnica imagem-imagem, consiste em identificar, na imagem base (GeoCover 2000), pontos marcantes, tais como, cruzamentos de rodovias, pontes e interseção de rios, e encontrar seus homólogos na imagem a ser corrigida geometricamente (TM-Landsat 5). Esses pontos são chamados de pontos de controle (PC) e devem ser bem distribuídos por toda imagem. O número mínimo de PC está relacionado ao grau do polinômio utilizado, neste caso, utilizou-se o polinômio de primeiro grau. A reamostragem dos pixels na imagem foi realizada pelo método do vizinho mais próximo, visando manter as características radiométricas da imagem original. Toda essa etapa de refinamento geométrico das imagens TM foi realizada utilizando-se o pacote computacional licenciado *Erdas Imagine 2011*.

3.3.3 Estimativa do saldo de radiação à superfície através do SEBAL

Para o cálculo de R_n na bacia do rio Jacarecica utilizando-se imagens do sensor TM e o algoritmo SEBAL foi construído um conjunto de modelos que consistem nas etapas de implementação do SEBAL. Estes modelos foram

construídos utilizando a ferramenta *Model Maker* do *Erdas Imagine 2011*. Destaque-se que todos os mapas correspondentes as estimativas do SEBAL foram elaborados no pacote computacional *ArcMap 10.1*. A Figura 3.16 mostra as etapas percorridas para a estimativa do saldo de radiação na região de interesse.

Figura 3.16 - Etapas para o cálculo do saldo de radiação à superfície na bacia do rio Jacarecica.



3.3.3.1 Radiância espectral

Para a estimativa do saldo de radiação, a primeira etapa é a obtenção da radiância espectral (L_λ). A radiância espectral pode ser definida como a energia emitida pelo elemento de área projetado na direção do sensor por unidade de tempo, por ângulo sólido e por comprimento de onda ($\text{J}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$). A radiância espectral constitui uma etapa da calibração radiométrica de imagens, onde os dados digitais (ND), que não têm significado físico, são convertidos em unidades de energia. A radiância é obtida em função das constantes de calibração do sensor

utilizado (TM-Landsat 5). Chander *et al.* (2007), a radiância espectral pode ser obtida como indicado na equação 3.3. É importante destacar que a notação (x, y) que aparece nas equações indicam que a variável é calculada para todos os pixels da imagem.

$$L_{\lambda(x,y)} = L_{\min} + \frac{L_{\max} - L_{\min}}{255} ND_{\lambda(x,y)} \quad (3.3)$$

Onde: L_{λ} a radiância espectral ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$); L_{\min} e L_{\max} são os coeficientes de calibração do sensor ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$) obtidas em Chander *et al.* (2009) mostrados na Tabela 3.2. ND é o número digita [-]. No caso do TM, como a sua quantização é de 8 *bits*, então o ND apresenta valores inteiros entre 0 e 255.

Tabela 3.2 - Constantes de calibração espectral (L_{\min} , L_{\max}), irradiância no topo da atmosfera (ESUN) e coeficiente de peso para as bandas do sensor TM-Landsat 5. *Infravermelho.

Banda	ω_{λ} [-]	Comprimento de onda (μm)	ESUN ($\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$)	(W.m ⁻² .sr ⁻¹ .μm ⁻¹)	
				Lmin	Lmax
1 (Azul)	0,293	0,45-0,52	1957	-1,52	193,0
2 (Verde)	0,274	0,52-0,60	1829	-2,84	365,0
3 (Vermelho)	0,233	0,63-0,69	1557	-1,17	264,0
4 (IV* próximo)	0,157	0,76-0,90	1047	-1,51	221,0
5 (IV* médio)	0,033	1,55-1,75	219,3	-0,37	30,2
6 (IV* termal)	-	10,4-12,5	-	1,2378	15,303
7 (IV* médio)	0,011	2,08-2,35	74,52	-0,15	16,50

Fonte: Chander *et al.* (2009).

3.3.3.2 Reflectância espectral

A segunda etapa foi constituída pelo cálculo do reflectância espectral (ρ_{λ}), que pode ser definida como a razão entre radiação solar refletida pela superfície e a incidente. Na modelagem SEBAL, utilizando-se imagens Landsat, a refletividade da superfície foi calculada usando a equação 3.4 (ALLEN *et al.*, 2002).

$$\rho_{\lambda(x,y)} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda(x,y)}}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos Z \cdot dr} \quad (3.4)$$

onde:

ρ_{λ} é a reflectância da superfície [-]; L_{λ} é a radiância espectral ($W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1} \cdot sr^{-1}$); $ESUN_{\lambda}$ (dado na Tabela 3.2) é a irradiância solar média, no topo da atmosfera, para cada banda ($W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$); Z é o ângulo solar zenital (ângulo formado entre a posição do Sol e o zênite local) e dr é o inverso da distância Terra-Sol, dado conforme equação 3.5 (IQBAL, 1983).

$$dr = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot d_n}{365}\right) \quad (3.5)$$

O valor do ângulo zenital (Z) nas implementações do SEBAL é tomado como constante e pode ser obtido a partir do arquivo de cabeçalho das imagens. Nesta pesquisa, o ângulo zenital foi calculado para cada pixel da imagem, considerando-se as imagens de declividade (*slope*) e orientação do relevo (*aspect*), obtidas a partir do MED-SRTM e MED-Cotado, no programa *Erdas Imagine 2011*. O ângulo zenital foi, então, obtido conforme a expressão 3.6 (IQBAL, 1983).

$$\begin{aligned} \cos Z_{(x,y)} = & \text{sen}(\delta) \cdot [\text{sen}(\varphi) \cdot \cos(\delta) - \cos(\varphi) \cdot \text{sen}(s)_{(x,y)} \cdot \cos(a)_{(x,y)}] \\ & + \cos(\delta) \cdot \cos(\omega) \cdot [\cos(\varphi) \cdot \cos(s)_{(x,y)} + \text{sen}(\varphi) \cdot \text{sen}(s)_{(x,y)} \cdot \cos(a)_{(x,y)}] \\ & + \cos(\delta) \cdot \text{sen}(s)_{(x,y)} \cdot \text{sen}(a)_{(x,y)} \cdot \text{sen}(\omega) \end{aligned} \quad (3.6)$$

onde: δ é a declinação solar dada conforme expressão 3.7; φ é a latitude local, que neste caso foi levada em consideração a latitude do ponto central da imagem utilizada; ω é o ângulo horário, calculado utilizando a expressão 3.8; s é a declividade da superfície (*slope*) e a é a orientação da declividade da superfície (*aspect*). Estas duas últimas variáveis foram obtidas através do MED para todos os pixels da imagem.

$$\delta = 23,45 \cdot \text{sen}\left(\frac{360(DJ-284)}{365}\right) \quad (3.7)$$

onde: DJ representa o dia do ano no calendário Juliano.

$$\omega = \pi \cdot (HoraL - 12/12) \quad (3.8)$$

onde: HoraL é a hora local no momento da passagem do satélite, dada por:

$$HoraL = HoraG + \frac{minG}{60} + lon \cdot \frac{12}{\pi} \quad (3.9)$$

3.3.3.3 Albedo no topo da atmosfera

O cálculo do albedo no topo da atmosfera (α_{TOA}) é uma etapa importante para a obtenção do albedo da superfície, fundamental para a estimativa do saldo de radiação. Desta forma, o albedo no topo da atmosfera foi obtido considerando-se a reflectância espectral para as faixas do visível ao infravermelho médio ou infravermelho de ondas curtas. A banda 6 não é considerada nesta etapa. O albedo no topo da atmosfera foi calculado conforme expressão 3.10.

$$\alpha_{TOA(x,y)} = \sum_{\lambda=1}^n (\omega_{\lambda} \cdot \rho_{\lambda(x,y)}) \quad (3.10)$$

sendo n o número de bandas e ω_{λ} um coeficiente de peso para cada banda, que é determinado pela razão entre a irradiância no topo da atmosfera em cada banda e a soma dessa irradiância em todas as bandas; este coeficiente é apresentado na Tabela 3.2.

3.3.3.4 Albedo à superfície

Na etapa anterior o albedo é calculado sem considerar a interferência da atmosfera terrestre, por isso denominado de albedo no topo da atmosfera. No entanto, o que se necessita para estimativa do saldo de radiação a partir do algoritmo SEBAL é o albedo na superfície terrestre (α_{sup}).

A radiação solar, em seu percurso até a superfície terrestre, sofre os processos de atenuação ofertados pela atmosfera. Esses processos podem ser segmentados em absorção da REM pelas moléculas dos gases constituintes da atmosfera e espalhamento, que proporciona um desvio no percurso do feixe radiativo. Os processos de espalhamento podem ser segmentados em Rayleigh, Mie e não seletivo, e a contribuição de cada um deles está relacionada ao comprimento de onda do feixe radiativo incidente e ao tamanho da partícula espalhadora. Destaque-se que, em seu percurso até o sensor, a radiação volta a atravessar a atmosfera e novamente se torna sujeita aos processos de atenuação. Tasumi (2003) afirma que estes processos de atenuação podem ser descritos através da transmitância atmosférica. Dessa forma, o albedo da superfície foi calculado conforme a expressão 3.11 (BASTIAANSEN, 1998a e TASUMI, 2003).

$$\alpha_{\text{sup}(x,y)} = \frac{\alpha_{\text{TOA}(x,y)} - \alpha_{\text{path_rad}}}{\tau_{(x,y)}^2} \quad (3.11)$$

onde:

$\alpha_{\text{path_rad}}$ é a radiação solar retro-espalhada pela atmosfera na direção do sensor (albedo atmosférico). Nesta pesquisa, utilizou-se o valor 0,03, conforme sugerido por Bastiaanssen (2000); τ é a transmitância atmosférica para ondas curtas, que representa a fração da radiação solar incidente que é transmitida pela atmosfera, incluindo os efeitos de absorção e reflexão, tanto para a radiação direta como para difusa. A potência 2 encontrada na transmitância deve-se ao fato do duplo caminho percorrido pelo feixe de radiação, sendo um na direção da superfície e o outro na direção do sensor.

A transmitância atmosférica foi calculada nesta pesquisa considerando-se os valores de elevação obtidos através do MED-SRTM e do MED-Cotado, conforme expresso na equação 3.12.

$$\tau = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z_{(x,y)} \quad (3.12)$$

Onde: z é a elevação do pixel.

3.3.3.5 Índice de vegetação de diferencia normalizada

O índice de vegetação por diferença normalizada é requerido para a obtenção dos valores de emissividade. Por esta razão, o cálculo deste índice foi realizado através de uma operação algébrica entre as bandas do vermelho e infravermelho próximo, dado conforme a expressão 3.13.

$$NDVI_{(x,y)} = \frac{\rho_{4(x,y)} - \rho_{3(x,y)}}{\rho_{4(x,y)} + \rho_{3(x,y)}} \quad (3.13)$$

em que: ρ_3 e ρ_4 são as reflectâncias nas bandas 3 e 4 do sensor TM do Landsat 5, respectivamente.

3.3.3.6 Índice de vegetação ajustado ao solo

Os valores do índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI), necessário para obtenção do índice de área foliar, foram obtidos considerando-se os dados de reflectância da faixa espectral do visível / vermelho (banda 3 - TM) e infravermelho próximo (banda 4 - TM). O SAVI foi, então, calculado conforme a expressão 3.14 (HUETE, 1989).

$$SAVI_{(x,y)} = \frac{(1+L) \cdot (\rho_{4(x,y)} - \rho_{3(x,y)})}{L + \rho_{4(x,y)} + \rho_{3(x,y)}} \quad (3.14)$$

sendo L uma constante de ajustamento. Nesta pesquisa, foi utilizado $L = 0,5$, valor mais comumente encontrado na literatura.

3.3.3.7 Índice de área foliar

O índice de área foliar (IAF) estabelece uma relação entre a área foliar e a área do terreno ocupada pela cultura e, segundo Di Pace (2004), constitui-se em um indicador da biomassa de cada pixel. Nesta pesquisa, os valores de IAF foram

calculados conforme sugerido por Allen *et al.* (2002) e por Tasumi (2003), expresso na equação 3.15.

$$IAF_{(x,y)} = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI_{(x,y)}}{0,59}\right)}{0,91} \quad (3.15)$$

3.3.3.8 Emissividade da superfície

Na aplicação do SEBAL, utilizando imagens Landsat, são calculadas duas emissividades. Uma delas representa o comportamento da superfície para emissão termal (10,4 a 12,5 μm , correspondente a banda 6 do sensor TM), que é denominada de ε_{NB} (banda estreita - *narrow band*). Essa emissividade (ε_{NB}) foi utilizada para o cálculo da temperatura da superfície (T_s), cujo procedimento de obtenção será descrito a seguir. A outra emissividade representa o comportamento da superfície para a emissão em toda a faixa do infravermelho termal (6 a 14 μm), denominada de ε_o , utilizada para o cálculo da radiação de onda longa emitida pela superfície. As emissividades ε_{NB} e ε_o foram calculados de acordo com as expressões 3.16 e 3.17, respectivamente, para índice de área foliar (IAF) < 3, e de acordo com a equação 3.18, para IAF \geq 3.

Se IAF < 3

$$\varepsilon_{NB(x,y)} = 0,97 + 0,0033 \cdot IAF_{(x,y)} \quad (3.16)$$

$$\varepsilon_{o(x,y)} = 0,95 + 0,01 \cdot IAF_{(x,y)} \quad (3.17)$$

Se IAF \geq 3

$$\varepsilon_{NB(x,y)} = \varepsilon_{o(x,y)} = 0,98 \quad (3.18)$$

Segundo Allen *et al.* (2002), havendo massa de água na área de estudo, então, deverá ser aplicado um filtro para a fixação dos valores das emissividades. Dessa forma tem-se:

$$\varepsilon_{NB(x,y)} = 0,99 \text{ e } \varepsilon_{o(x,y)} = 0,985, \text{ se } NDVI < 0 \text{ e } \alpha_{sup} < 0,47 \quad (3.19)$$

3.3.3.9 Temperatura da superfície

Como visto anteriormente, uma variável fundamental para o cálculo da componente de radiação de onda longa emitida pela superfície é a sua temperatura (T_s). A temperatura da superfície é obtida através dos dados da banda 6 - TM. Para o cálculo de T_s , a radiância da banda 6 necessitaria ser corrigida. Esse fato explica-se tendo em vista que a radiância que o sensor recebe pode não ser apenas a proveniente da superfície terrestre, onde, nesse caso, estaria o alvo de interesse, mas também a radiação emitida pela atmosfera na direção do satélite (NICÁCIO, 2008). No entanto, como não estão disponíveis dados de perfis da atmosfera para as datas de aplicação do SEBAL, T_s foi obtida conforme a expressão 3.20 (BASTIAANSSEN, 1995).

$$T_{s(x,y)} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB(x,y)} \cdot K_1}{L_6(x,y)} + 1\right)} \quad (3.20)$$

sendo K_1 e K_2 constantes para as imagens Landsat 5, com valores $607,76 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ e $1260,56 \text{ K}$, respectivamente.

3.3.3.10 Radiação de onda curta incidente à superfície

A radiação solar incidente à superfície ($R_{c\downarrow}$) foi a primeira componente do saldo de radiação a ser obtida. Nesta pesquisa foi utilizada a expressão 3.21 (ALLEN *et al.*, 2002) para obtenção de $R_{c\downarrow}$, que é dada como uma função do ângulo zenital e da transmitância atmosférica, calculados em etapas anteriores.

$$R_{c(x,y)\downarrow} = S_o \cdot \cos Z_{(x,y)} \cdot dr \cdot \tau_{(x,y)} \quad (3.21)$$

onde: S_0 é a constante solar, com valor de 1367 W.m^{-2} ; Z é o ângulo zenital e τ é a transmitância atmosférica.

3.3.3.11 Radiação de onda longa emitida pela superfície

O cálculo da radiação de onda longa emitida ($RL\uparrow$) pela superfície foi realizado em função da emissividade e da temperatura da superfície, utilizando a lei de Stefan-Boltzmann, conforme expressão 3.22.

$$R_{L(x,y)} \uparrow = \varepsilon_{o(x,y)} \cdot \sigma \cdot T_s^4(x,y) \quad (3.22)$$

onde:

ε_o é a emissividade da superfície [-]; σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$); T_s é a temperatura da superfície (K).

3.3.3.12 Radiação de onda longa incidente

Esta componente é constituída pela radiação de onda longa ($RL\downarrow$) que é emitida pela atmosfera na direção da superfície. Esta etapa requer a determinação do pixel frio, um dos pixels âncoras para implementação do SEBAL. Na concepção original do SEBAL, Bastiaanssen (1995) definiu o pixel frio sobre um corpo de água. Nesta pesquisa, selecionou-se o pixel frio sobre uma área de agricultura ou de vegetação densa. A escolha do pixel frio foi auxiliada pela imagem de IVDN e IAF, já que estes índices funcionam como indicadores de um verde mais intenso da vegetação e da biomassa existente nos pixels, que no caso especial do pixel frio devem apresentar valores elevados. Assim, a escolha do pixel frio foi efetuada considerando o pixel de mínima temperatura da superfície e máximo IVDN. As características do pixel frio para as imagens das datas 03/09/2003 e 17/03/2011 são apresentadas na Tabela 3.3. Na imagem de 03/09/2003 o pixel frio foi selecionado para uma área de cultivo agrícola. No entanto, para imagem de 17/03/2011, este pixel estava desprovido de cobertura de vegetação, o que inviabilizava o seu uso

para o dia 17/03/2011. E por esta razão, em 17/03/2011, o pixel frio foi selecionado em uma área com vegetação densa.

Tabela 3.3 - Características do pixel frio para as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011, considerando os diferentes MED utilizados.

Variáveis	03/09/2003		17/03/2011	
	SRTM	Cotado	SRTM	Cotado
X* (m)	199699,67		201673,99	
Y*(m)	8943402,39		8943022,88	
Ts (K)	294,998	294,997	295,433	295,432
NDVI [-]	0,614	0,614	0,609	0,609
IAF [-]	0,709	0,714	0,767	0,773

*Projeção UTM, zona 25, WGS84.

Após a seleção do pixel frio, o valor de $R_{L\downarrow}$ foi obtido através da equação de Stefan-Boltzman, conforme mostra a expressão 3.23 (BASTIAANSSEN, 1995; ALLEN *et al.*, 2002):

$$R_{L(x,y)\downarrow} = \varepsilon_{a(x,y)} \cdot \sigma \cdot T_F^4 \quad (3.23)$$

em que:

$R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa incidente ($W.m^{-2}$); σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$); ε_a é a emissividade aparente da atmosfera, calculado conforme a equação 3.24 (BASTIAANSSEN, 1995); T_F (K) é a temperatura da superfície no pixel frio (K), conforme Allen *et al.* (2002) e Tasumi (2003). A temperatura do ar próximo a superfície é considerada igual a temperatura da superfície no pixel frio, uma vez que, neste pixel, o calor sensível é considerado aproximadamente nulo (BASTIAANSSEN, 1995). Nesta pesquisa utilizou-se a temperatura do pixel frio em detrimento a temperatura do ar da estação meteorológica visando uma maior independência da estimativa do saldo de radiação de dados *in situ*.

$$\varepsilon_{a(x,y)} = 1,08 \cdot (-\ln\tau_{(x,y)})^{0,265} \quad (3.24)$$

sendo τ a transmitância atmosférica calculada conforme a equação 3.12, em função do MED-SRTM e MED-Cotado (BASTIAANSSEN, 1995).

3.3.3.13 Saldo de radiação

Finalmente, após o cálculo de todas as 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), que é a quantidade de energia radiante disponível à superfície para os processos de evaporação e aquecimento (solo e ar). O balanço de radiação foi calculado conforme equação 3.25.

$$R_{n(x,y)} = R_{c(x,y)} \downarrow - \alpha_{sup(x,y)} R_{c(x,y)} \downarrow + R_{L(x,y)} \downarrow - R_{L(x,y)} \uparrow - (1 - \varepsilon_{o(x,y)}) R_{L(x,y)} \downarrow \quad (3.25)$$

onde: R_n é o saldo de radiação à superfície ($W.m^{-2}$), $R_c \downarrow$ é a radiação de onda curta incidente ($W.m^{-2}$) α_{sup} é o albedo da superfície em cada pixel [-], $R_L \downarrow$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel ($W.m^{-2}$), $R_L \uparrow$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel ($W.m^{-2}$) e ε_o é a emissividade da superfície em toda a faixa do infravermelho termal (6 a 14 μm) em cada pixel [-]. Os termos que representam radiação emergente da superfície são convencionalmente representados com sinal negativo. Por esta razão, a radiação de onda longa emitida pela superfície, bem como, a radiação de onda curta e longa refletida pela superfície, aparece na equação 3.25 como termos subtrativos.

4.0 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Nesta seção são apresentados e discutidos os resultados oriundos da geração do modelo de elevação digital a partir de pontos cotados para a bacia do rio Jacarecica e sua comparação com o MED SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), obtido da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), com resolução espacial de 90 m.

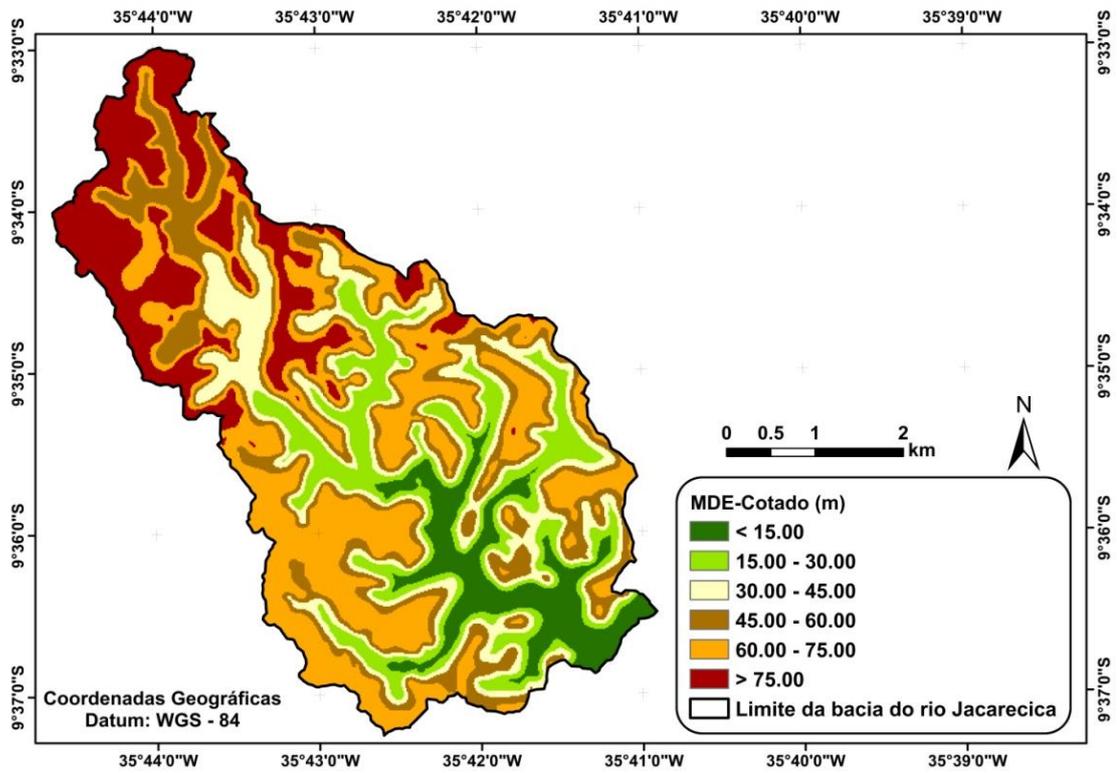
Também são apresentados os resultados oriundos da implementação do SEBAL para estimativa do saldo de radiação considerando as interferências do relevo através da assimilação dos dois modelos de elevação digitais utilizados, a saber: MED-Cotado e MED-SRTM.

4.1 Modelo de Elevação Digital

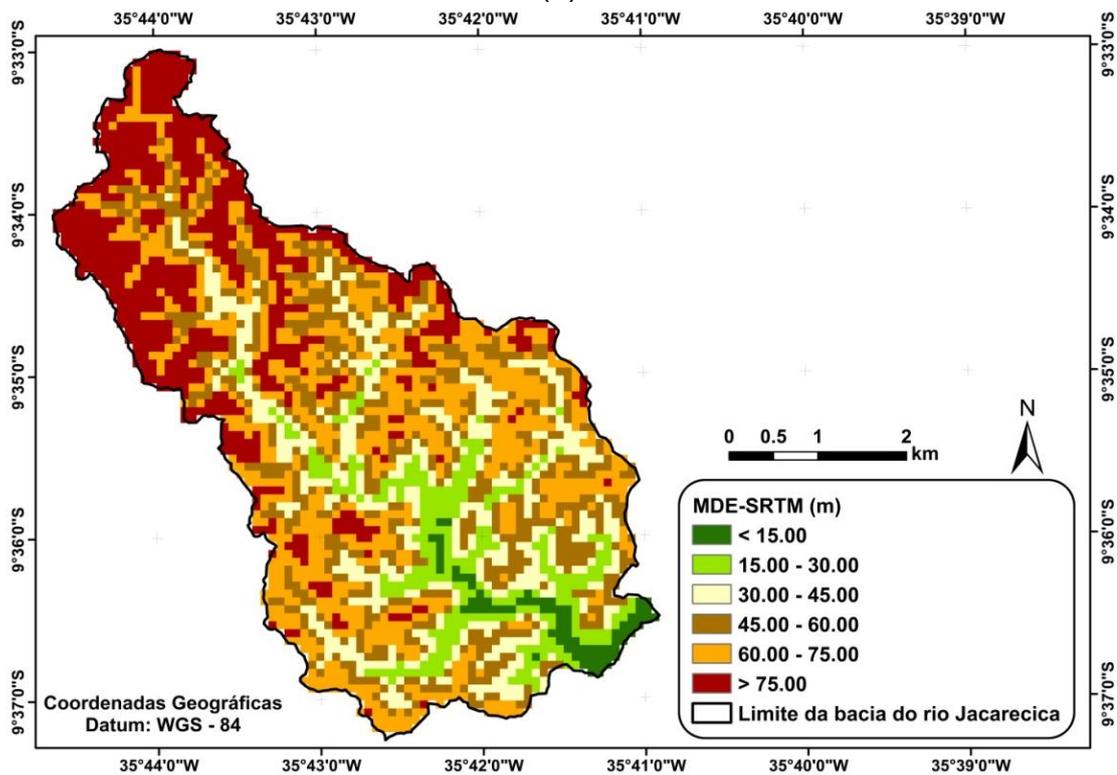
Neste tópico são apresentando os resultados da geração do modelo de elevação digital a partir de pontos cotados. A Figura 4.1 mostra a variação espacial da altitude para a bacia do rio Jacarecica obtida através dos pontos cotados da base cartográfica e da ferramenta *Topo to Raster* do ArcGis, bem como o MED-SRTM. Pode-se observar que os modelos apresentam uma distribuição espacial dos valores de altitude similar. No entanto, as nuances do relevo na bacia do rio Jacarecica não podem ser percebidas com nitidez no MED-SRTM, em função da baixa resolução espacial deste modelo (90m), conforme pode ser visto na Figura 4.1b. O MED-Cotado foi obtido para uma malha de 15m, o que permite uma percepção melhor definida, ou seja, menos pixelada, da oscilação do relevo, com menor ruptura na representação espacial da altitude.

Considerando-se o MED-Cotado, pode-se perceber que os valores mais baixos de altitude acompanham o curso principal da bacia do rio Jacarecica. Já os valores mais elevados, superiores a 75m, são observados na área da bacia que envolve os bairros de Antares e Benedito Bentes.

Figura 4.1 - Modelo de elevação digital (a) Cotado e (b) SRTM para a bacia do rio Jacarecica.



(a)



(b)

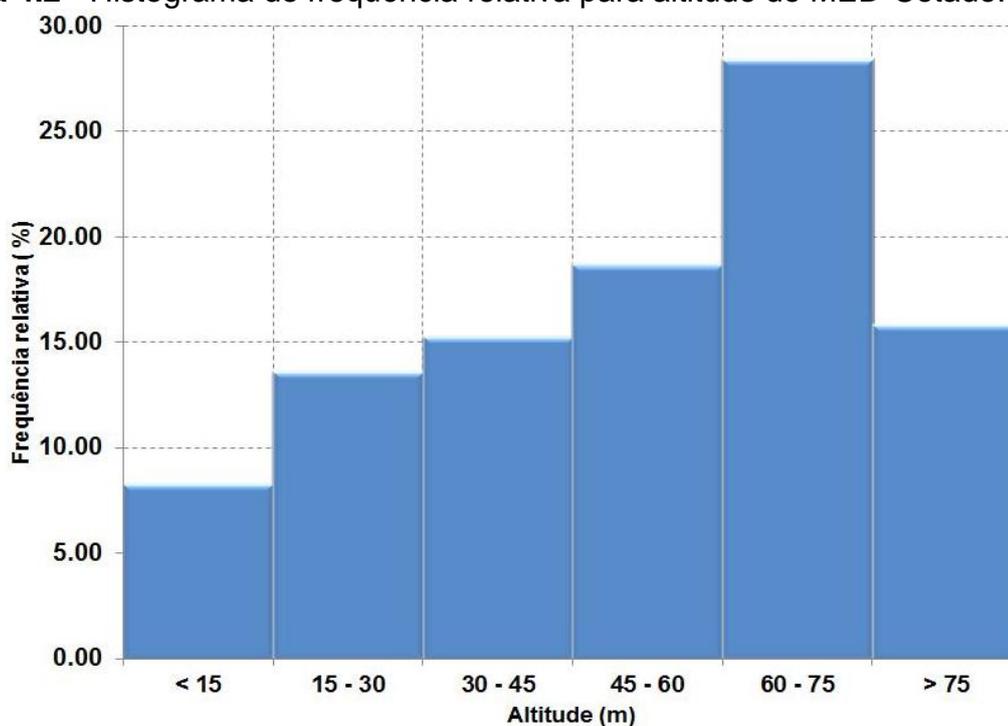
A estatística básica para o MED-Cotado e MED-SRTM é apresentada na Tabela 4.1, onde se pode observar que os valores de altitude do modelo de elevação digital obtido a partir dos pontos cotados da base cartográfica apresentam um coeficiente de variação aproximadamente 28% mais elevado que o observado para o MED-SRTM. Isto pode está associado ao melhor detalhamento do relevo obtido através do MED-Cotado, permitindo uma maior oscilação nos valores de elevação. A altitude média para a bacia do rio Jacarecica é de aproximadamente 51m para o MED-Cotado, que é cerca a 13% menor que a altitude média para o MED-SRTM. Os valores predominantes de altitude para a bacia do rio Jacarecica encontram-se na faixa compreendida entre 60m e 75m, com frequência relativa de aproximadamente 28,5%, conforme pode ser visualizado no histograma de frequência apresentado na Figura 4.2.

Tabela 4.1 - Estatística básica para o MED-Cotado e MED-SRTM para a bacia do rio Jacarecica.

	Mínimo (m)	Máximo (m)	Média (m)	¹ DP (m)	² CV (%)
MED-Cotado (15m)	0,11	90,92	51,22	23,33	45,55
MED-SRTM (90m)	0,00	97,00	57,96	20,69	35,70

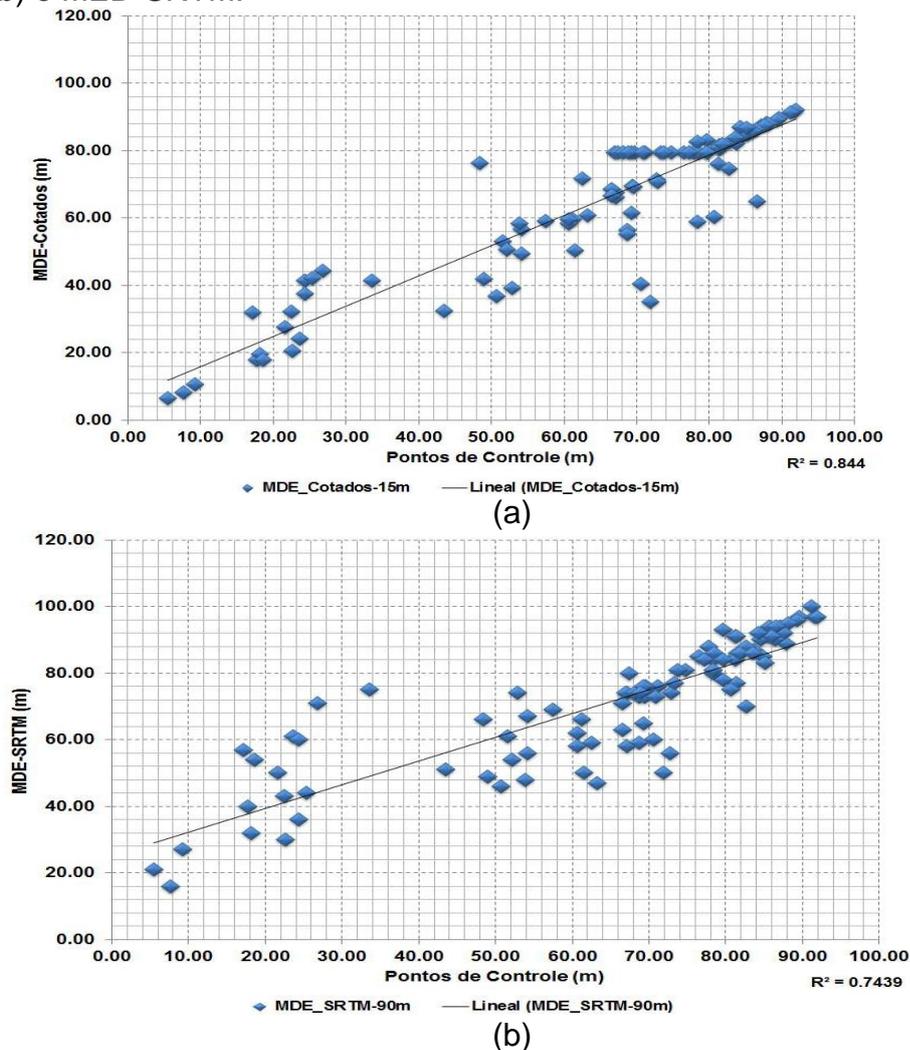
¹ Desvio Padrão; ² Coeficiente de Variação

Figura 4.2 - Histograma de frequência relativa para altitude do MED-Cotado.



A Figura 4.3 mostra o diagrama de dispersão entre os valores de altitude dos pontos de controle e os atributos dos pixels do MED-Cotado e MED-SRTM correspondentes aos pontos de controle. É importante mencionar que os pontos de controle, são pontos utilizados para verificação da precisão do MED e que não participaram do processo de interpolação. Pode-se observar coeficientes de correlação bastante elevados tanto para o MED-Cotado como para o MED-SRTM quando comparados aos pontos de controle da base cartográfica, com destaque para o MED-Cotado, cujo coeficiente de correlação de Pearson é significativo e mais elevado que o obtido para o MED-SRTM, com valor de 0,9187, ao nível de 5% de significância.

Figura 4.3 - Diagrama de dispersão entre os valores de altitude dos pontos de controle e dos pixels correspondentes aos pontos de controle para (a) o MED-Cotado e (b) o MED-SRTM.



Para comparação tanto do MED-Cotado como do MED-SRTM com os pontos de controle, também foram calculados o erro médio quadrático (RMSE) e o erro médio absoluto (MAE), apresentados na Tabela 4.2. Os maiores erros foram obtidos para o MED-SRTM, uma vez que este perde bastante em detalhamento da superfície em função de sua baixa resolução espacial. Destaque-se que, para uma área de 8100m² (área do pixel do MED-SRTM) há apenas um valor de altitude que representa esta região, o que facilita a inserção de erros na representação da distribuição espacial da altitude. O RMSE encontrado para o MED-SRTM foi de 2,58m. Chagas *et al.* (2010) encontraram um erro médio quadrático de 12m entre os pontos de referência e o MED-SRTM. Esse RMSE bem mais elevado encontrado por estes autores pode estar associado ao fato de que a área analisada por eles é bem mais acidentada que a definida pela bacia do rio Jacarecica, com uma amplitude de elevação em torno de 819m. Destaque-se que na bacia do rio Jacarecica, esta amplitude é de 91m se considerarmos o MED-Cotado e de 97m com o MED-SRTM, demonstrando um relevo bem menos acentuado que aquele observado na pesquisa de Chagas *et al.* (2010), o que contribui para a obtenção de erros mais baixos nesta região. Note-se que, o RMSE para o MED-Cotado foi ligeiramente inferior a 0,5m, enquanto o erro médio absoluto para o MED-Cotado foi aproximadamente 43% menor que o observado para o MED-SRTM. Desta maneira, pode-se perceber que o MED gerado a partir de pontos cotados apresentou um melhor desempenho.

Tabela 4.2 - Medidas de erro entre os pontos de controle, MED-Cotado e MED-SRTM.

	¹ RMSE (m)	² MAE (m)	³ CCP	⁴ DM (m)
MED-SRTM (90m)	2,58	9,57	0,8626	6,59
MED-Cotado (15m)	0,47	5,50	0,9187	0,22

¹ Erro médio absoluto.

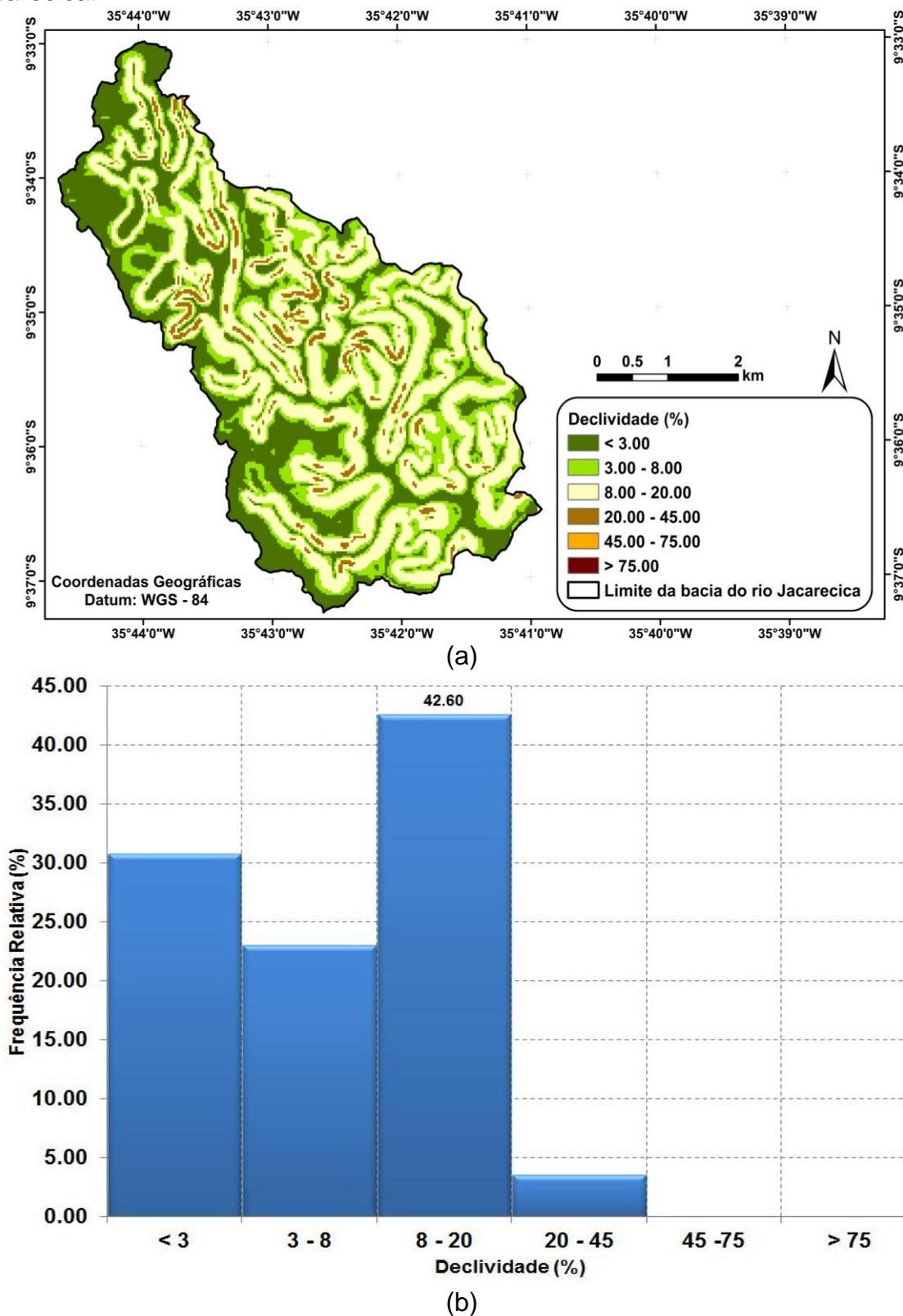
² Erro médio quadrático.

³ Coeficiente de correlação de Pearson. Significativos ao nível de 5%.

⁴ Desvio médio.

A Figura 4.4 mostra a distribuição espacial da declividade do terreno na bacia do rio Jacarecica obtida através do MED-Cotado e seu histograma de frequência para as classes sugeridas por EMBRAPA (1979).

Figura 4.4 - Distribuição espacial da declividade da superfície (a) obtida através do MED-Cotado e seu histograma de frequência relativa (b), para a bacia do rio Jacarecica.



A Tabela 4.3 especifica as classes utilizadas para análise da declividade e as oito principais direções cardinais para orientação da declividade, fornecidos de acordo com EMBRAPA (1979) e Santos (2001), respectivamente.

Tabela 4.3 - Classes de declividade e de orientação do relevo.

Classes de declividade (%)	Descrição do Relevo	Classes de orientação (Graus)	Exposição
0 - 3	Plano	0 - 45	N - NE
3 - 8	Suave Ondulado	45 - 90	NE - E
8 - 20	Ondulado	90 - 135	E - SE
20 - 45	Ondulado Forte	135 - 180	SE - S
45 - 75	Montanhoso	180 - 225	S - SW
>75	Escarpado	225 - 270	SW - W
-	-	270 - 315	W - NW
-	-	315 - 360	NW - N

Fonte: EMBRAPA (1979) e Santos (2001)

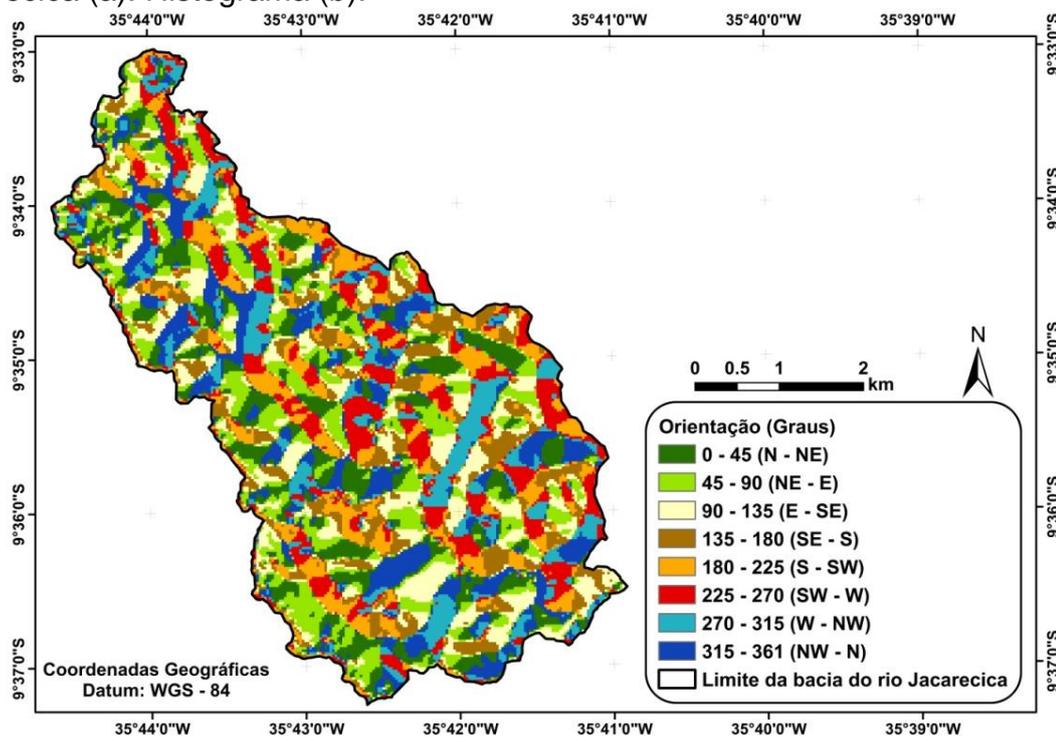
Percebe-se que a faixa de declividade mais comumente encontrada na bacia do rio Jacarecica é compreendida entre 8 e 20% (em amarelo no mapa), com frequência relativa de 42,60%. Segundo a classificação da EMBRAPA (1979), o relevo predominante na área de estudo desta pesquisa é considerado ondulado. No entanto, é importante mencionar que cerca de 31% da área da bacia apresenta declividade inferior a 3%, definindo um relevo plano. E outros 23% da área apresentam declividade variando entre 3 e 8%, caracterizados por relevo suave ondulado, segundo a EMBRAPA (1979). Apenas um aproximado de 4% da área da bacia apresenta declividade entre 20 - 45%, que descreve um relevo ondulado forte.

A Figura 4.5 mostra a orientação da declividade, obtida através do MED-Cotado, para a bacia do rio Jacarecica. Para Tonello *et al.* (2006) a orientação da bacia hidrográfica relaciona-se a sua exposição aos raios solares, tomando-se como referência os pontos cardeais. No hemisfério Sul, as bacias com orientação norte recebem maior quantidade de calor que as com orientação sul. Estes autores afirmam ainda que, as nascentes de orientação sul e leste são considerados conservadoras de umidade, enquanto as de orientação norte e oeste são dispersores.

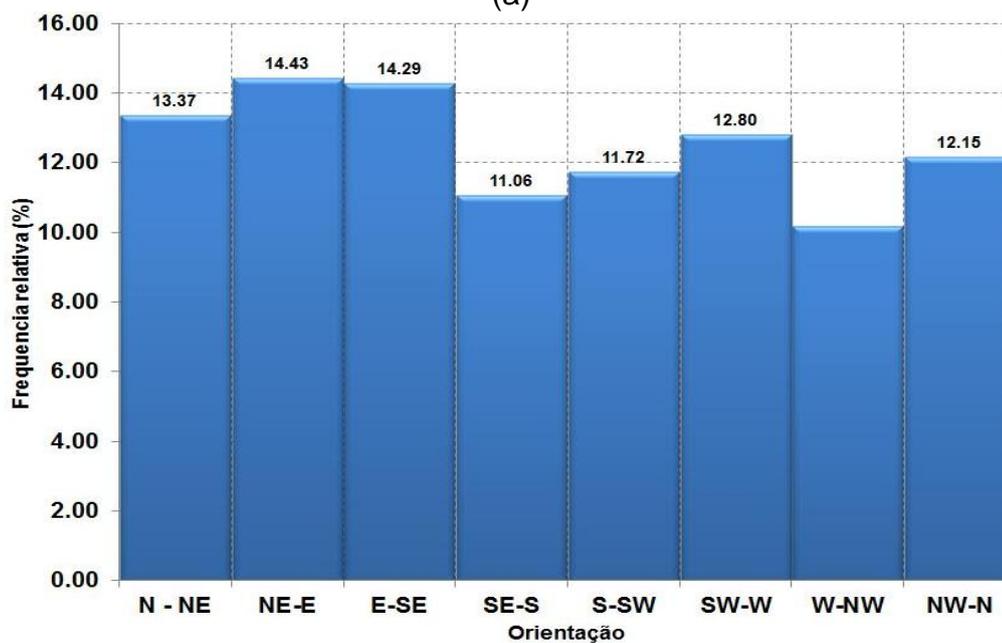
A orientação da declividade na bacia do rio Jacarecica pode ser observada através da Figura 4.5, em valores agrupados de acordo com as oito posições

cardinais. Nota-se que a bacia do rio Jacarecica apresenta 14,43% de suas faces voltadas para nordeste e 14,29% encontram-se voltadas leste. Pode-se ainda mencionar que outras $\approx 13\%$ estão voltadas para norte. No entanto, ainda é possível se observar cerca de 36% de suas faces orientadas entre sudeste e sudoeste.

Figura 4.5 - Orientação do relevo obtida com o MED-Cotado para a bacia do rio Jacarecica (a). Histograma (b).



(a)



(b)

4.2 SEBAL

4.2.1 Albedo da superfície

O albedo da superfície proporciona um indício da quantidade de radiação de onda curta que é refletida pela superfície. As Figuras 4.6 e 4.7 representam, respectivamente, a variação espacial do albedo da superfície na bacia do rio Jacarecica obtido com MED-Cotado e MED-SRTM, para as datas estudadas nesta pesquisa.

Sendo uma área muito heterogênea, os valores de albedo da superfície são muito variados, dado que a imagem contém zonas urbanizadas e solo exposto, que mostram os valores mais altos e zonas com uma vegetação densa, que possui o valor mais baixo de albedo da superfície.

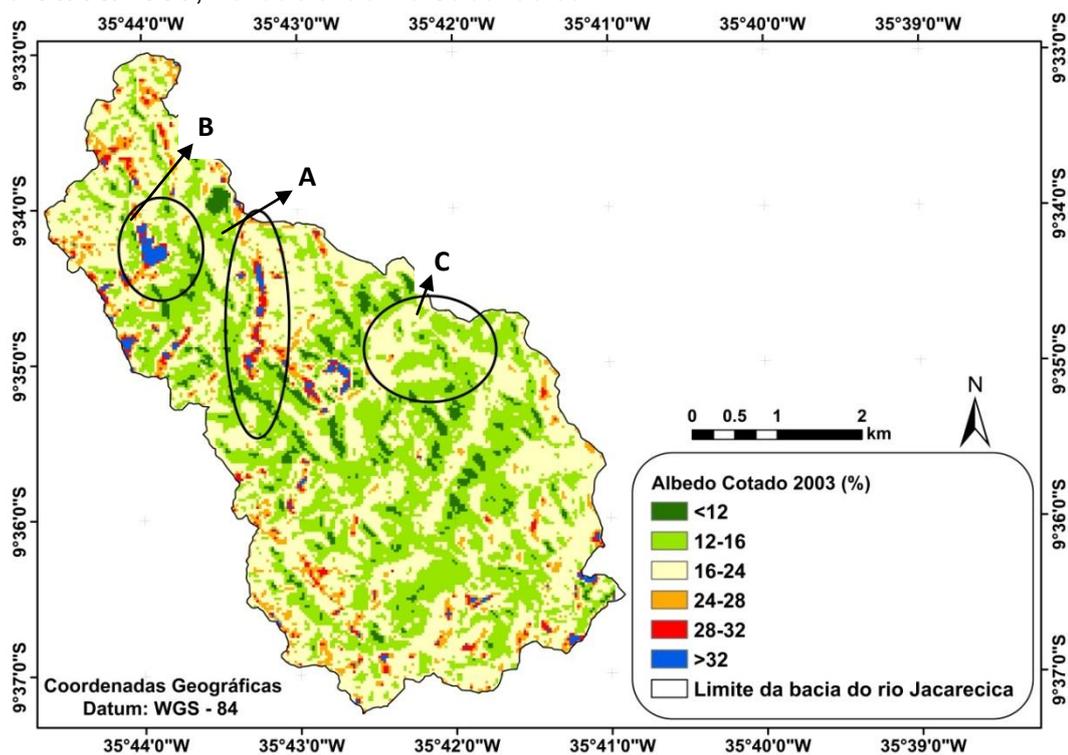
Uma avaliação destas Figuras mostra que, de uma maneira geral, a variação do albedo da superfície, tanto o obtido com a utilização do MED-Cotado como com o MED-SRTM, parecem apresentar o mesmo padrão de distribuição espacial. Este aspecto é observado tanto para a imagem da data 03/09/2003 como para 17/03/2011. No entanto, a utilização do MED-Cotado parece permitir uma melhor percepção das nuances do relevo, mostrando uma distribuição mais coesa e uniforme. Um exemplo disto pode ser visto para área delimitada pela elipse **A** das Figuras 4.6 e 4.7, cuja visão mais próxima desta área é mostrada na Figura 4.8, apenas para o ano de 03/09/2003, já que o padrão se repete para 17/03/2011.

Note-se que, para o caso do MED-Cotado, pode-se perceber que a presença de solo descoberto no topo da encosta (elipse **A**) é melhor representada que quando da utilização do MED-SRTM, que parece não captar adequadamente esta nuance no relevo e de uso e cobertura do solo. Isto é verificado tanto para imagem de 03/09/2003 como para 17/03/2011.

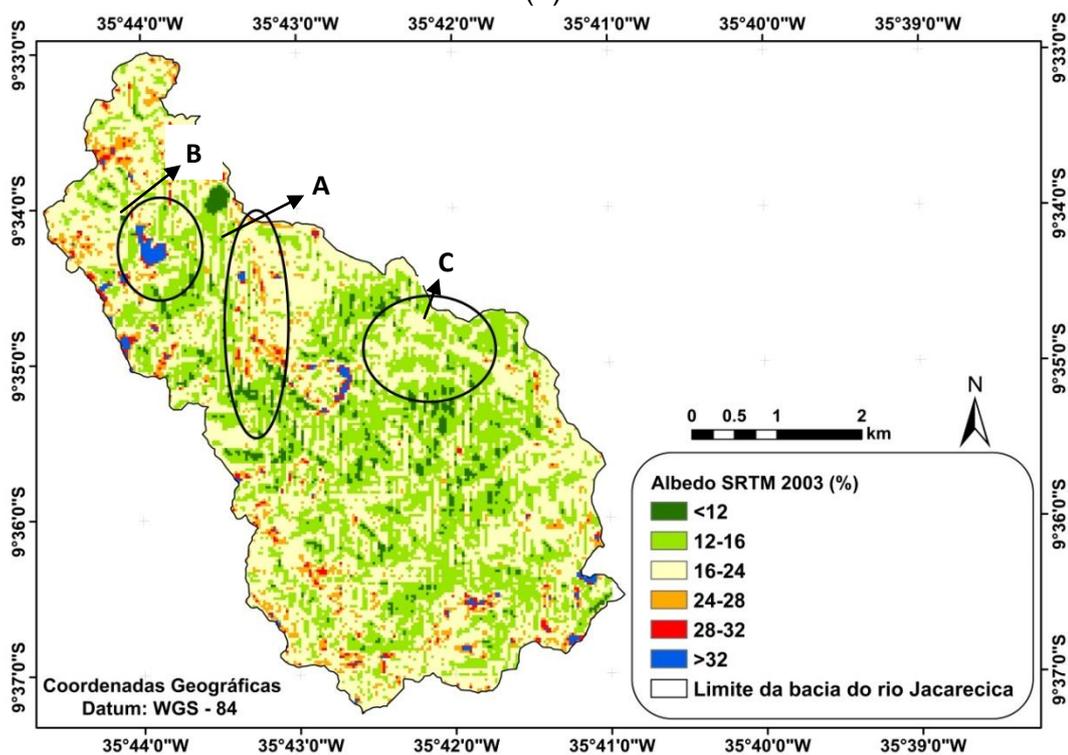
Em geral, o valor de albedo da superfície superior a 32% (cor azul) é observado em zona urbanizada que, em alguns casos, existem telhados que atingem valores muito superiores a 32%; bem como em áreas de solo exposto. Silva *et al.* (2005) encontraram valores de albedo variando de 30% a 45% para solo

desprovido de vegetação, apresentando semelhança com o encontrado nesta pesquisa. Também foi possível observar albedo $> 32\%$ associado a presença de solo arenoso, como a areia da praia. Silva (2009) encontrou valores $> 28\%$ devido a presença de banco de areia. Na área urbanizada também foram observados valores entre $24\% - 28\%$ (laranja) e de $28\% - 32\%$ (vermelho). Confirmando este resultado, Andrade *et al.* (2013) encontraram valores entre 26% e 33% para regiões com alta densidade de construções e solo exposto. Os valores mais baixos, inferiores a 12% (verde escuro), em especial entre 9% e 12% , são correspondentes a vegetação nativa mais densa. Pinheiro *et al.* (2010) encontraram albedo variando entre 12% e 15% para área com vegetação nativa mais densa, demonstrando que os resultados encontrados nesta pesquisa estão um pouco abaixo do encontrado por estes autores. Já Nicácio (2008) observou valores de albedo entre 9% e 12% para savana estépica densa, ratificando o observado nesta pesquisa. Também pode-se mencionar Liberato (2011), que observou valores de albedo entre 11% e 13% para áreas de floresta. Destaque-se que, valores $\leq 9\%$ foram observados em uma área com sombreamento por nuvem na imagem de 03/09/2003 e em áreas onde a vegetação nativa é bastante densa. Este comportamento foi observado tanto para 03/09/2003 como para 17/03/2011 e considerando os diferentes modelos de elevação digitais.

Figura 4.6 - Albedo da superfície obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para a data 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.

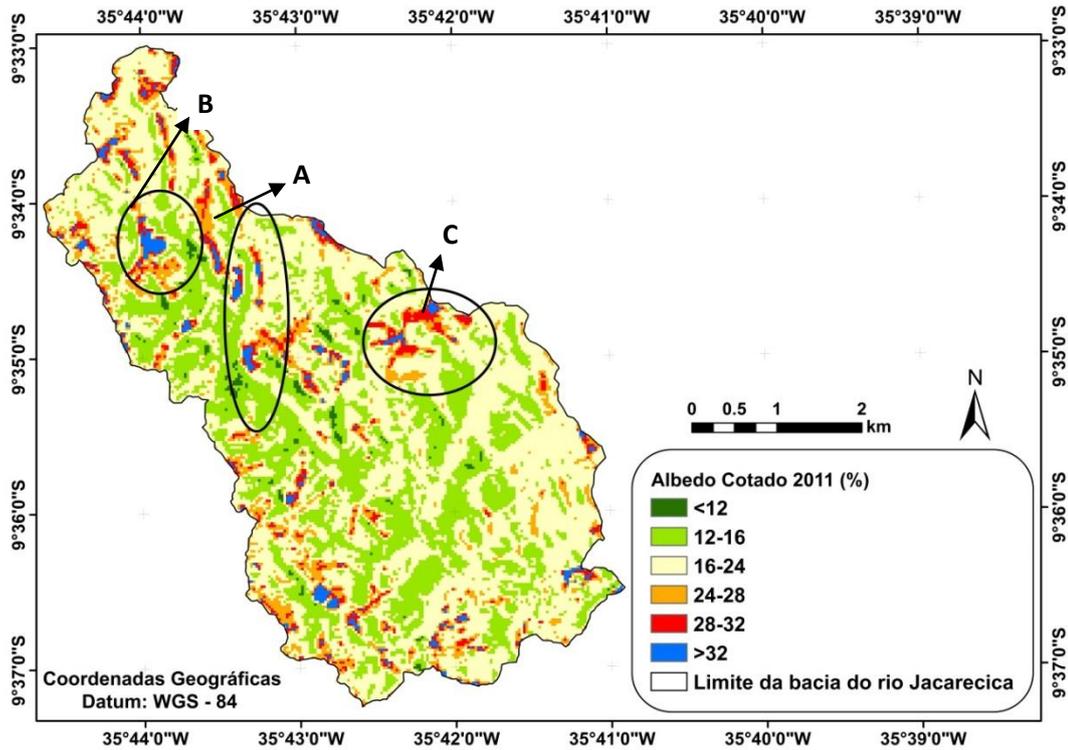


(a)

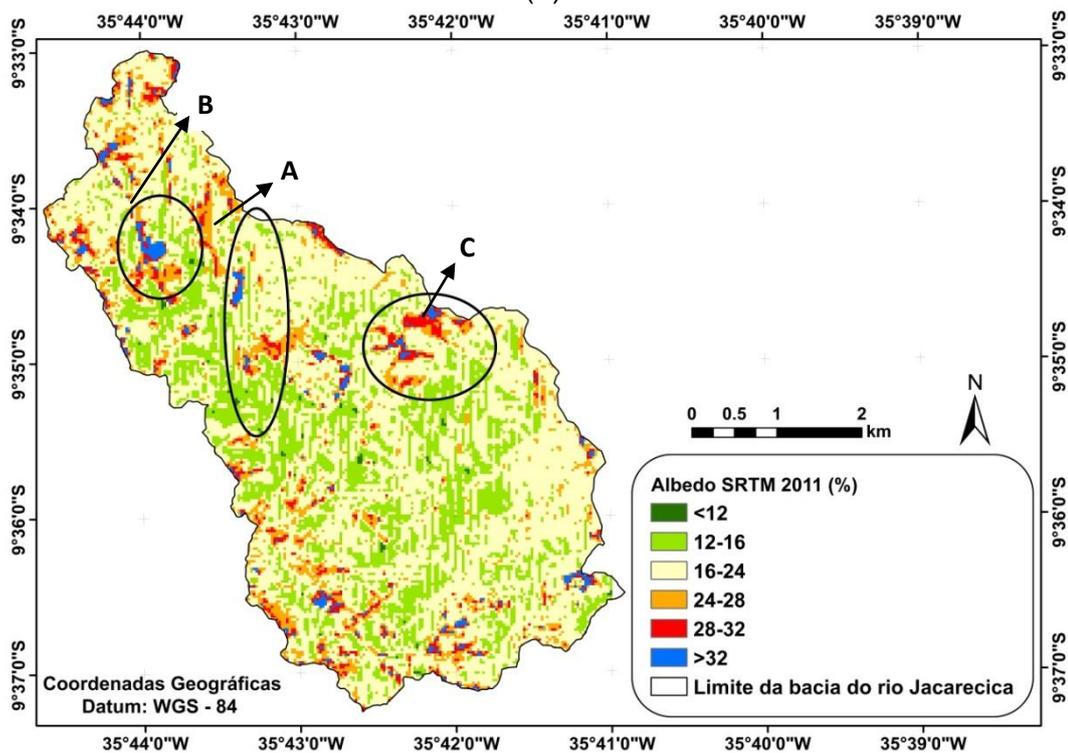


(b)

Figura 4.7 - Albedo da superfície obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para a data 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.

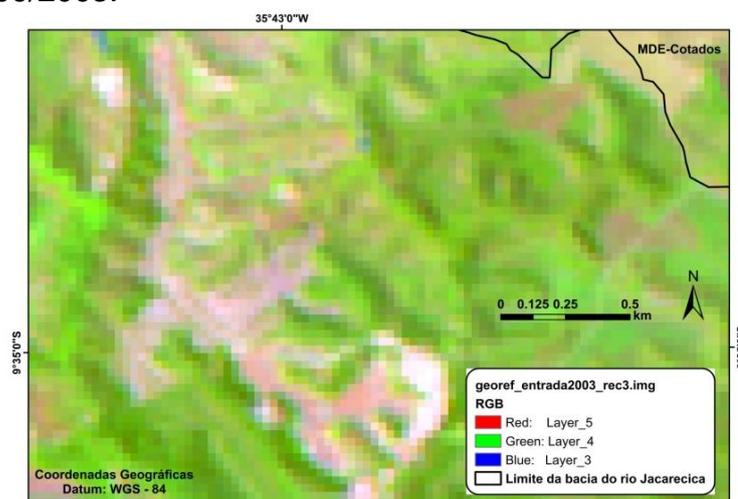


(a)

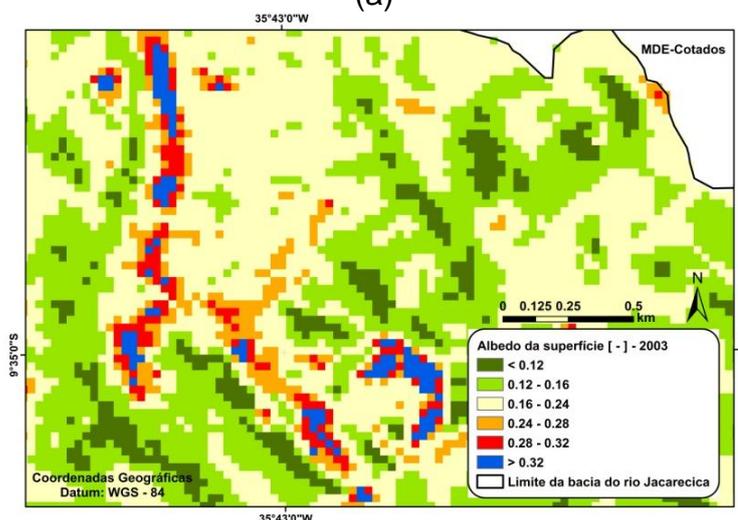


(b)

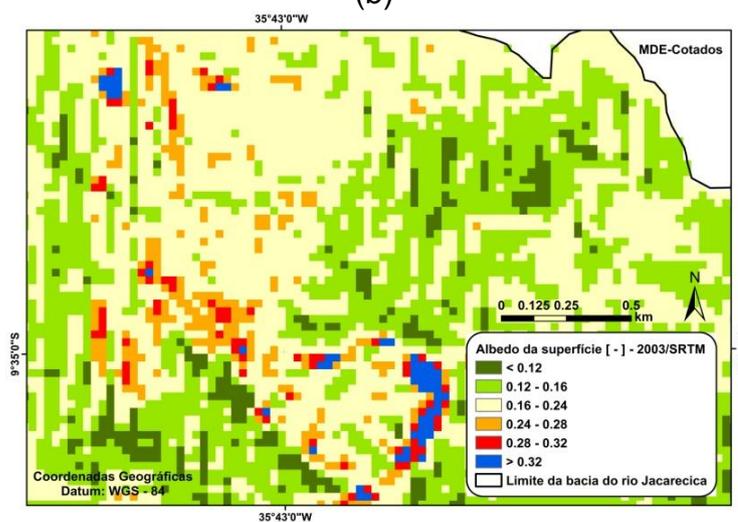
Figura 4.8 - Área da elipse A para (a) RGB (5, 4, 3), (b) MED-Cotado e (c) MED-SRTM, para 03/09/2003.



(a)



(b)



(c)

Considerando o albedo da superfície obtido com a utilização do MED-Cotado, foi possível observar que a classe de valores predominante é 16% - 24% (amarelo), seguida pela classe 12% - 16% (verde claro), tanto para 03/09/2003 como para 17/03/2011. A faixa que vai de 16% - 24% está associada a presença de vegetação de menor porte, tais como gramado, bem como a áreas pastagem (Figura 4.9 a e c). Alguns estudos estão em concordância com os resultados encontrados nesta pesquisa tais como Giongo *et al.* (2010), que encontraram valores de albedo variando entre aproximadamente 14% e 23% para áreas de cultivo de cana-de-açúcar. Braga (2014) observou valores de albedo para cultivo de coco em torno de 19%, e Liberato (2011) encontrou albedo variando entre 16% - 20% para área de pastagem. Já a faixa de 12% - 16% relaciona-se a vegetação densa (Figura 4.9 b), porém, com menor verdor que a vegetação com albedo < 12%.

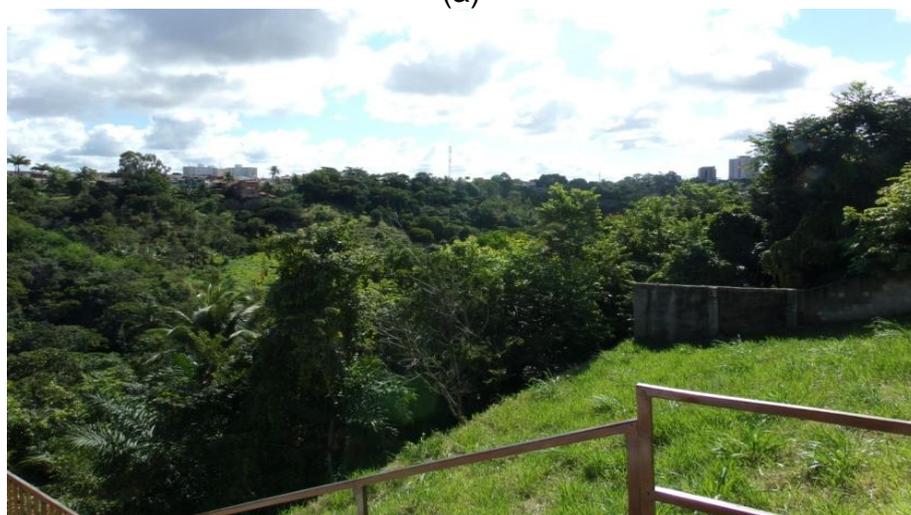
Em geral, valores de albedo nas classes de 12% - 16% e 16% - 24% representam áreas recobertas por vegetação mais densa e menos densa, respectivamente. Novas (2008) analisou o albedo para a bacia do rio Pratygy, que pertence a mesma região hidrográfica da bacia do rio Jacarecica, considerando o relevo plano. Este autor observou mais frequentemente valores de albedo entre 10% e 15%, seguidos por valores de 15% a 20%, destacando a proximidade dos resultados desta pesquisa com aqueles encontrados na bacia do Pratygy.

Por outro lado, foi possível observar que áreas de solo exposto e área urbanizada apresentaram valores, prioritariamente, entre 28% e 32% (vermelho) e superiores a 32%. A Figura 4.10 apresenta uma visão mais próxima da elipse B, que corresponde a uma área antropizada, contendo solo exposto e área construída. Destaque-se que, em casos como este os valores de albedo observados são os mais elevados para a imagem. Di Pace (2004) obteve valores médios de albedo de 39% e 36% para imagens dos anos 2000 e 2001, respectivamente, em áreas de solo exposto, que corresponde ao valor similar encontrado neste trabalho.

Figura 4.9 - Fotos de gramado (a e b), vegetação densa (c), cultivo pastagem (d e e) na bacia do rio Jacarecica.



(a)



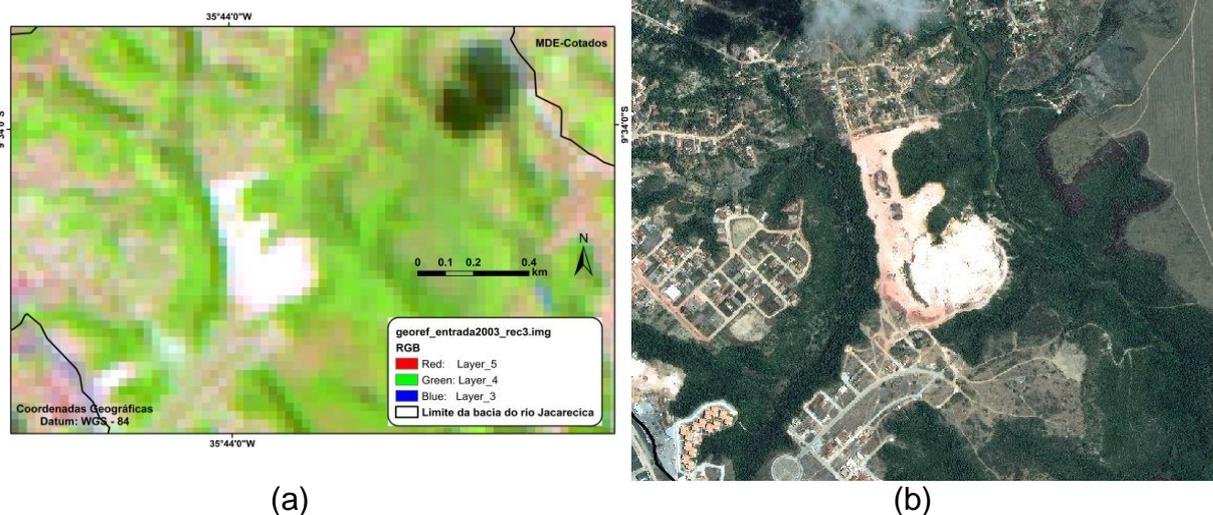
(b)



(c)

Fonte: Arquivo pessoal (figuras 4.9a e b); Google Earth (2015) (figura 4.9c)

Figura 4.10 - Representação da área da elipse B através da imagem (a) Landsat-5/09/03/2003 e (b) *QuickBird*/2005, cedida pela prefeitura de Maceió.



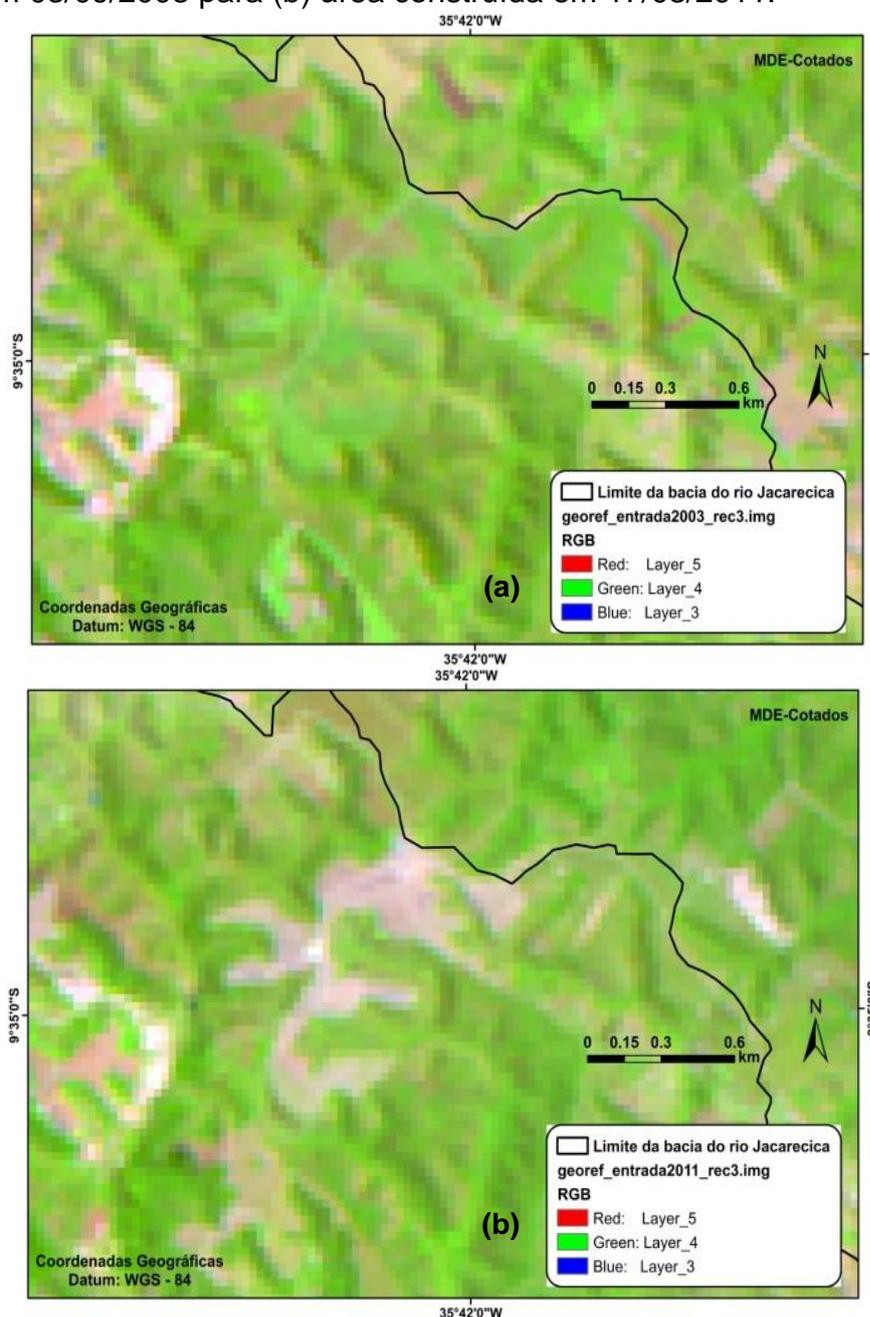
As áreas ocupadas por agricultura na imagem de 03/09/2003, encontradas especialmente na parte alta da bacia, compreendendo o bairro Benedito Bentes, apresentaram valores de albedo na faixa de 12% a 16% (verde claro).

Ainda considerando-se os resultados obtidos com MED-Cotado, observa-se que em 17/03/2011 houve um aumento de aproximadamente 4% da área ocupada pela classe 16% - 24% (amarelo) e redução de aproximadamente 7% da ocupação da classe 12% a 16% (verde claro). A redução na área ocupada pela classe < 12% pode estar associada a presença de precipitação nos dias anteriores ao da imagem de 03/09/2003, favorecendo um aumento da umidade e consequente redução do albedo da superfície. Para os dois dias que antecedem a imagem de 03/09/2003, o total pluviométrico foi de ≈ 12 mm. Já para 17/03/2011 não há ocorrência de precipitação para os dois dias que antecedem a data da imagem, o que favorece a ocorrência de albedo com valores mais elevados. Este resultado está em conformidade com ARYA (2001), que afirmou que um solo exposto seco apresenta albedo variando entre 20% e 40%, mas se estiver úmido este valor cai para um intervalo entre 10% e 20%.

Outro aspecto que pode ser destacado é o aumento da área com valores superiores a 24% - 28% (laranja) e 28% - 32% (vermelho). Este fato se deve ao aumento da área urbanizada em substituição de áreas antes ocupadas com vegetação, que favorece um aumento do albedo para estas regiões.

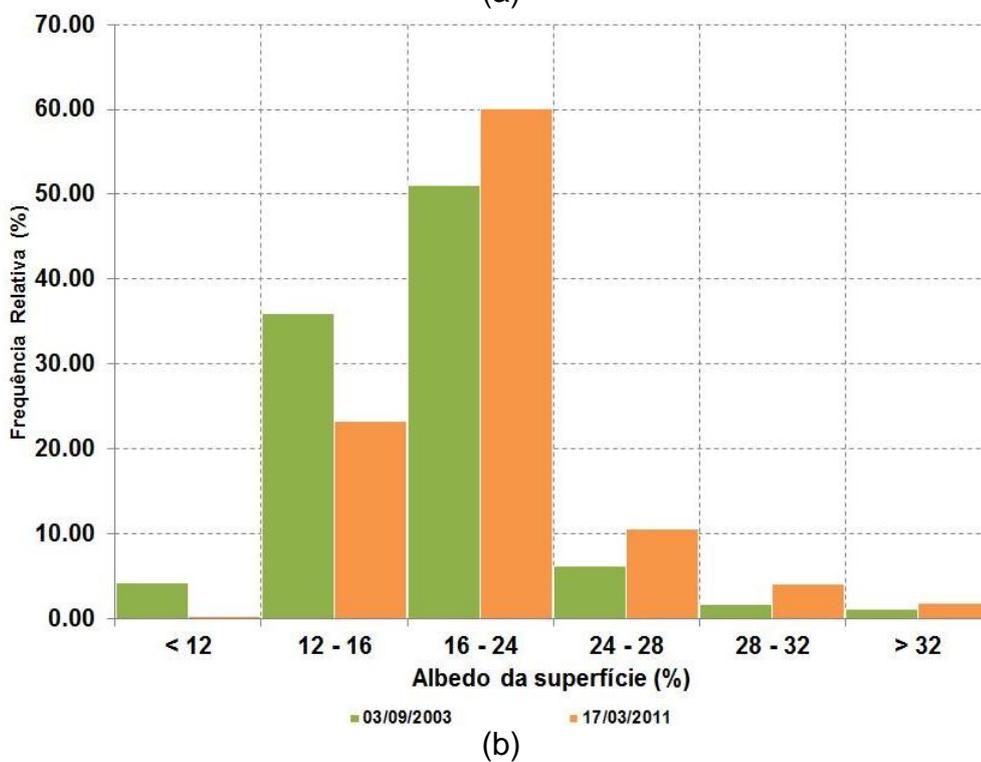
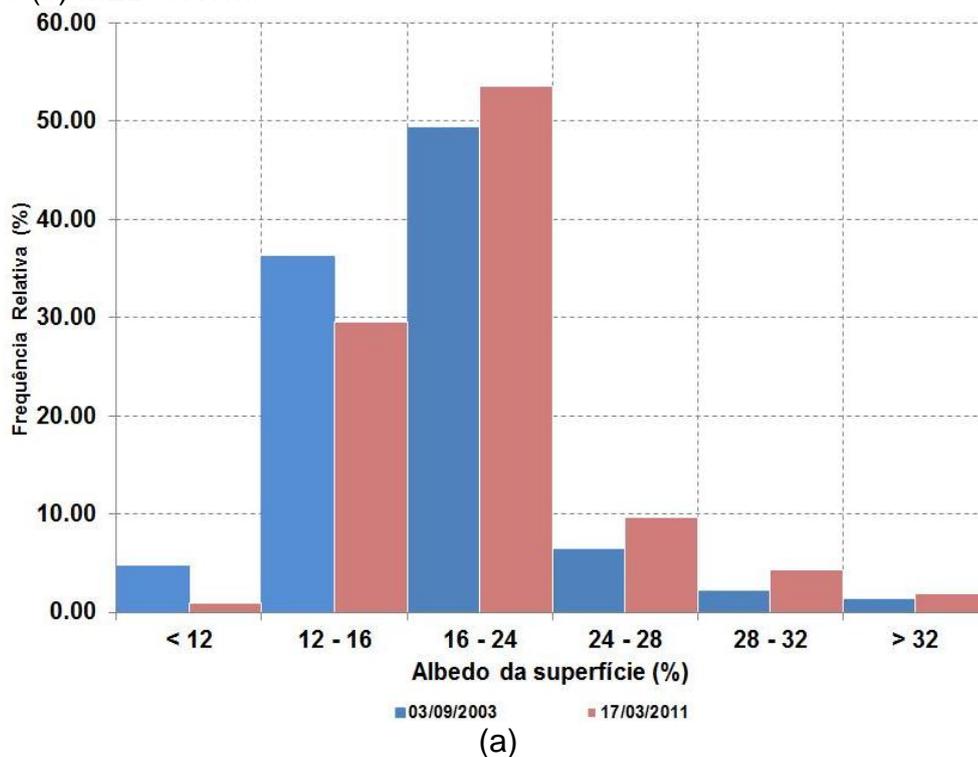
A Figura 4.11 mostra um exemplo de mudança da cobertura da superfície de área vegetada para construída, observada na elipse C. A área ocupada pela classe 28% - 32% (vermelho) mais que dobrou entre 03/09/2003 e 17/03/2011. Desta forma, o incremento de zonas em vermelho e redução dos pixels na cor verde escuro parece estar associado a uma redução na vegetação de grande e médio porte.

Figura 4.11 - Representação da área da elipse C com modificação de (a) área vegetada em 03/09/2003 para (b) área construída em 17/03/2011.



A Figura 4.12 mostra o histograma de frequência relativa do albedo da superfície para 03/09/2003 e 17/09/2011 obtido com dois MED's.

Figura 4.12 - Histograma de frequência do albedo da superfície para (a) MED-Cotado e (b) MED-SRTM.



Tanto para MED-Cotado como para MED-SRTM há uma notória diminuição da frequência relativa entre 03/09/2003 e 17/03/2011, para as classes com albedo < 12% e 12% - 16%. Já para os pixels com valores de albedo > 16% observa-se um aumento da frequência entre 03/09/2003 e 17/03/2011, que pode ser causado pelo aumento de solo exposto e expansão da zona urbanizada e/ou pela ausência de precipitação nos dias antecedentes a imagem de 17/03/2011. Leitão e Oliveira (2000) verificaram que o albedo da superfície reduz 6,4% quando a irrigação é realizada nas primeiras horas da manhã. Oguntunde *et al.* (2006) observaram uma significativa redução do albedo com a umidade do solo. Verificaram que um aumento de 39% no albedo esteve associado ao decréscimo do conteúdo de água no solo de 0,155 a 0,064 m³.m⁻³. Independente do MED utilizado, a moda é observada para a classe 16% - 24%, tanto para 09/03/2003 como para 17/03/2011, com frequência relativa, para MED-Cotado de 49,32% e 53,57%, e para MED-SRTM de 51,07% e 60,10%, respectivamente.

Considerando-se os diferentes MEDs e as duas classes de maior frequência relativa, a saber: 12% - 16% e 16% - 24%, não se observa uma diferença expressiva nas frequências para estas classes, para a data 03/09/2003. Já para 17/03/2011, a utilização de MED com distinta resolução espacial parece promover uma modificação mais expressiva nos valores de albedo, com uma redução de ≈6 pontos percentuais para a classe 12% - 16% e um aumento de 6,5 pontos percentuais para a classe 16% - 24%. Destaque-se que, para 09/03/2003, observa-se essa mesma tendência de redução (aumento) para a classe de 12% - 16% (16% - 24%), no entanto, com valores bem menos expressivo em torno de 0,3 (1,8) pontos percentuais.

A Tabela 4.4 mostra a estatística básica para o albedo da superfície obtido com as imagens 03/09/2003 e 17/03/2011. Pode-se observar que o valor médio global do albedo da superfície para 17/03/2011 é aproximadamente 8% mais elevado que em 03/09/2003. Em média, não se verifica alteração no albedo ao se utilizar os diferentes MEDs para 09/03/2003. Já para 17/03/2011, nota-se uma pequena diferença no valor médio do albedo de aproximadamente 2%. O coeficiente de variação (CV) mostra a oscilação do albedo. Note-se que o CV apresentou valores ligeiramente mais elevados quando da utilização do MED-Cotado, tanto para

03/09/2003 como para 17/03/2011, com valor médio de $\approx 26\%$. Já para o MED-SRTM, o CV, em média, foi de aproximadamente 25%.

Tabela 4.4 - Valores estatísticos do albedo da superfície (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação) para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, da bacia do rio Jacarecica com MED-Cotado e MED-SRTM.

Albedo [-]		Mínimo	Máximo	Moda	Média	¹ DP	² CV
03/09/2003	Cotados	0,050	0,556	0,157	0,178	0,047	26,404
	SRTM	0,051	0,549	0,158	0,178	0,045	25,281
17/09/2011	Cotados	0,100	0,643	0,160	0,192	0,050	26,042
	SRTM	0,103	0,668	0,171	0,196	0,048	24,490

¹ Desvio Padrão

² Coeficiente de variação

A Figura 4.13 mostra o desvio para albedo da superfície entre 09/03/2003 e 17/03/2011, para o MED-Cotado e o MED-SRTM. Note-se que, os desvios apresentados nesta figura correspondem as variações temporais de albedo mantendo-se fixo o MED. Observa-se que, de maneira geral, o padrão de distribuição espacial dos desvios foi similar para os dois MDE's, mas com uma maior quantidade de desvios positivos observados quando da utilização do MED-Cotado. Os desvios negativos (positivo) correspondem a uma elevação (redução) do albedo para 17/03/2011. A Figura 4.14 auxilia no entendimento da ocupação percentual dos pixels com desvios negativos, positivos, bem como dos pixels considerados sem variação, que são aqueles com valores entre $\pm 0,79\%$ da amplitude do desvio percentual do albedo da superfície. Note-se que, a predominância de desvios negativos, correspondendo a uma ocupação da área da bacia de 64,5% e 72,4%, para MED-Cotado e MED-SRTM, respectivamente. Por outro lado, os desvios positivos não excederam 29,5% e 23,0% da área da bacia, para o MED-Cotado e SRTM, respectivamente. Desta forma, torna-se claro que houve uma tendência de elevação dos valores de albedo entre 09/03/2003 e 17/03/2011. Este aspecto pode estar associado a substituição de área com vegetação para área construída e ausência de precipitação nos dias que antecedem 17/03/2011, favorecendo a elevação dos valores de albedo da superfície. Os desvios negativos oscilaram em torno de -18,6% e -19,5%, enquanto os positivos variam em torno de sua média 9,5% e 9,3%, para o MED-Cotado e MED-SRTM, respectivamente.

Figura 4.13 - Desvio percentual temporal para o albedo da superfície entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011 mantendo-se fixado o MED utilizado, sendo (a) para Cotado e (b) para SRTM.

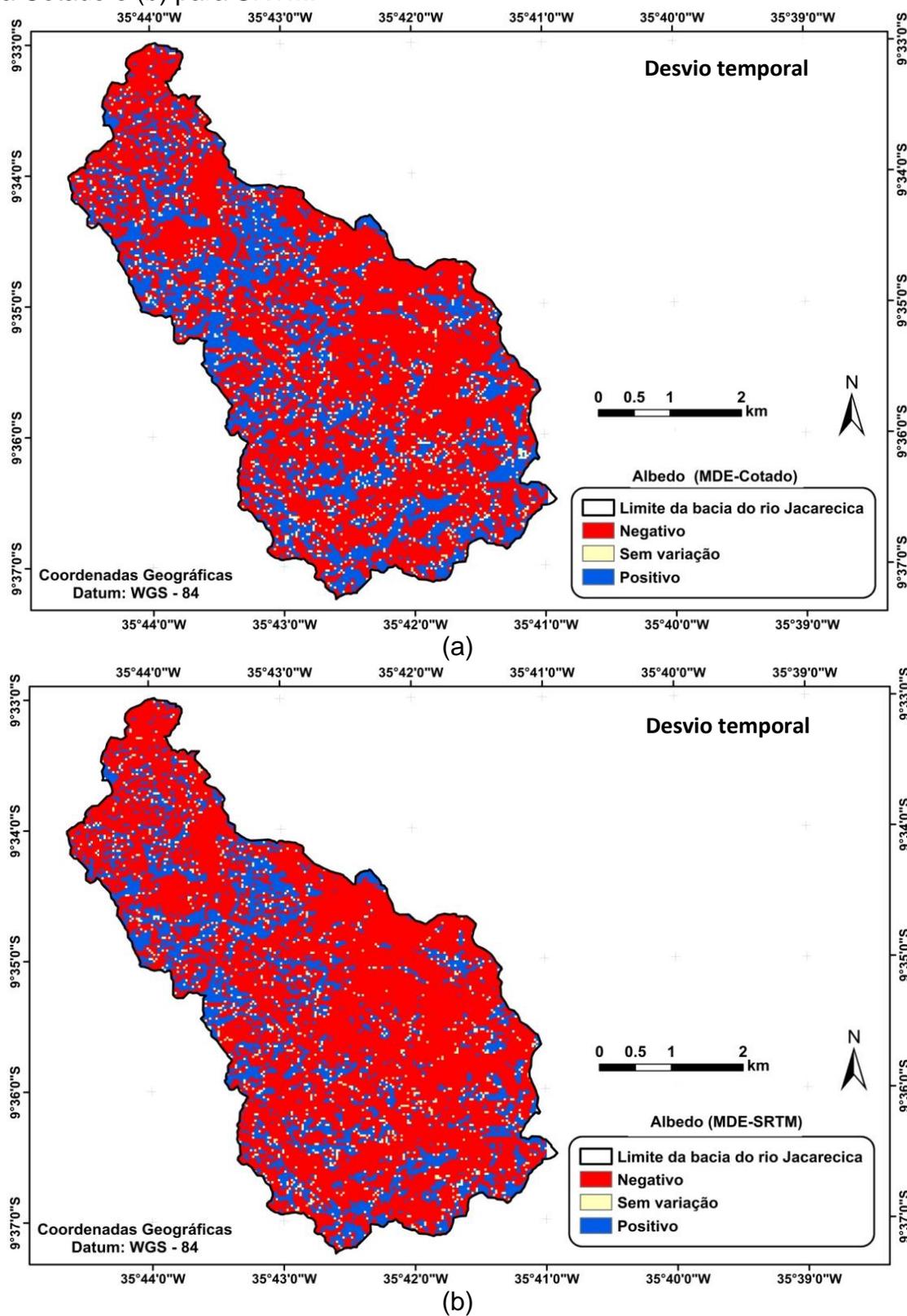
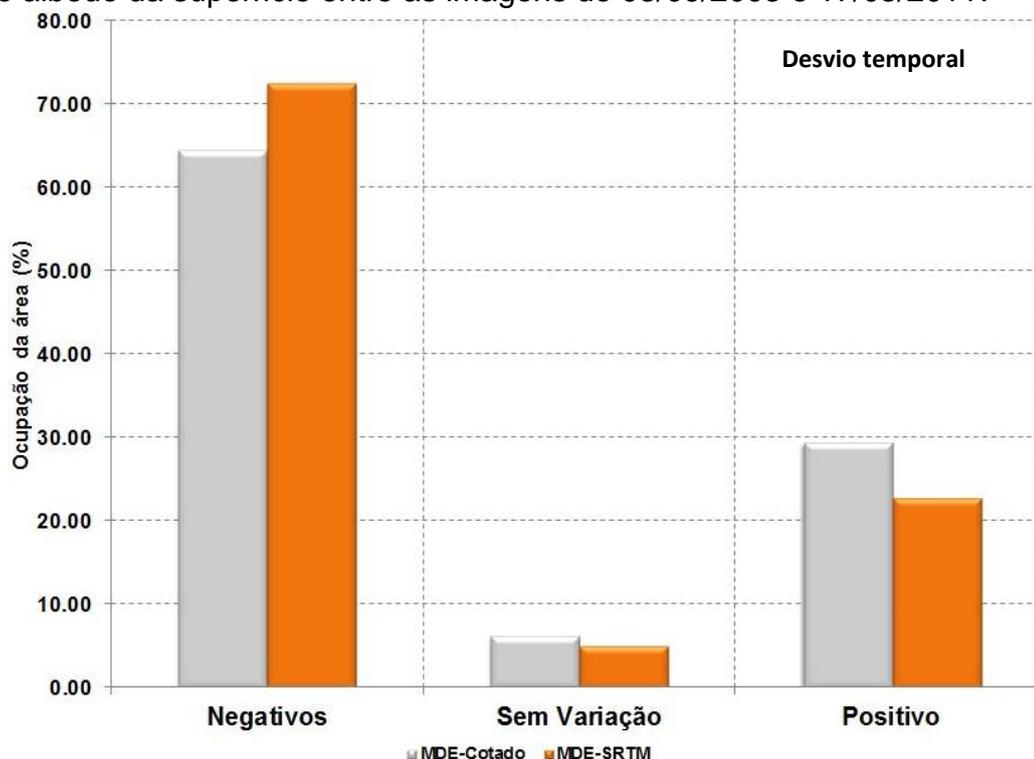


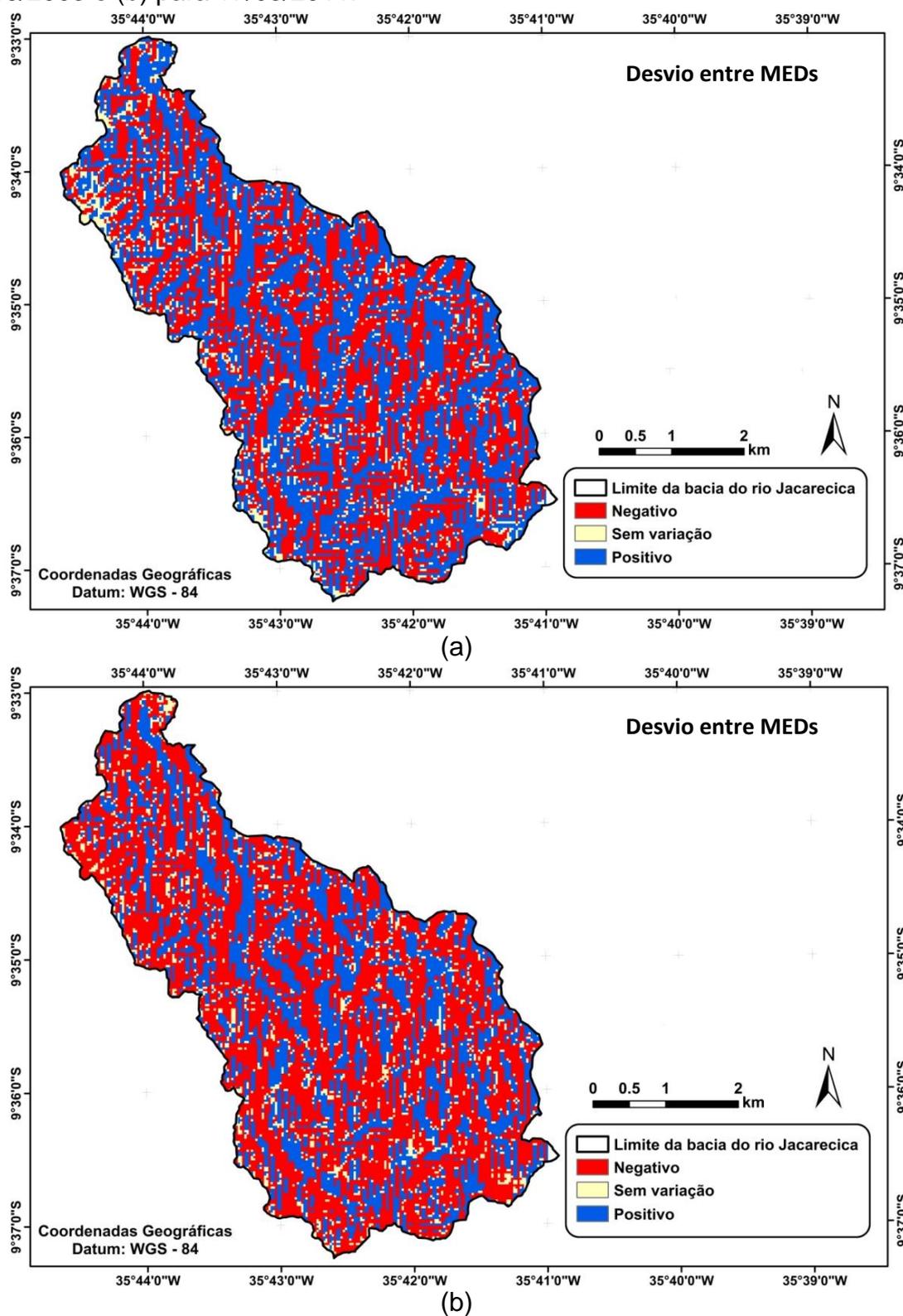
Figura 4.14 - Ocupação percentual dos pixels de desvio temporal positivo e negativo para o albedo da superfície entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011.



A Figura 4.15 mostra o desvio do albedo obtido com a utilização do MED-Cotado e do MED-SRTM para as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011. Destaque-se que, diferentemente das Figuras 4.13 e 4.14, os desvios apresentados na Figura 4.15 referem-se as discrepâncias nos cálculos de albedo da superfície oriundas da modificação do MED utilizado. Pode-se observar a ocorrência tanto de desvios positivos, indicando valores maiores obtidos com MED-Cotado, como de negativos (maior para MED-SRTM) no interior da bacia do rio Jacarecica.

No entanto, é importante mencionar que os desvios negativos representaram uma área de aproximadamente 43,5% da bacia, e variaram em torno de um valor médio de aproximadamente -14%. Já os desvios positivos representaram aproximadamente 47% da área da bacia, com média de $\approx 10\%$. Os outros 9,5% da área da bacia não apresentaram variação expressiva.

Figura 4.15 - Desvios percentuais do albedo da superfície estimado com MED-Cotado e MED-SRTM mantendo-se fixa a imagem TM utilizada, sendo (a) para 03/09/2003 e (b) para 17/03/2011.



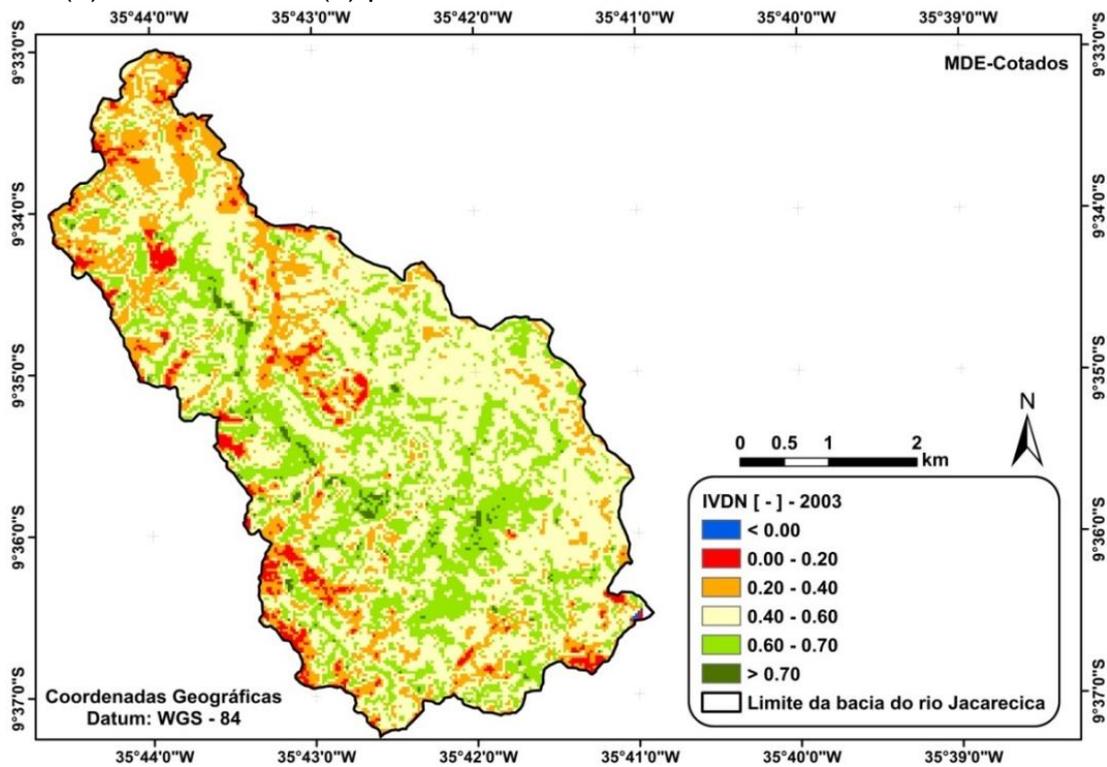
Destaque-se ainda que, em geral, os valores de albedo estimados com a utilização do MED-SRTM tendem a ser menores que os estimados utilizando o MED-Cotado, em especial para as áreas com declividade entre 8% e 20% e de 20% a 45%, que caracterizam relevo ondulado e ondulado forte, conforme EMBRAPA (1979). Já para áreas com declividades mais baixas parece haver uma tendência para os desvios positivos. Assim, em suma, pode-se dizer que para as áreas de baixa declividade (<3% - relevo plano, segundo EMBRAPA (1979)), o albedo da superfície estimado com a utilização do SRTM tendeu a apresentar valores, em média, 14% mais elevados que o estimado com o MED-Cotado. Já para áreas mais declivosas, os valores de albedo derivados com SRTM foram, em média, 10% menores que os estimados com MED-Cotado. Este mesmo aspecto pode ser observado para 17/03/2011, no entanto, com uma concentração maior de desvios negativos, correspondendo a aproximadamente 57% da área da bacia.

4.2.2 Índice de vegetação da diferença normalizada

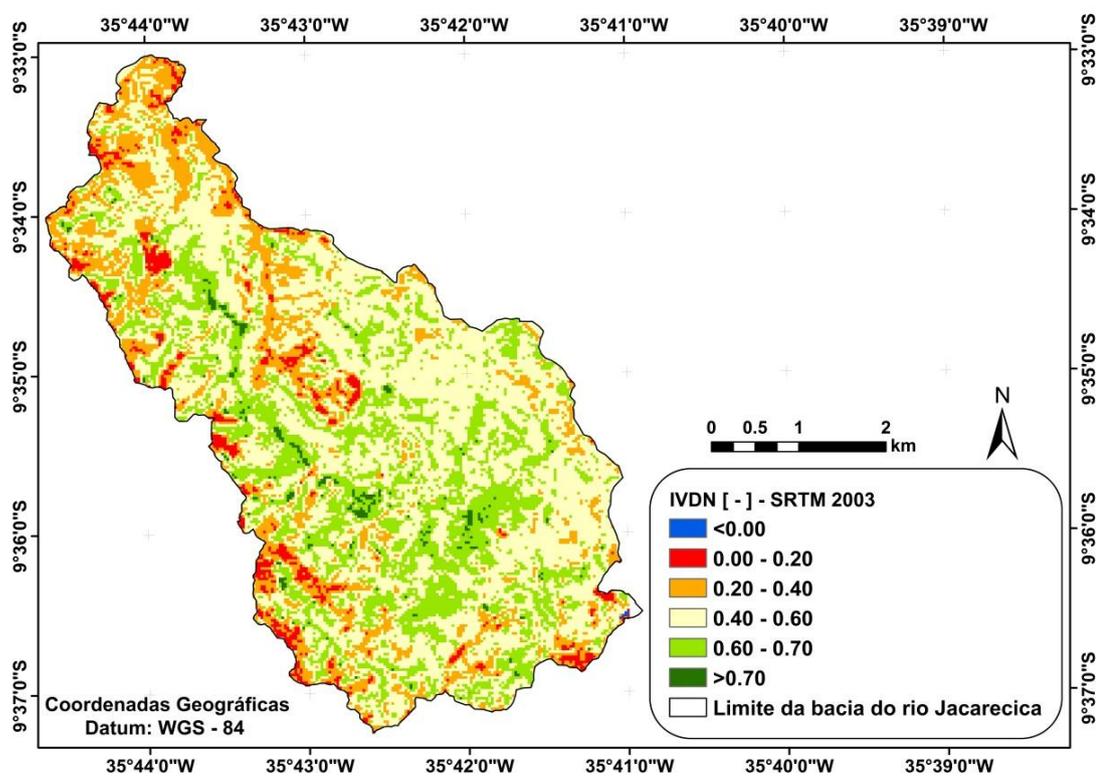
A variável que guarda muita relação com o albedo é o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN), onde, em estudos como os de cultivos, uso e cobertura do solo, estudos florestais dentre outros, é uma ferramenta muito eficaz. No presente trabalho o IVDN foi empregado para identificação dos pixels âncoras do SEBAL, estimativa indireta da emissividade da superfície para a faixa espectral de 10,4 μm - 12,5 μm , bem como observação da mudança na cobertura do solo para identificação do impacto que esta exerce sobre as variáveis de superfície na bacia do rio Jacarecica.

Assim como foi visto anteriormente para o albedo da superfície, o IVDN será analisado com a mesma perspectiva ressaltando-se: a mudança dos valores de IVDN sob o ponto de vista temporal e suas alterações oriundas da utilização dos diferentes modelos digitais. Respalda-se também está análise pela relação inversamente proporcional entre o albedo da superfície e o IVDN (YAO *et al.*, 2008). As Figuras 4.16 e 4.17 mostram a distribuição espacial do IVDN obtido com o MED-Cotado e o MED-SRTM, na bacia do rio Jacarecica, para 03/09/2003 e 17/03/2011.

Figura 4.16 - Índice de vegetação da diferença normalizada obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.

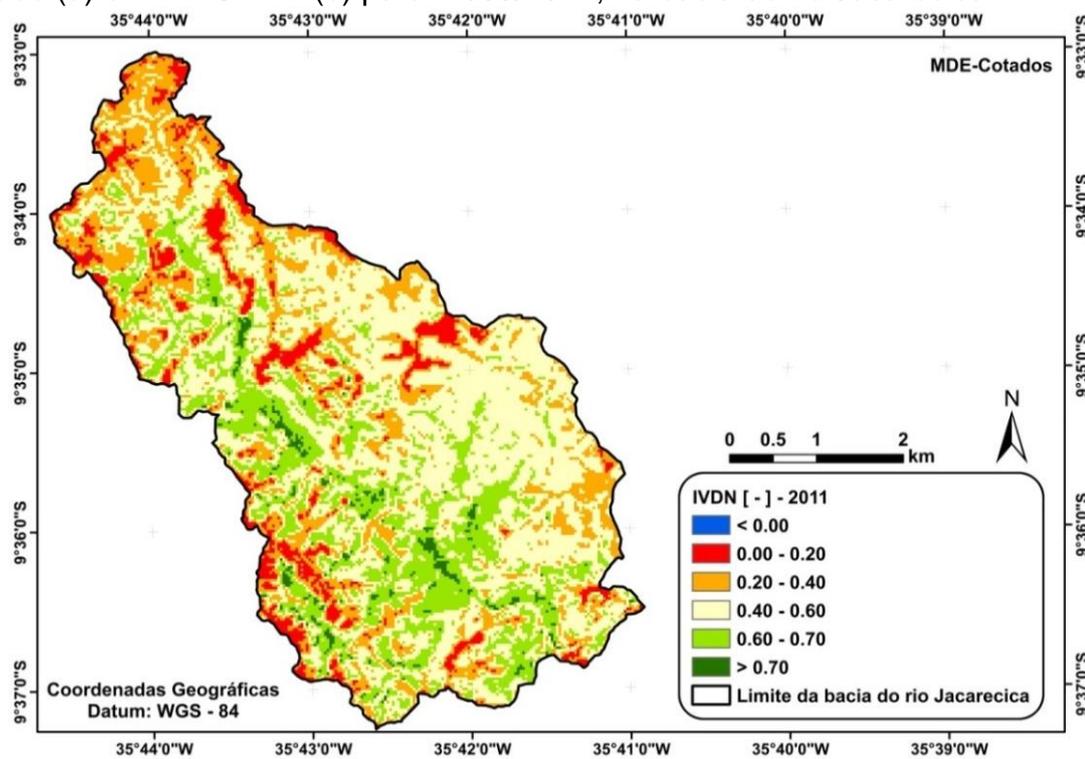


(a)

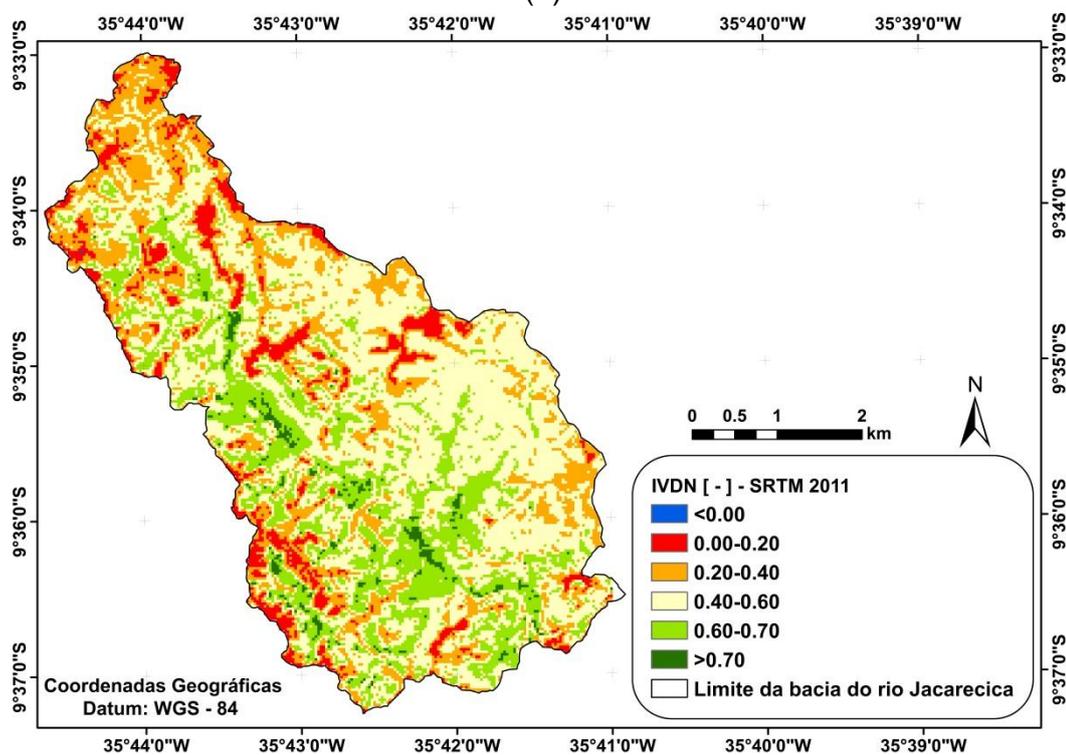


(b)

Figura 4.17 - Índice de vegetação da diferença normalizada obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.



(a)



(b)

A despeito da assimilação dos fatores de relevo atuar diretamente no cálculo da reflectância da superfície, não se observou diferença expressiva no padrão espacial de IVDN, quando se realiza a sua estimativa com o MED-Cotado e com o MED-SRTM, indicando que esta variável parece ser menos sensível a um refinamento da grade do modelo de elevação digital. Di Pace *et al.* (2008) calcularam os valores de IVDN considerando relevo plano e assimilando os fatores topográficos através do uso de um MED. Segundo estes autores, o IVDN permanece praticamente invariável ao se observar as duas situações. Os resultados obtidos por Di Pace *et al.* (2008) ratificam os resultados relativos ao IVDN encontrados nesta pesquisa.

Considerando que as estimativas do IVDN com o MED-Cotado e MED-SRTM foram praticamente invariáveis, serão apresentadas as diferenças espaço-temporais encontradas entre as imagens de 03/09/2003 e 17/09/2011 para a implementação do SEBAL considerando apenas o MED-Cotado.

Uma avaliação dos mapas de IVDN construídos com o MED-Cotado em 03/09/2003 e 09/03/2011 mostra a predominância de valores para a classe que varia de 0,40 a 0,60 (amarelo). Os valores negativos de IVDN aparecem em pouquíssimos pixels contrastando com os trabalhos de Santos (2012) e Di Pace (2004), que encontraram IVDN < 0 em corpos de água. No caso específico da área de estudo, o rio principal (Jacarecica) é estrito e frequentemente recoberto por vegetação, estando em alguns trechos canalizado. Estes aspectos dificultam a visualização do leito do rio através da imagem do Landsat-5. A Figura 4.18 ilustra o leito do rio Jacarecica coberto pela vegetação e canalizado.

Os valores entre 0 e 0,20 (vermelho) e 0,20 - 0,40, estão, especialmente, associados a solo exposto e áreas com urbanização. Braga (2014) encontrou valores de IVDN entre 0 e 0,20 para solo desprovido de vegetação. Demarchi *et al.* (2011) e Bezerra *et al.* (2014) observaram valores de IVDN variando de -0,1 a 0,2 e de 0 a 0,2, respectivamente, para solo exposto, estando em conformidade com esta pesquisa. As faixas compreendidas entre 0,40 a 0,60 (amarelo) e 0,60 a 0,70 (verde claro) estão relacionadas a áreas com diferentes densidades de vegetação, sendo a primeira classe também observada em área de cultivo. Enquanto IVDN > 0,70, em geral, acompanha o curso principal do rio Jacarecica, ou seja, define a região de

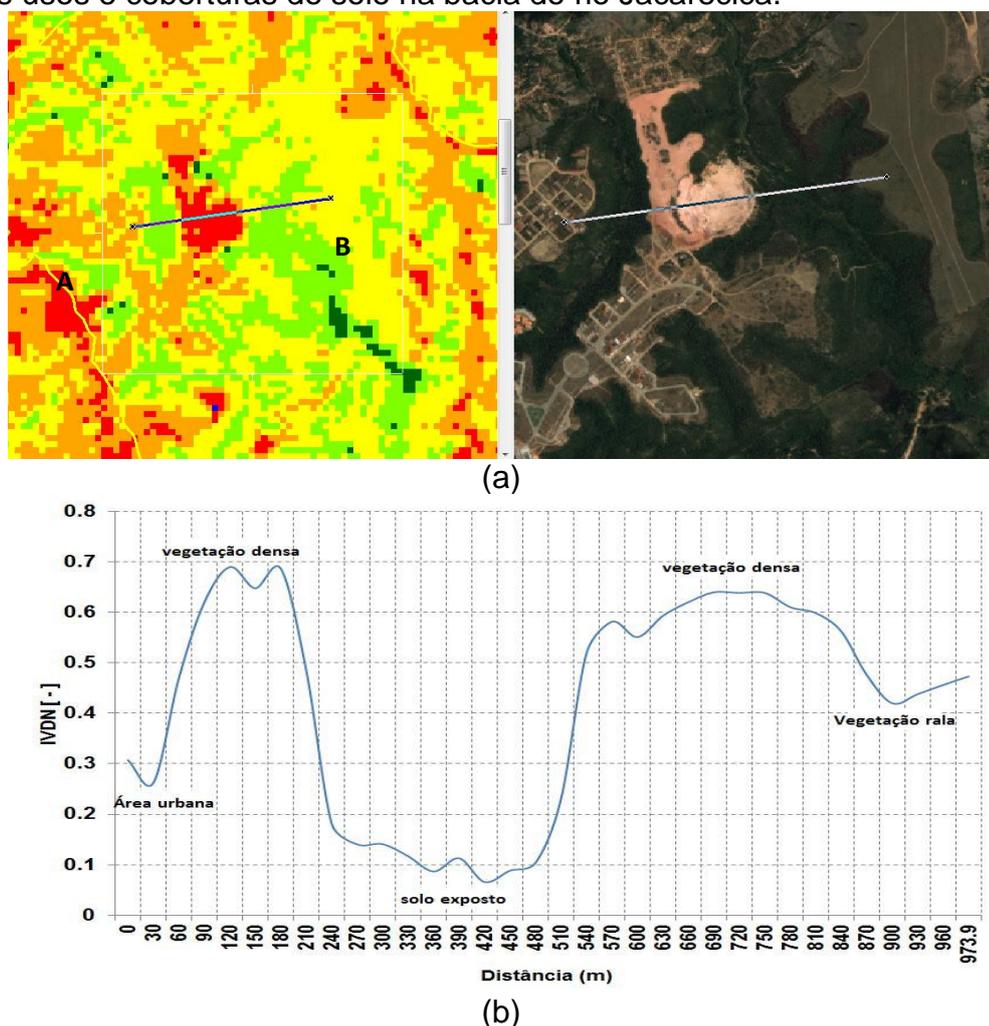
mata ciliar. Os resultados encontrados nesta pesquisa corroboram com o observado por Demarchi *et al.* (2011), que observaram IVDN entre 0,5 e 0,6 para mata nativa menos densa e entre 0,6 a 0,9 para mata nativa densa. Esta mesma distribuição de valores de IVDN é observada tanto para 03/09/2003 como para 17/09/2011.

Figura 4.18 - Ilustrações do rio Jacarecica, encoberto por vegetação (a,b,c) e canalizado (d).



A Figura 4.19 mostra o traçado de um perfil de IVDN para o alinhamento AB. Este alinhamento, de aproximadamente 1 km, foi escolhido por apresentar distintos usos e coberturas do solo com diferentes valores de IVDN. Os valores mais baixos de IVDN são encontrados para solo exposto, em torno de 0,10, enquanto áreas com urbanização apresentaram valores entre 0,20 e 0,30. Resultados similares foram observados por Liang e Shi (2009), que identificaram IVDN variando de 0 a 0,15 para solo exposto e $> 0,15$ em áreas urbanizadas. Estes autores associaram estes valores mais elevados de IVDN na área urbana a influência da vegetação. Já as áreas de vegetação mais densa apresentam IVDN entre 0,60 e 0,70. As áreas com vegetação de menor porte (mais rala) têm IVDN em torno de 0,40.

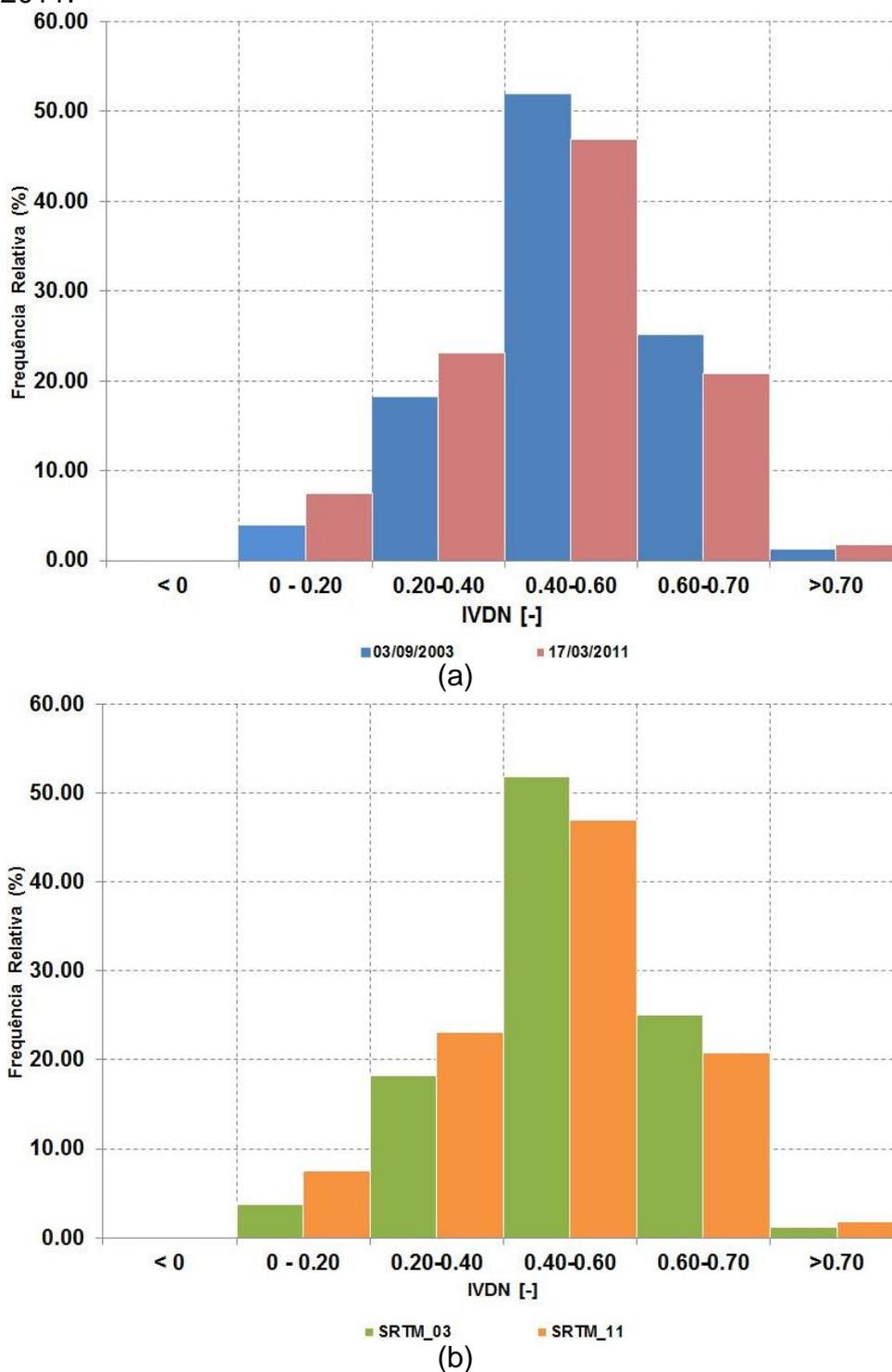
Figura 4.19 - Localização (a) e traçado (b) de um perfil com valores de IVDN em diversos usos e coberturas do solo na bacia do rio Jacarecica.



A Figura 4.20 apresenta o histograma de frequência relativa para o IVDN obtido com MED-Cotado e MED-SRTM, para 03/09/2003 e 17/03/2011. A moda, para todas as implementações do SEBAL, é definida pela classe 0,40 - 0,60, com frequência superior a 50% para 03/09/2003 e em torno de 47% para 17/03/2011. Mais uma vez, percebe-se a proximidade entre as magnitudes do IVDN estimados com MED-Cotado e MED-SRTM. Observa-se que, para as faixas de IVDN entre 0 – 0,20 e de 0,20 – 0,40 há um aumento da frequência relativa entre 03/09/2003 e 17/03/2011, que pode estar associado ao incremento de terreno urbanizado com redução da vegetação de mediano porte e aumento do solo exposto. Nota-se também que as classes 0,40 – 0,60 e de 0,60 – 0,70 apresenta um decréscimo da frequência relativa entre 03/09/2003 e 17/03/2011, que pode estar relacionado a

baixa intensidade pluviométrica antes de 17/03/2011 quando comparada a observada antes de 03/09/2003.

Figura 4.20 - Histograma de frequência do índice de vegetação da diferença normalizada para (a) MED-Cotado e (b) MED-SRTM para as imagens de 03/09/2003 e 17/09/2011.



A Tabela 4.5 mostra a estatística básica para as imagens de IVDN considerando-se os dois MEDs utilizados e para as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011. Note-se que, em termos médios, o valor do IVDN permaneceu aproximadamente constante, com uma diferença entre o estimado pelo MED-Cotado e MED-SRTM bastante inferior a 1%. Esta baixíssima variação nos valores de IVDN obtidos com os distintos MEDs utilizados, está associada ao fato de que o IVDN é calculado considerando-se um quociente entre operações algébricas das bandas 3 e 4 do sensor TM, o que promove uma atenuação dos efeitos oriundos da variação pixel a pixel do ângulo zenital obtido como uma função dos fatores do relevo (declividade e orientação). Este aspecto pode se melhor observado ao se analisar matematicamente a equação 3.21 (IVDN) reescrita utilizando a expressão 3.4 (reflectância). Uma avaliação na perspectiva temporal mostrou que, em termos médios, o IVDN na bacia do rio Jacarecica apresentou uma redução de aproximadamente 7% entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011. Esta redução tem aproximadamente a mesma ordem de grandeza da elevação observada para o albedo da superfície, cerca de 8%, em termos médios para toda bacia. Note-se que, a variação do IVDN foi maior para imagem de 17/03/2011, com coeficiente de variação $\approx 21\%$ mais elevado que o observado em 03/09/2003.

Tabela 4.5 - Valores estatísticos do índice de vegetação da diferença normalizada (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação) para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.

IVDN [-]		Mínimo	Máximo	Moda	Média	¹ DP	² CV (%)
03/09/2003	Cotados	-0,336	0,779	0,570	0,4987	0,1381	0,2769
	SRTM	-0,206	0,779	0,579	0,4990	0,1380	0,2766
17/03/2011	Cotados	-0,014	0,787	0,581	0,4654	0,1554	0,3339
	SRTM	-0,014	0,787	0,581	0,4655	0,1553	0,3336

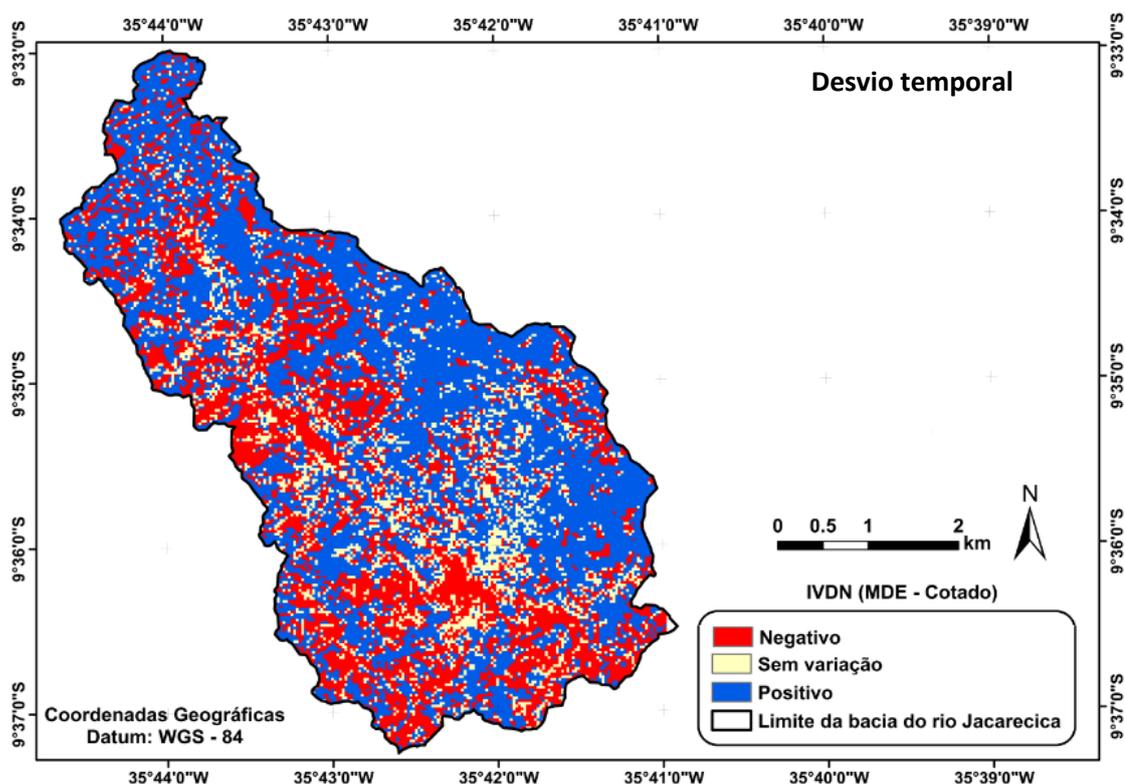
¹ Desvio Padrão;

² Coeficiente de variação

A Figura 4.21 mostra o desvio relativo entre os valores de IVDN calculados para imagem de 03/09/2003 e 17/03/2011. Valores negativos de desvios correspondem a um aumento do índice de vegetação por diferença normalizada em 17/03/2011, enquanto desvios positivos estão associados a um decréscimo deste

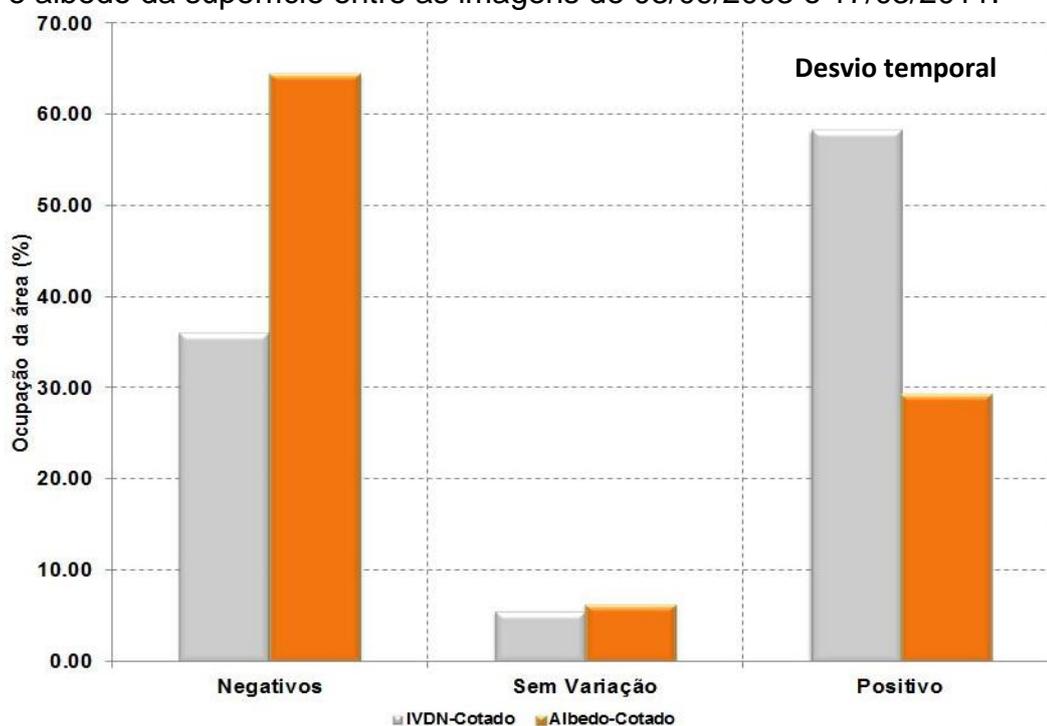
índice em 17/03/2011. Destaque-se que, nesta avaliação considerou-se como não variação o intervalo compreendido entre $\pm 0,79\%$ da amplitude do desvio percentual do IVDN. De uma maneira geral, o padrão de distribuição espacial dos desvios de IVDN parece ser inverso ao observado para o albedo, concentrando desvios positivos (azul) na margem esquerda do rio Jacarecica, enquanto para o albedo, na margem esquerda prevalecem os desvios negativos (vermelho). Pôde-se perceber que, de modo geral, os valores de IVDN tenderam a um decréscimo (desvios positivos) entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011, com redução média de $\approx 20\%$ para 17/03/2011, e correspondendo a uma ocupação em torno de 58% da área total da bacia, contrastando com os 29% ocupados por desvios positivos para o albedo da superfície. Já os desvios negativos de IVDN oscilaram em torno de sua média $-19,68\%$ e ocuparam uma área de $\approx 36\%$, que contrastam com os 64,45% de ocupação dos desvios negativos para o albedo da superfície para a área total da bacia (ver Figura 4.22).

Figura 4.21 - Desvios percentuais entre o índice de vegetação da diferença normalizada obtido em 03/09/2003 e 17/03/2011 utilizando o MED-Cotado.



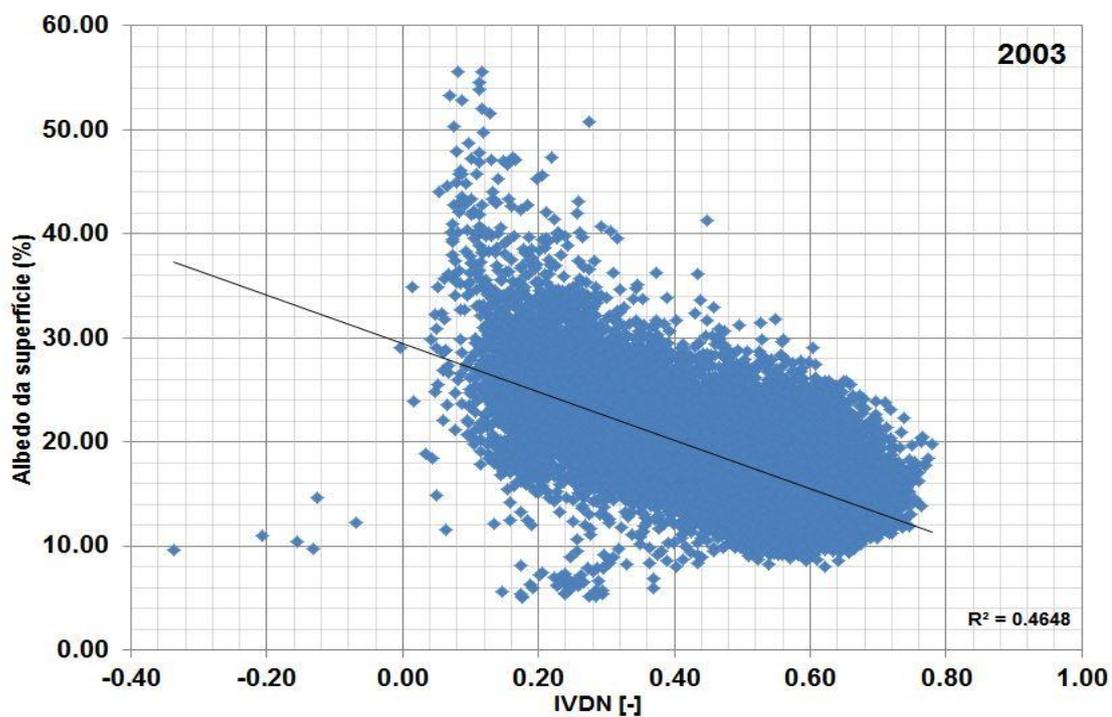
A Figura 4.22 mostra a relação entre o percentual de área ocupada por desvios positivos e negativos para o IVDN e albedo da superfície, apenas para o MED-Cotado. Este decréscimo do IVDN entre 03/09/2003 e 17/03/2011 está possivelmente associado ao menor total pluviométrico observado nos dias que antecedem a data da imagem de 17/03/2011. Ratificando este aspecto, Bezerra *et al.* (2014) verificaram valores mais elevados de IVDN para as imagens onde foram observados eventos chuvosos em dias que antecediam a data destas imagens.

Figura 4.22 - Ocupação percentual dos pixels com valores positivos e negativos de IVDN e albedo da superfície entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011.

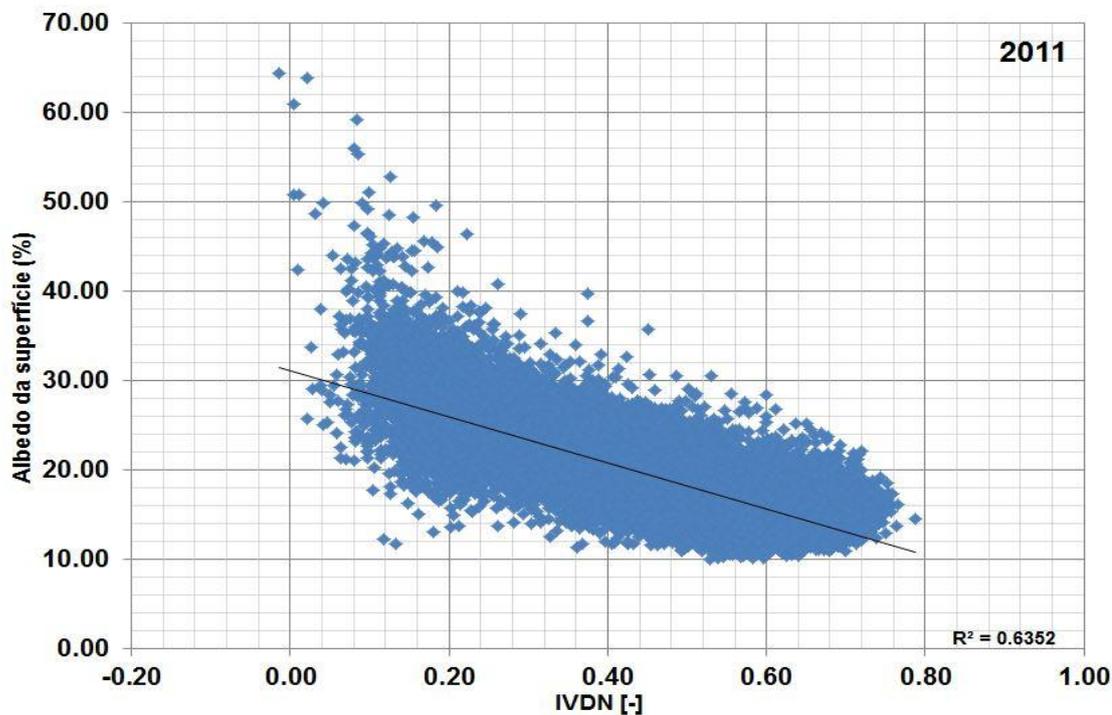


A Figura 4.23 mostra o diagrama de dispersão entre o índice de vegetação por diferença normalizada e o albedo da superfície, sendo estes obtidos com a implementação do SEBAL utilizando o MED-Cotado. Pode-se confirmar a relação inversa entre o IVDN e o albedo da superfície, com coeficiente de correlação de -0,6818, para o ano de 03/09/2003, e um pouco mais elevado para 17/03/2011, com valor de -0,7970. Ambas as correlações são significativas ao nível de 5%. Isto foi verificado utilizando o teste bilateral e considerando-se a tabela *T-Student*. Destaque-se que, o índice de vegetação da diferença normalizada explica cerca de 46% e 63% do albedo da superfície para 03/09/2003 e 17/03/2011, respectivamente.

Figura 4.23 - Diagrama de dispersão entre o albedo da superfície e o índice de vegetação da diferença normalizada obtidos com a utilização do MED-Cotado para (a) 03/09/2003 e (b) 17/03/2011. Correlações significativas ao nível de 5%.



(a)



(b)

4.2.3 Temperatura da superfície

A temperatura da superfície é uma das variáveis mais importantes para a meteorologia e para estudos do clima. Esta variável tem sido estimada em muitas pesquisas através de dados de sensoriamento remoto (GIRIDHAR *et. al.*, 2014; SANTOS, 2012; DI PACE, 2004), e no caso específico desta pesquisa, a temperatura da superfície foi fundamental para obtenção da radiação de ondas longas emitidas pela superfície, sendo esta uma das componentes do balanço de radiação. As Figuras 4.24 e 4.25 mostram a distribuição espacial da temperatura da superfície para a bacia do rio Jacarecica obtida com a utilização do MED-Cotado e MED-SRTM.

Uma observação da distribuição espacial de T_s tanto em 03/09/2003 como em 17/03/2011 mostrou que não há uma diferença expressiva ao se utilizar modelos de elevação digitais com distintas resoluções espaciais. A Figura 4.26 mostra o histograma dos desvios percentuais entre a temperatura da superfície obtida utilizando-se o MED-Cotado e a obtida com o MED-SRTM. Pode-se perceber que, em ambas imagens avaliadas, há uma distribuição simétrica dos desvios percentuais, indicando uma igualdade entre a média e a moda. Para 03/09/2003, os desvios variaram entre -0,011% e 0,015% com média de 0,0002%. Já para 17/03/2011, esta variação foi de -0,009% a 0,010% com média de 0,0009%. Note-se a inexpressividade destes desvios nas duas imagens, cuja média foi $\approx 0\%$.

Assim, de maneira similar ao observado para o índice de vegetação da diferença normalizada, a melhoria da grade do modelo de elevação digital, neste caso, alterando-se de uma malha de 90m x 90m para um novo MED com malha de 15m x 15m, ou seja, seis vezes mais detalhada, não resultou em diferenças expressivas nos valores de temperatura da superfície. Este aspecto foi observado tanto para imagem de 03/09/2003 como para 17/03/2011. Esta baixíssima diferença nos valores de T_s ao se variar a grade do MED utilizado está relacionada ao fato de que a temperatura de superfície é calculada em função da radiância na banda 6 do sensor TM, ou seja, da banda correspondente ao infravermelho termal. No entanto, a radiância espectral não absorve os fatores do relevo extraídos a partir do MED, sendo função apenas dos coeficientes de calibração do sensor e do número digital

(ND) dos pixels. A inserção das características do relevo está mais presente a partir do cálculo da reflectância espectral da superfície.

Figura 4.24 - Temperatura da superfície obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.

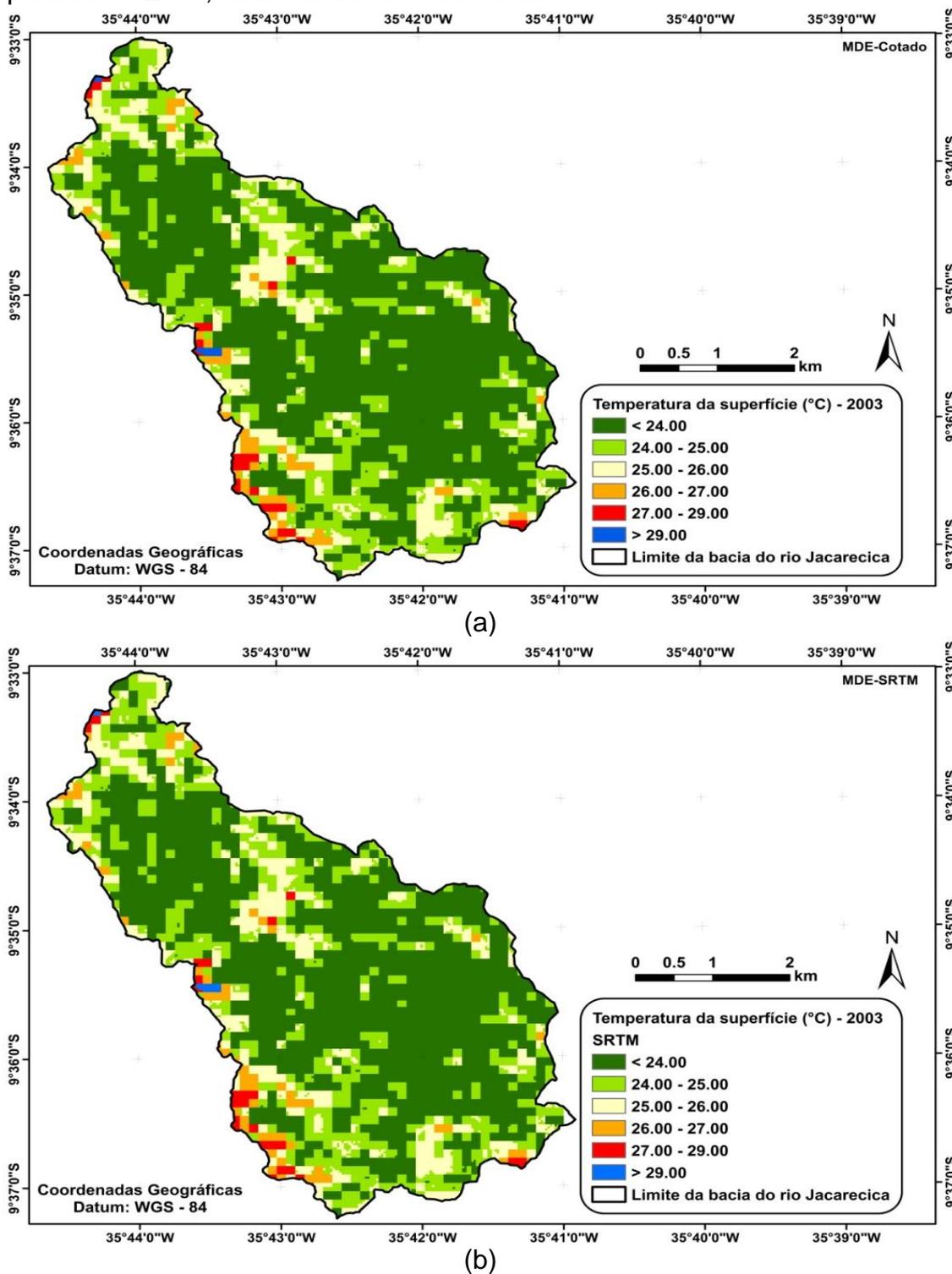


Figura 4.25 - Temperatura da superfície obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.

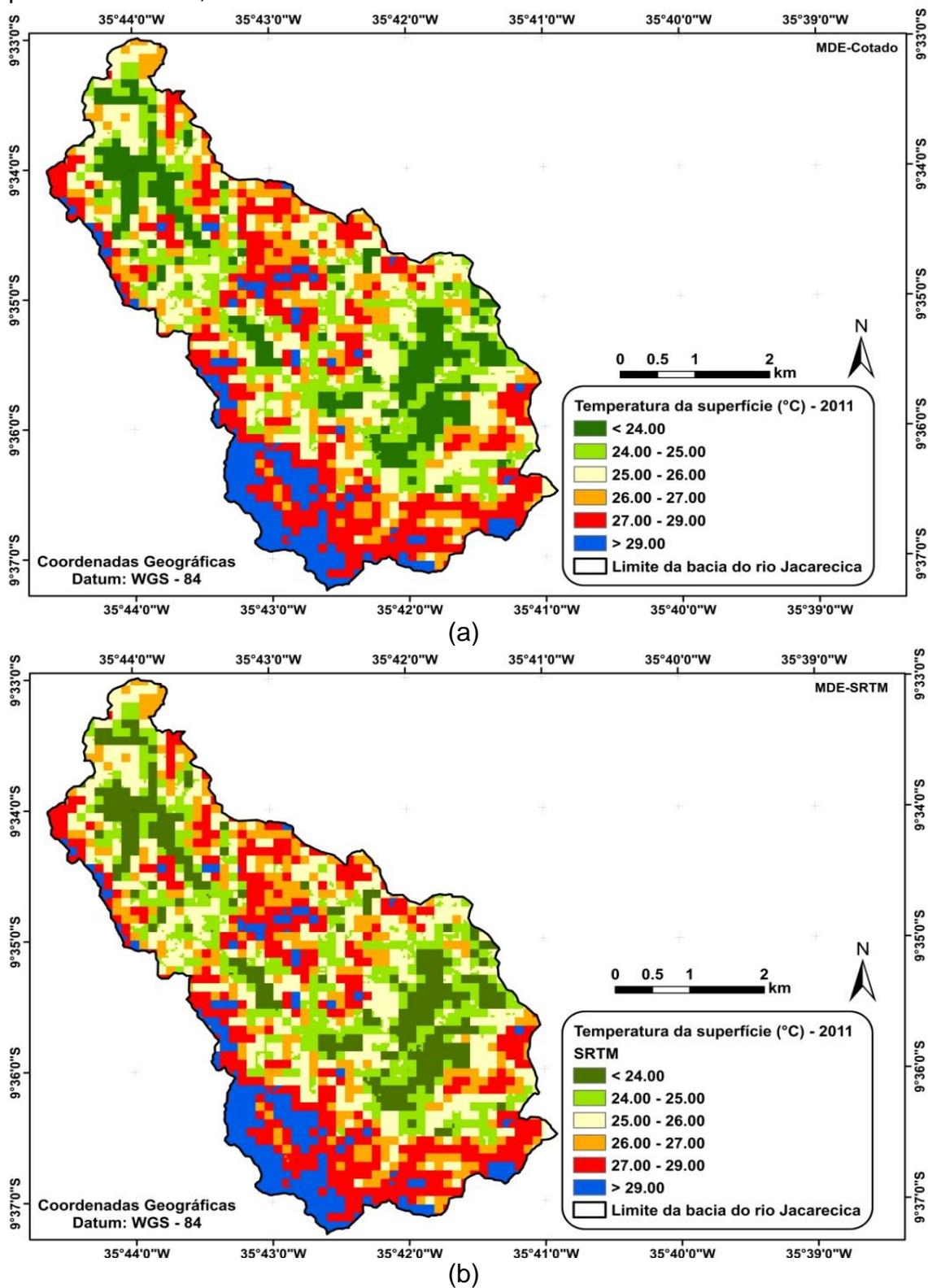
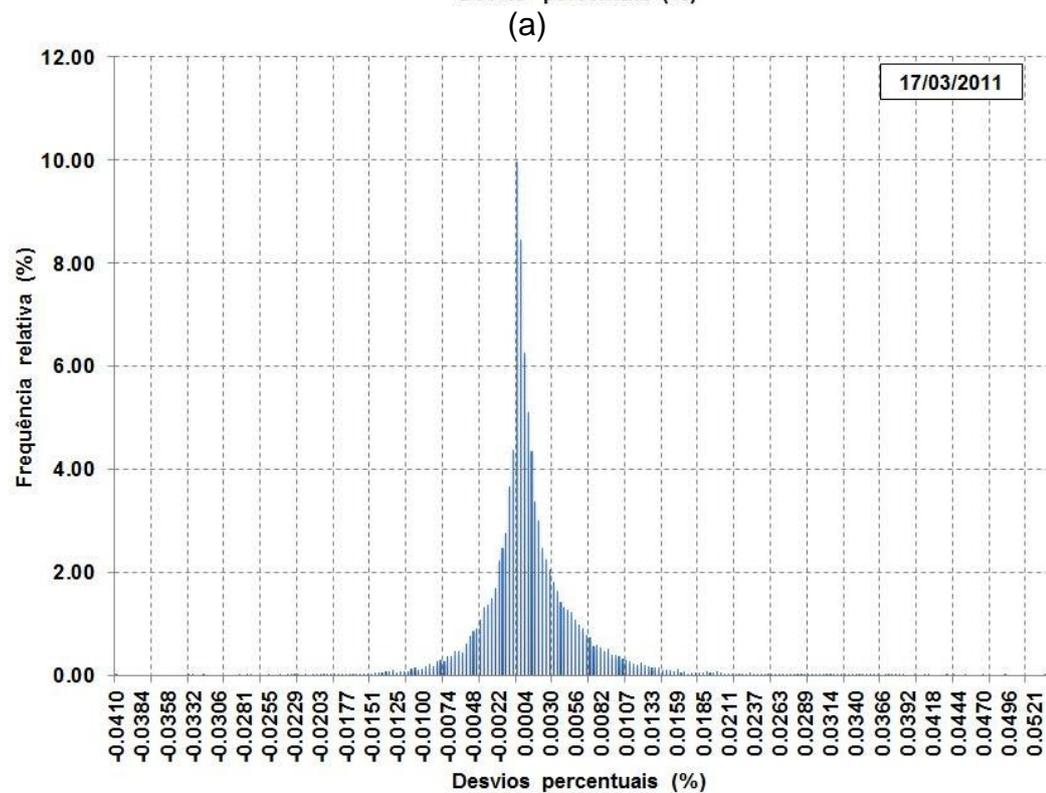
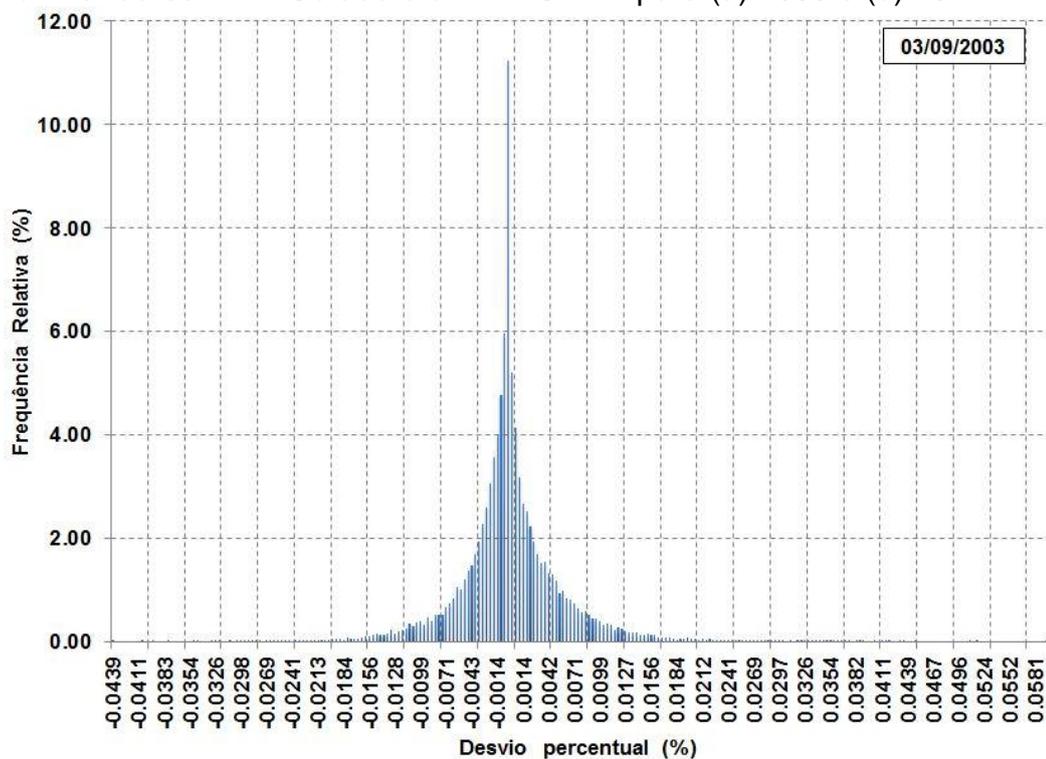


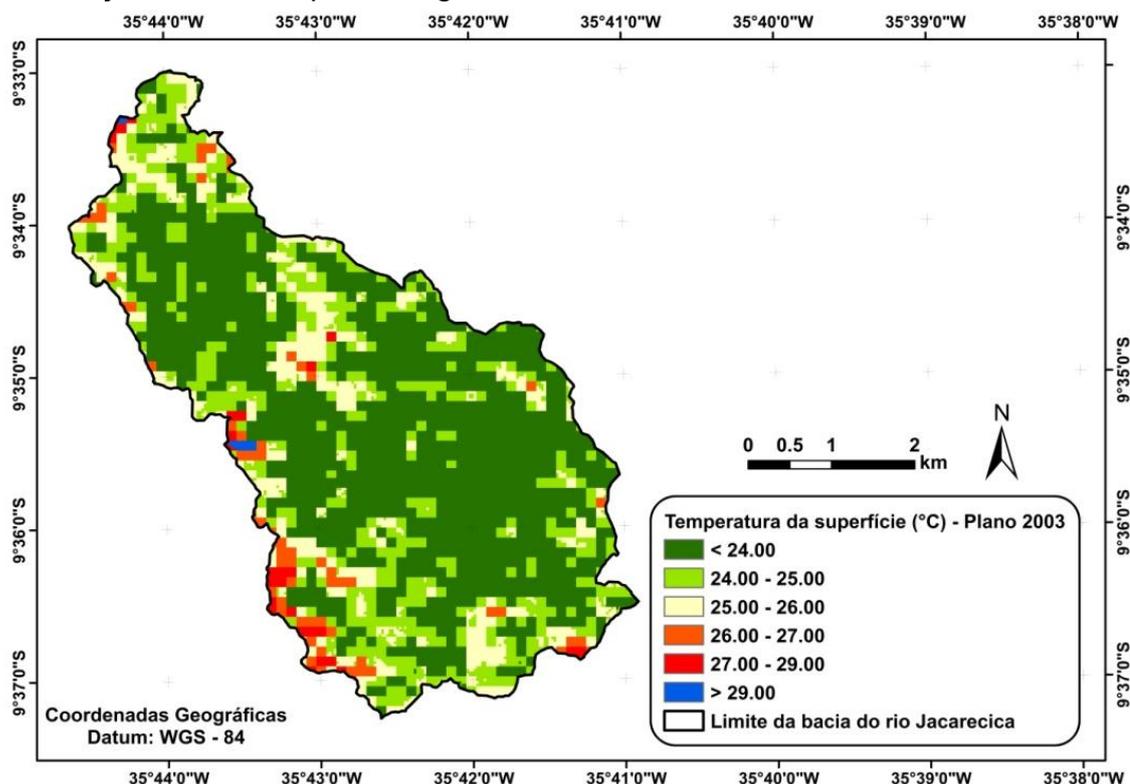
Figura 4.26 - Histograma de frequência relativa dos desvios percentuais entre a Ts obtida utilizando-se MED-Cotado e o MED-SRTM para (a) 2003 e (b) 2011.



(b)

A Figura 4.27 mostra a variação espacial de Ts calculada sem considerar os fatores do relevo. Não se verificou diferenças expressivas entre a Ts obtida sem considerar o relevo e a Ts com consideração de relevo, sendo o desvio percentual médio de -0,0021%.

Figura 4.27 - Distribuição espacial da temperatura da superfície obtida sem a consideração do relevo, para imagem de 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.



Uma vez que não há diferença expressiva entre a temperatura obtida com os distintos MED's apresenta-se uma discussão do padrão espaço-temporal de Ts apenas para MED-Cotado. Pode-se observar uma mudança na distribuição dos pixels com valores mais baixos de temperatura da superfície (<24°C) e pixels com valores mais altos (>29°C) representam uma porção mais sobressalente no mapa da imagem de 17/03/2011. Pode-se constatar, para 03/09/2003, uma predominância das áreas em verde escuro, com valores < 24°C, correspondente a zonas com valores de IVDN superiores a 0,40. Outro exemplo de áreas com Ts < 24°C são as regiões com cultura (coco) situada na parte baixa da bacia, acompanhando o curso do rio Jacarecica, conforme ilustrado na Figura 4.28. Novas (2008) avaliou a

temperatura da superfície, sem a consideração de inserção dos fatores topográficos, para a bacia do rio Pratygy, região hidrográfica que contém a bacia do rio Jacarecica. Este autor observou, também para imagem TM/Landsat-5 de 03/09/2003, predominância de valores entre 23 - 26°C, ratificando a tendência de valores mais baixos de Ts para esta imagem, o que concorda com o observado nesta pesquisa. Dwivedi *et al.* (2015) observaram valores mais baixos de temperatura, em torno de 23°C, em áreas vegetadas. Já Delgado *et al.* (2013) encontraram temperatura da superfície entre 14°C e 26°C para área com cobertura vegetal mais densa. Conceição (2011) observou, para área de floresta, valores de Ts entre 21°C e 24°C. Por outro lado, os valores mais elevados de temperatura da superfície, em especial, compreendendo as faixas entre 26 e 29°C, estão relacionadas a áreas com urbanização e solo exposto. Na imagem de 03/09/2003, valores de Ts > 29°C ocorrem com baixíssima frequência. Araújo e Di Pace (2010) observaram, para a cidade de Maceió, valores de Ts entre 26,5°C e 32°C dentro da malha urbana. Os valores mais elevados e mais baixos de Ts estão em conformidade com o observado na literatura e ratifica Dwivedi *et al.* (2015), que afirma que a temperatura da superfície em área de concreto e asfalto, encontrada facilmente em áreas urbanas, é mais elevada que aquela observada em áreas verdes.

Já para 17/03/2011 o panorama é distinto. Uma avaliação da distribuição espacial de Ts mostra que a quantidade de pixels com valores < 24°C (verde escuro) é bastante reduzida, em comparação a imagem de 03/09/2003, enquanto observa-se uma maior ocorrência de pixels com valores mais elevados de Ts, em especial as faixas entre 27 - 29°C (azul) e > 29°C (vermelho). Esta elevação de Ts para 17/03/2011 está associada ao aumento de áreas antrópicas, bem como a menor quantidade de chuva observada nos 20 dias que antecedem a data da imagem. Para 03/09/2003, o total pluviométrico para os últimos 20 dias é de 65,5mm, enquanto para 17/03/2011 este total é de aproximadamente 20,0mm, ou seja, cerca a 69% menor que o acumulado nos 20 dias que antecedem a imagem de 03/09/2003. Além disto, não se observou, nos 4 dias anteriores a 17/03/2011, a ocorrência de chuva na estação meteorológica convencional de Maceió, enquanto que em 03/09/2003, para este mesmo intervalo, o total pluviométrico foi ≈20mm. Assim, esta elevação nos valores de Ts observada em 17/03/2011 pode estar associada a não ocorrência

de eventos pluviométricos, bem como a modificação antrópica de algumas áreas. Bezerra *et al.* (2014) associaram a redução nos valores de T_s à ocorrência de eventos pluviométricos e observaram valores mais elevados de temperatura da superfície em imagens de sensoriamento remoto marcada por períodos de estiagem.

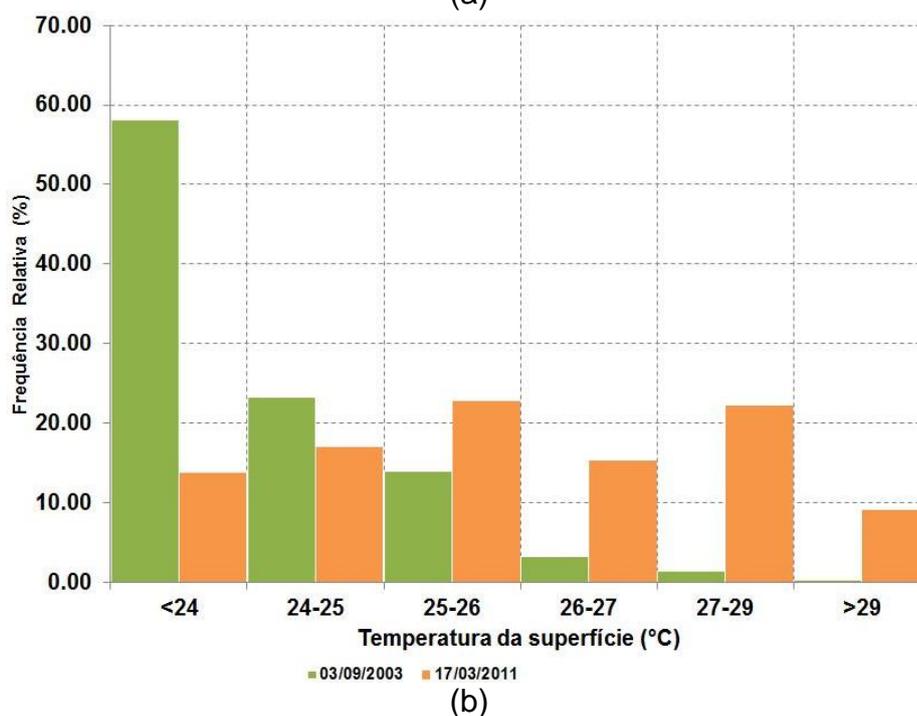
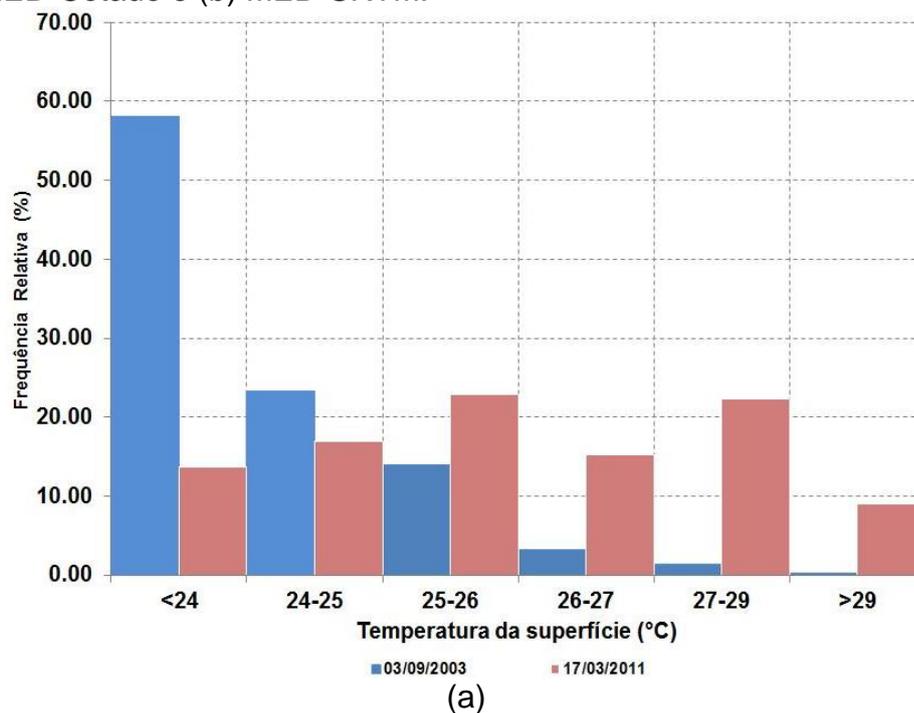
Figura 4.28 - Fotos do cultivo de coco situado no baixo curso do rio Jacarecica.



A Figura 4.29 mostra os histogramas de frequência relativa para T_s obtida com os distintos MED's. Note-se que, para 03/09/2003 há uma maior concentração de pixels na classe com valores $< 24^{\circ}\text{C}$, sendo esta a classe modal, com frequência

relativa de $\approx 58\%$. Há um declínio da frequência relativa para as classes de Ts mais elevada. Em 17/03/2011 observa-se um histograma bimodal, com maior concentração de pixels nos valores mais elevados de Ts, sendo as classes de 25 - 26°C e de 27 - 29°C as classes modais, com frequência relativa de $\approx 22\%$.

Figura 4.29 - Histograma de frequências da temperatura da superfície calculada com (a) MED-Cotado e (b) MED-SRTM.



A estatística básica para Ts obtida com MED-Cotado e MED-SRTM para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011 é mostrada na Tabela 4.6. Mais uma vez, destaca-se a similaridade entre as imagens de Ts obtida com os distintos modelos de elevação digitais. Considerando-se apenas a temperatura da superfície obtida com MED-Cotado, há uma maior variação para 17/03/2011, que apresentou valor máximo de 35,66°C, com amplitude térmica de 13,89°C. Já para 03/09/2003 esta amplitude foi de 10,54°C. A maior dispersão dos valores de Ts para 17/03/2011 é ratificada pelo maior coeficiente de variação, $\approx 8\%$. Em média, os valores de Ts para 17/03/2011 foi cerca de 9% mais elevada que em 03/09/2003. Esta faixa de valores máximos de Ts para 03/09/2003 ($\approx 31^\circ\text{C}$) e para 17/03/2011 ($\approx 36^\circ\text{C}$), ocorrentes em áreas urbanizadas e com solo exposto, também foi observada por Costa *et al.* (2010), que para a região classificada como edificações estimaram Ts entre 32°C e 41°C, com predominância do intervalo compreendido entre 35°C e 38°C. Valores similares a estes foram observados por Weng *et al.* (2004), que apontaram Ts variando entre $\approx 32^\circ\text{C}$ e $\approx 31^\circ\text{C}$ para áreas comerciais/industriais e residenciais, respectivamente.

Tabela 4.6 - Valores estatísticos da temperatura da superfície (mínimo, máximo, moda, média, desvio padrão e coeficiente de variação) para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.

Ts (°C)		Mínimo	Máximo	Moda	Média	¹ DP	² CV (%)
03/09/2003	Cotados	20,12	30,66	22,06	23,87	1,20	5,07
	SRTM	20,12	30,71	22,06	23,87	1,20	5,07
17/03/2011	Cotados	21,77	35,66	28,00	26,15	2,07	7,92
	SRTM	21,74	35,66	28,00	26,13	2,06	7,92

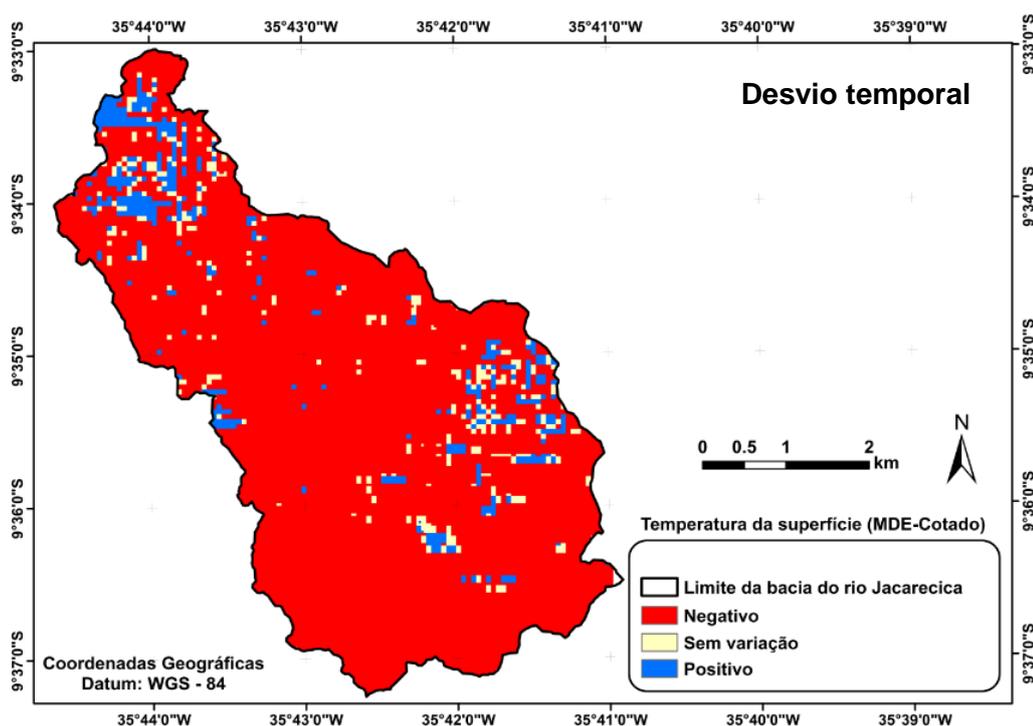
¹ Desvio Padrão;

² Coeficiente de variação

Para uma visualização da alteração espacial da temperatura da superfície entre 03/09/2003 e 17/03/2011 é apresentado um mapa do desvio percentual de Ts na Figura 4.30. Pode-se observar a predominância de desvios negativos, que ocorreu em aproximadamente 90% da bacia do rio Jacarecica, com média de -0,875%. Destaque-se que, os desvios negativos estão associados a maiores valores de Ts na imagem de 17/03/2011. Já as áreas com desvios positivos correspondem a

≈ 6% da área da bacia e oscilam em torno de 0,307%, ou seja, ocupam uma área bem menor que a ocupada pelos desvios negativos e a magnitude da variação também é bem menos. É importante mencionar que o decréscimo nos valores de T_s em quase toda bacia, em 17/03/2011, pode estar associada a uma menor intensidade pluviométrica.

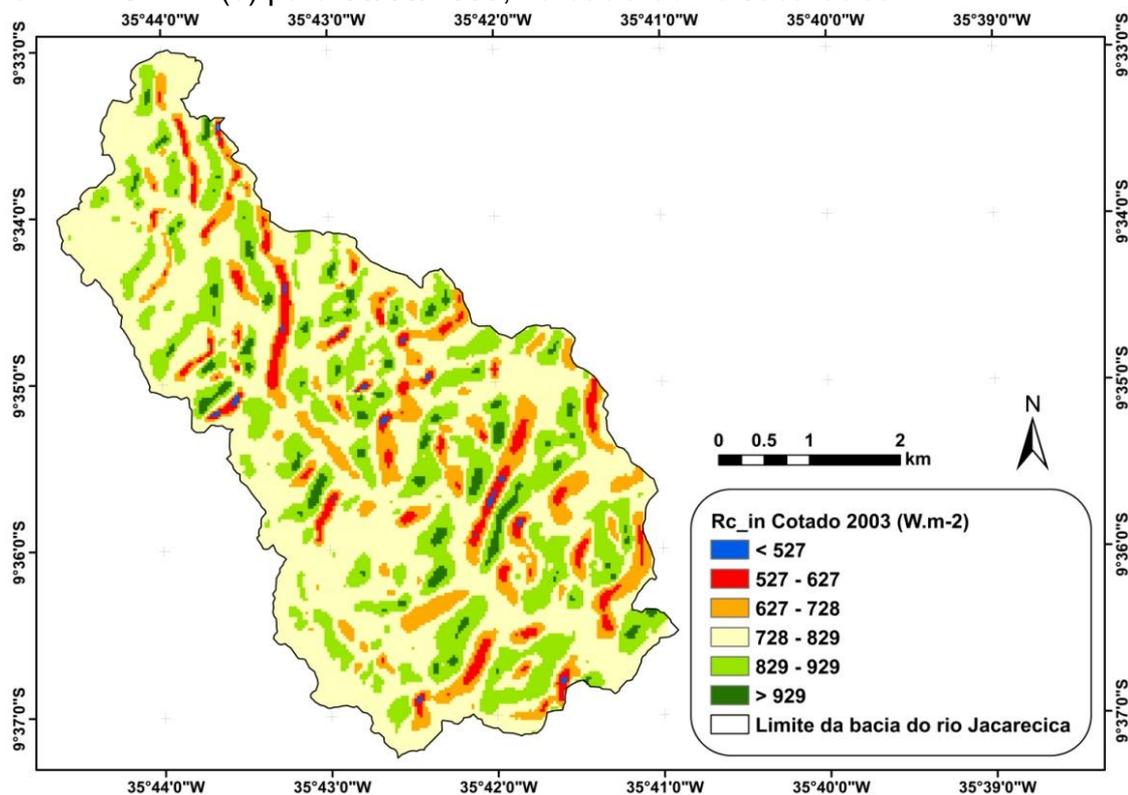
Figura 4.30 - Desvios percentuais entre a temperatura da superfície obtida em 03/09/2003 e 17/03/2011 utilizando o MED-Cotado.



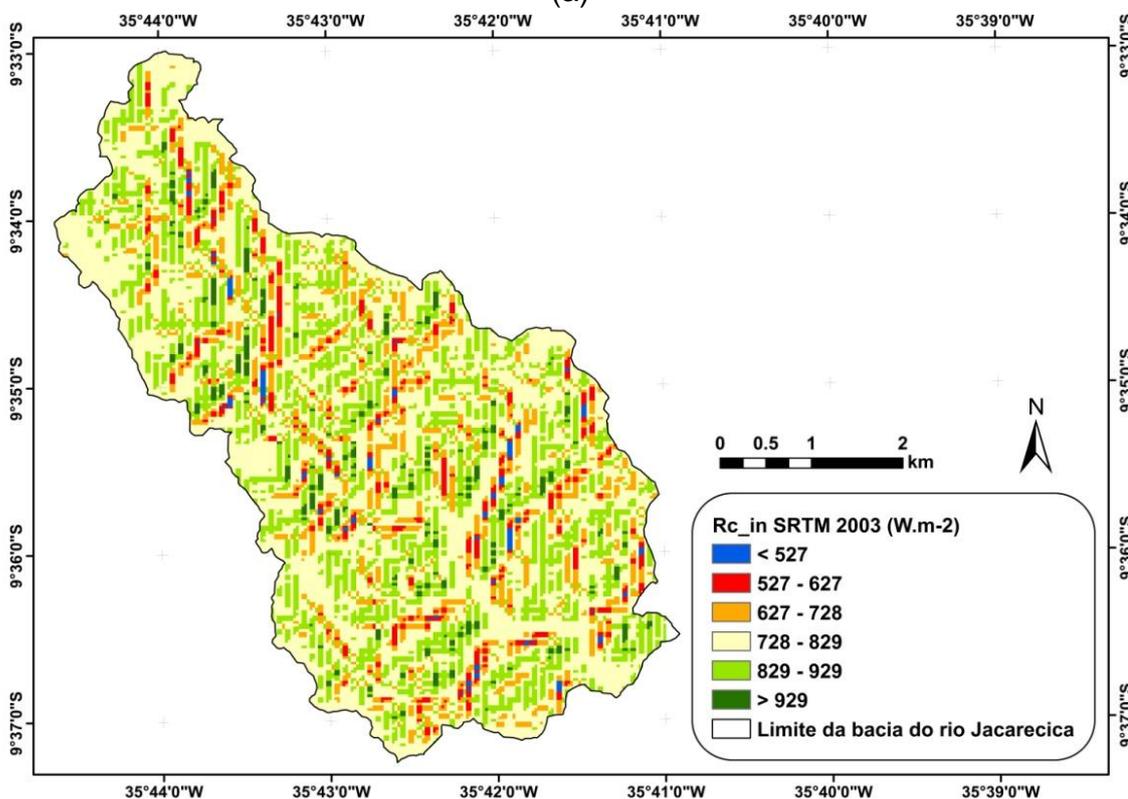
4.2.4 Radiação de onda curta incidente à superfície

As Figuras 4.31 e 4.32 mostram a distribuição espacial da radiação de onda curta incidente à superfície obtida com MED-Cotado e MED-SRTM, para imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011. A distribuição espacial de $R_{c\downarrow}$ apresentada na Figura 4.31, tanto para MED-Cotado como para MED-SRTM, na imagem 03/09/2003, mostrou uma predominância da classe 728 – 829 $W.m^{-2}$ (bege) seguido da classe 829 – 929 $W.m^{-2}$ (verde claro). Já em 17/03/2011 (Figura 4.32) a predominância da classe 829 – 929 $W.m^{-2}$ (verde claro) é maior pelo incremento na radiação de onda curta incidente.

Figura 4.31 - Radiação de onda curta incidente a superfície obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.

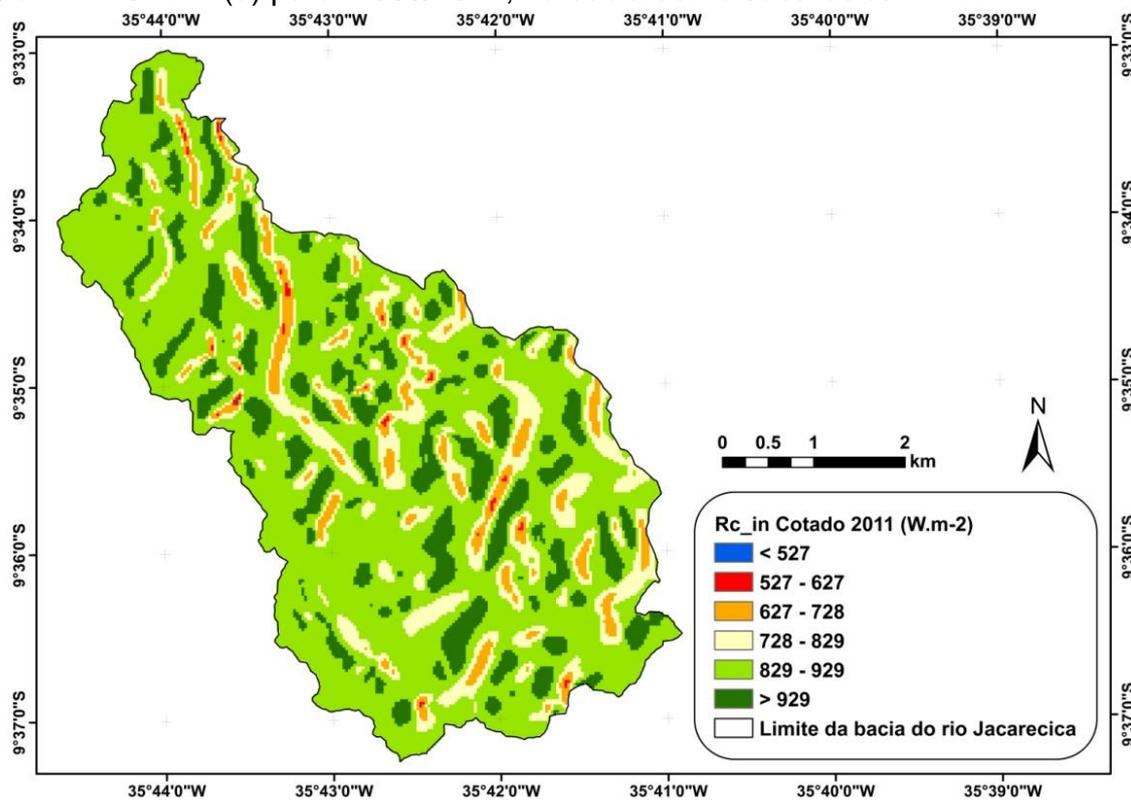


(a)

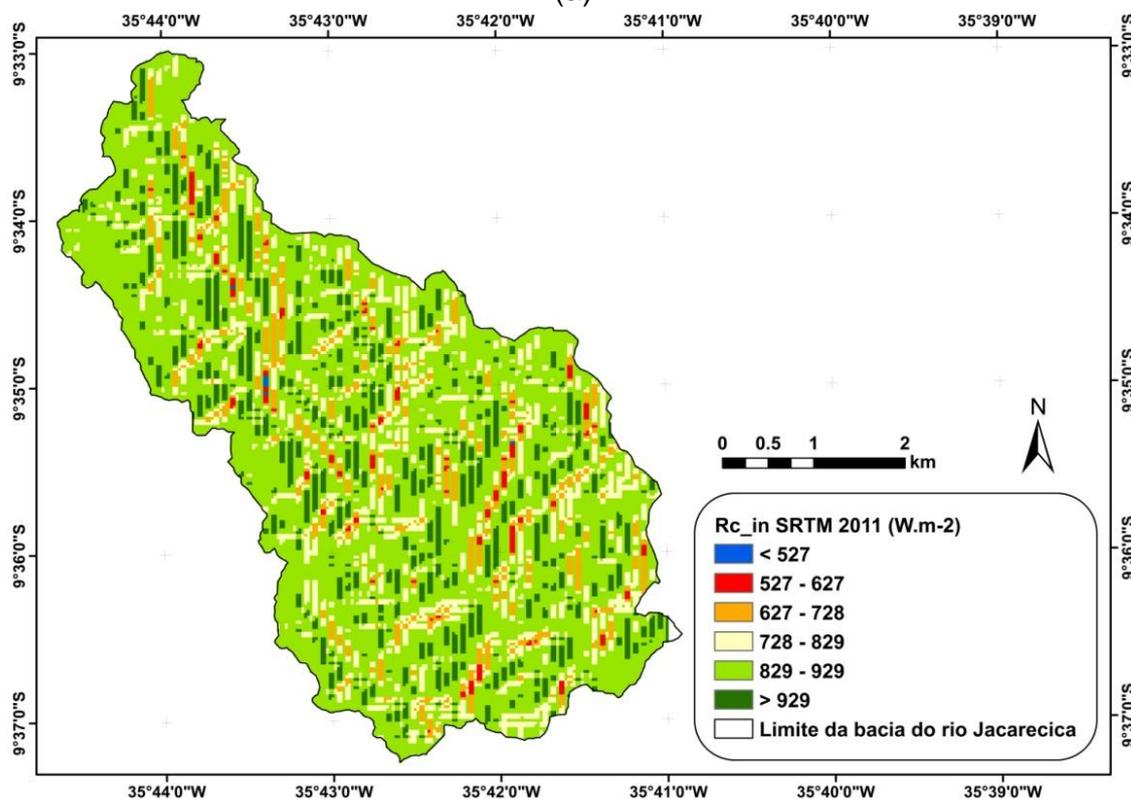


(b)

Figura 4.32 - Radiação de onda curta incidente a superfície obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.



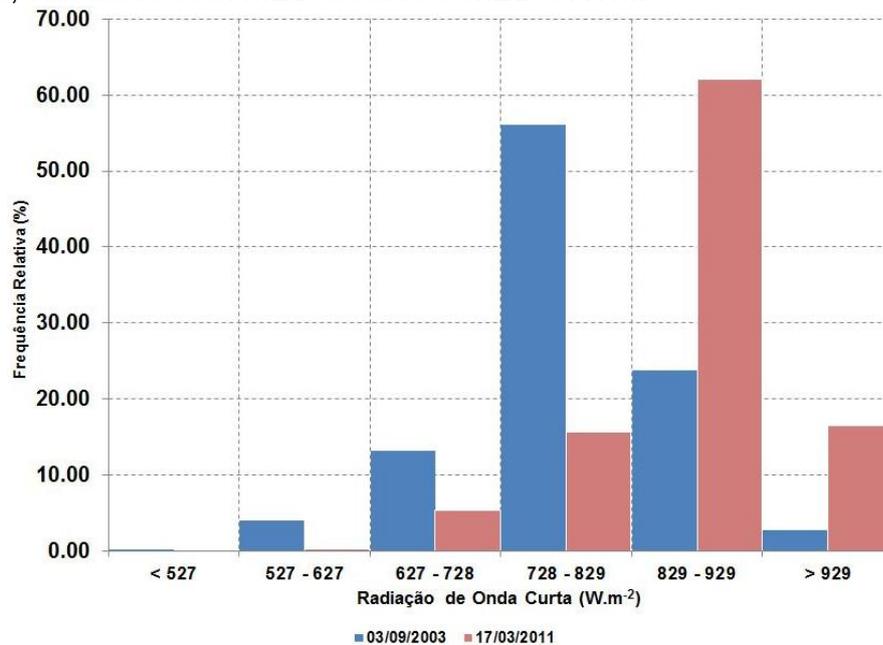
(a)



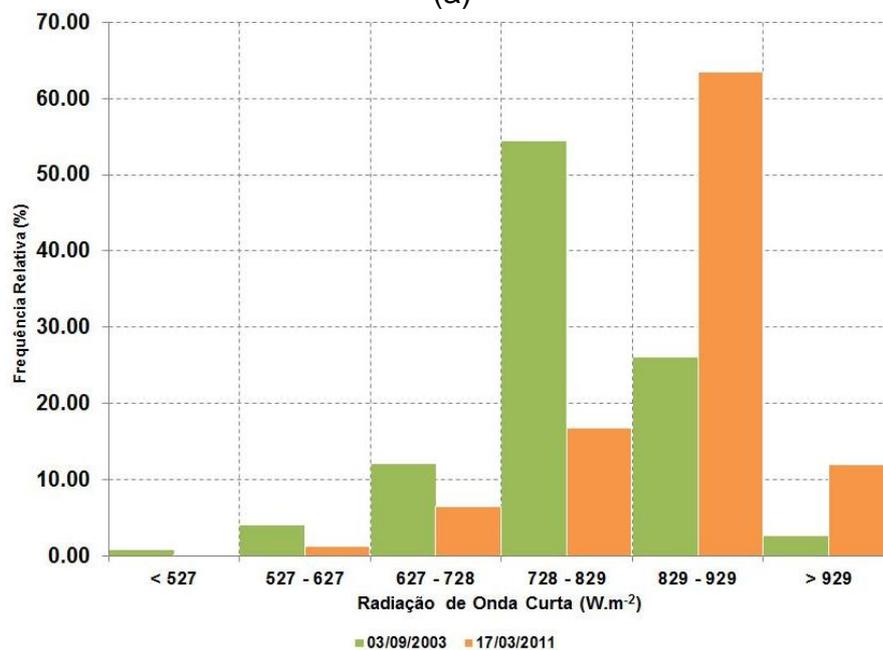
(b)

A Figura 4.33 mostra o histograma de frequência relativa para a radiação de onda curta incidente.

Figura 4.33 - Histograma de frequência relativa da radiação de onda curta incidente à superfície, calculada com MED-Cotado e MED-SRTM.



(a)



(b)

Pode-se observar que a maior concentração de pixels encontra-se na classe entre os valores 728 e 829 $W.m^{-2}$, para o dia 03/09/2003, superando o 50% de

frequência relativa, tanto no resultado obtido com o MED-Cotado como com o MED-SRTM. Já para o dia 17/03/2011, a moda é deslocada para valores mais elevados e, dessa forma, a maior concentração de pixels encontra-se na classe entre 829 e 929 $W.m^{-2}$, onde a frequência relativa supera 60% tanto para $R_{c\downarrow}$ obtida com MED-Cotado como para MED-SRTM.

A Tabela 4.7 mostra a estatística básica para a radiação de onda curta incidente à superfície. Na imagem do dia 03/09/2003, os resultados obtidos com uso do MED-Cotado mostra um valor mínimo de radiação de onda curta incidente à superfície de $435,88 W.m^{-2}$, encontrado em área de vegetação de grande porte (IVDN = 0,478), com albedo da superfície de 28,5%. O valor máximo, considerando-se ainda o MED-Cotado, é de $991,14 W.m^{-2}$ e corresponde a uma área com vegetação rasteira (IVDN = 0,591) e albedo de 10,7%. Dessa maneira, a amplitude para a radiação de ondas curtas incidente à superfície, considerando-se o MED-Cotado, foi de $555,26 W.m^{-2}$.

Ainda de acordo com a Tabela 4.7, para 03/09/2003, o valor mínimo de radiação de onda curta incidente à superfície, obtido com o uso do MED-SRTM, foi de $427,78 W.m^{-2}$, aproximadamente 2% menor que o obtido com o MED-Cotado, e corresponde a uma área de vegetação densa (mata fechada com IVDN = 0,666), com valor de albedo da superfície de 26,5%. Já o máximo obtido é $979,64 W.m^{-2}$, que corresponde a uma área de vegetação rasteira (IVDN = 0,540), com valor de albedo da superfície de 12,4%. Assim, percebe-se uma amplitude de $551,86 W.m^{-2}$ para a radiação de onda curta incidente à superfície obtida com o MED-SRTM. Note-se que, a diferença entre os valores de amplitude obtidos com os distintos modelos de elevação digitais é muito pequena.

Na imagem de 17/03/2011 o valor mínimo obtido com o MED-Cotado foi de $548,05 W.m^{-2}$, em área de vegetação de grande porte (IVDN = 0,463), com albedo de 26,0%. Já o valor máximo observado foi de $1030,78 W.m^{-2}$, em área de vegetação rasteira (IVDN = 0,349) e com albedo de 17,5%, obtendo-se uma amplitude de $482,72 W.m^{-2}$. Com relação a radiação de onda curta incidente obtida com MED-SRTM, tem-se como valor mínimo $492,48 W.m^{-2}$, numa área de vegetação abundante de grande porte (IVDN = 0,659) e com albedo de 27,7%. Já o valor máximo é de $1010,33 W.m^{-2}$, correspondente a uma área de vegetação de médio

porte (IVDN = 0,592) e com albedo da superfície de 14,3%. Dessa maneira, tem-se uma amplitude de $517,85 \text{ W.m}^{-2}$, o que mostra uma diferença considerável entre a amplitude da radiação de onda curta incidente à superfície, obtida com o MED-Cotado e com o MED-SRTM, correspondendo a aproximadamente 7,3%. Valores aproximados de radiação de onda curta incidente à superfície foram encontrados por Di Pace (2004), quando implementou o SEBAL para a região de Petrolina-PE considerando os efeitos da topografia. Este autor obteve valores de $R_{c\downarrow}$ variando entre $556,18 \text{ W.m}^{-2}$ e $997,42 \text{ W.m}^{-2}$, no perímetro irrigado senador Nilo Coelho.

É importante mencionar que a faixa de valores mais baixos de $R_{c\downarrow}$ (527 - 627 W.m^{-2} , em vermelho, e 627 - 728 W.m^{-2} , em laranja) foi observada nas faces voltadas para oeste, enquanto valores mais elevados da radiação de onda curta incidente à superfície ($829 - 929 \text{ W.m}^{-2}$, em verde claro, e $> 929 \text{ W.m}^{-2}$, em verde escuro) são observados para as faces com orientação leste.

O coeficiente de variação (CV) apresenta-se maior para a radiação de onda curta incidente à superfície obtida através do SRTM, sendo esta diferença mais acentuada para o ano de 03/09/2003, cujo CV varia de $\approx 9\%$ em 03/09/2003 a $\approx 10\%$ em 17/03/2011. Já em termos médios, pode-se perceber que a diferença entre $R_{c\downarrow}$ obtida com MED-Cotado e MED-SRTM é inexpressiva, sendo a média obtida com MED-SRTM aproximadamente 0,6% mais elevada que a observada com MED-Cotado. Já na imagem de 17/03/2011, a média da radiação de onda curta incidente à superfície obtida através do MED-SRTM é cerca de 1,9% inferior a obtida com MED-Cotado.

Em termos médios, também é possível se observar uma elevação de $R_{c\downarrow}$ entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011, de aproximadamente 9% e 8% para o MED-Cotado e para o MED-SRTM, respectivamente. Em seu movimento aparente, o Sol apresenta valores de declinação que variam de $-23^{\circ}27'$, que ocorre no dia 21 de dezembro (solstício de verão para o hemisfério sul) a $23^{\circ}27'$ em 22 de junho (solstício de inverno para o hemisfério sul). No dia 03/09/2003, o Sol está no hemisfério norte e se aproximando do equador, com declinação solar de $7,78^{\circ}$. A declinação será zero no dia 23 de setembro, onde se define o equinócio de primavera para o hemisfério sul. Já no dia 17/03/2011 a declinação é de $-1,54^{\circ}$ e o Sol está no hemisfério sul culminando no equador em 21 de março. Este

posicionamento do Sol no hemisfério sul, com declinação solar bem pequena e indicando proximidade ao equador, pode ser uma possível razão para a ocorrência de uma radiação de onda curta incidente à superfície mais elevada no dia 17/03/2011. Souza *et al.* (2005) avaliaram dados de radiação de onda curta incidente à superfície na região de Maceió-AL, para os anos de 1997 a 1999, e observaram que, em média, $R_{c\downarrow}$ diária em março foi $22,06 \text{ MJ.m}^{-2}$ e de $20,93 \text{ MJ.m}^{-2}$ em setembro, uma diferença de aproximadamente 5%.

Tabela 4.7 - Valores estatísticos da radiação de onda curta incidente à superfície (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação), para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.

	$R_{c\downarrow} \text{ (W.m}^{-2}\text{)}$	Mínimo	Máximo	Moda	Média	¹ DP	² CV (%)
03/09/2003	Cotado	435,88	991,14	800,60	791,62	78,20	9,88
	SRTM	427,78	979,64	801,53	792,08	79,78	10,07
17/03/2011	Cotado	548,05	1030,78	880,61	869,78	71,66	8,24
	SRTM	492,48	1010,33	865,14	853,45	74,31	8,71

¹ Desvio Padrão

² Coeficiente de variação

Realizou-se também uma análise dos desvios percentuais entre a radiação de onda curta incidente à superfície obtida utilizando-se o MED-Cotado e o MED-SRTM, tanto para a imagem de 03/09/2003 como para a imagem de 17/03/2011. A ocorrência de desvios positivos e negativos apresenta frequência relativa bastante similar. No entanto, as regiões com desvios positivos, ou seja, onde $R_{c\downarrow}$ estimada utilizando-se o MED-SRTM é menor, parece acompanhar as áreas de maiores declividades, enquanto os desvios negativos parecem acompanhar as declividades mais baixas. Este aspecto é observado tanto para 03/09/2003 como para 17/03/2011. Os desvios positivos apresentaram média de 8,86% e os negativos de -9,64%, para a imagem de 03/09/2003. Já para a imagem de 17/03/2011, o desvio percentual positivo (negativo) oscilou em torno de sua média de 9,32% (-5,88%).

Uma observação da alteração temporal de $R_{c\downarrow}$ foi realizada a partir dos desvios percentuais entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011. Verificou-se desvios percentuais negativos em toda a área da bacia do rio Jacarecica, denotando uma elevação nos valores de radiação de onda curta incidente para a imagem de

17/03/2011 de aproximadamente 10% em relação a $R_{c\downarrow}$ estimada para a imagem de 03/09/2003. Este aspecto ratifica o já observado através da avaliação da oscilação dos valores médios de $R_{c\downarrow}$ dados na Tabela 4.7.

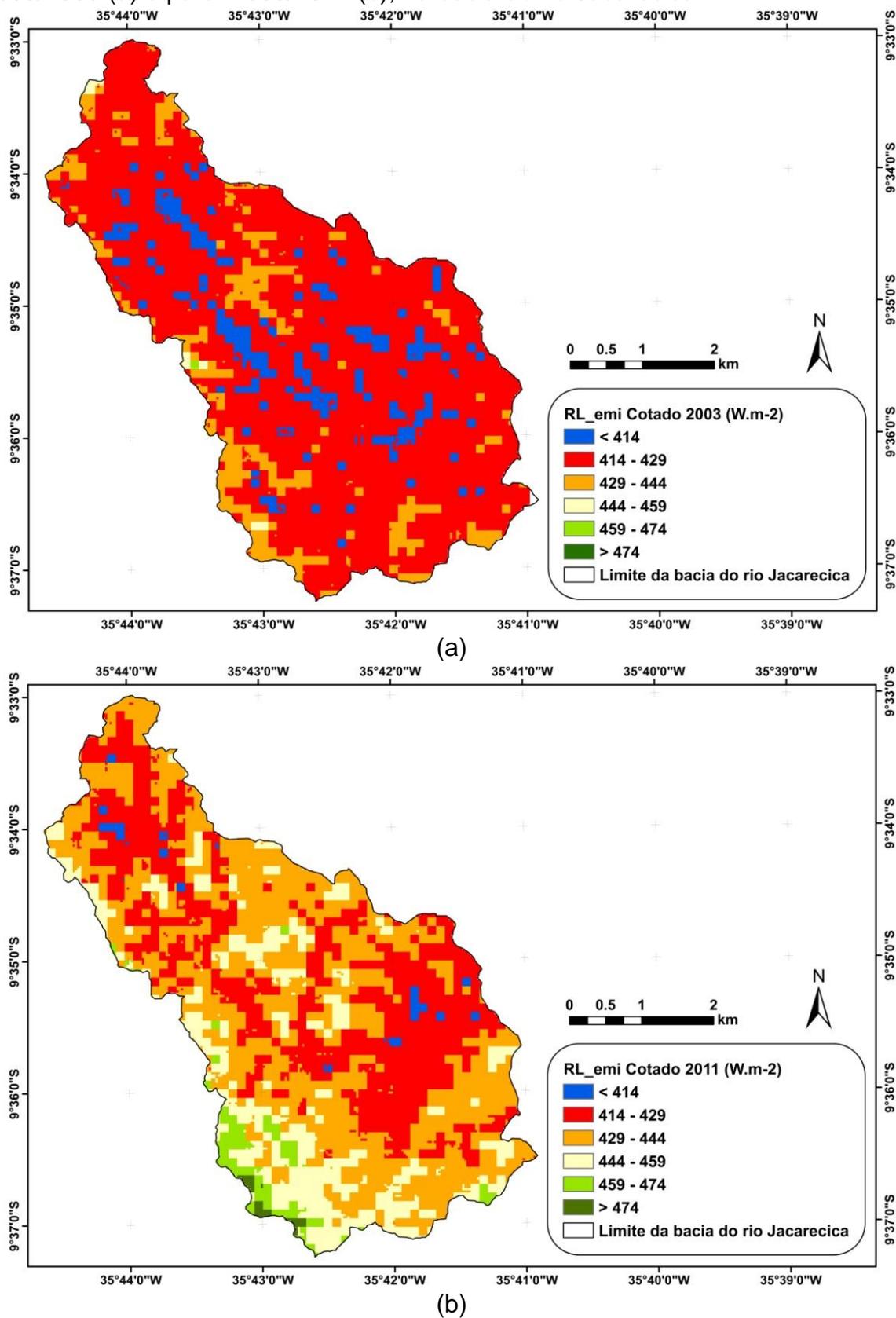
4.2.5 Radiação de onda longa emitida pela superfície

A Figura 4.34 apresenta a distribuição espacial de $RL\uparrow$ para 03/09/2003 e 17/03/2011 obtida apenas com o MED-Cotado, uma vez que não há diferença expressiva entre a radiação de onda longa emitida pela superfície calculada utilizando-se o MED-Cotado e o MED-SRTM.

Observa-se a predominância de valores de radiação de onda longa emitida pela superfície entre 414 e 429 $W.m^{-2}$ (vermelho), para 03/09/2003. No entanto, nota-se a existência de valores inferiores a 414 $W.m^{-2}$, ocorrentes em regiões com vegetação densa, com valores de IVDN superiores a 0,50. Conceição (2011) encontrou valores de $RL\uparrow$ entre 393 - 414 $W.m^{-2}$ para área com floresta, sendo estes valores similares aos observados nesta pesquisa para área com vegetação densa. Já Giongo (2008) observou, para uma área de cerrado, que $RL\uparrow$ variou de 400 a 415 $W.m^{-2}$ para um período onde a T_s era menos acentuada.

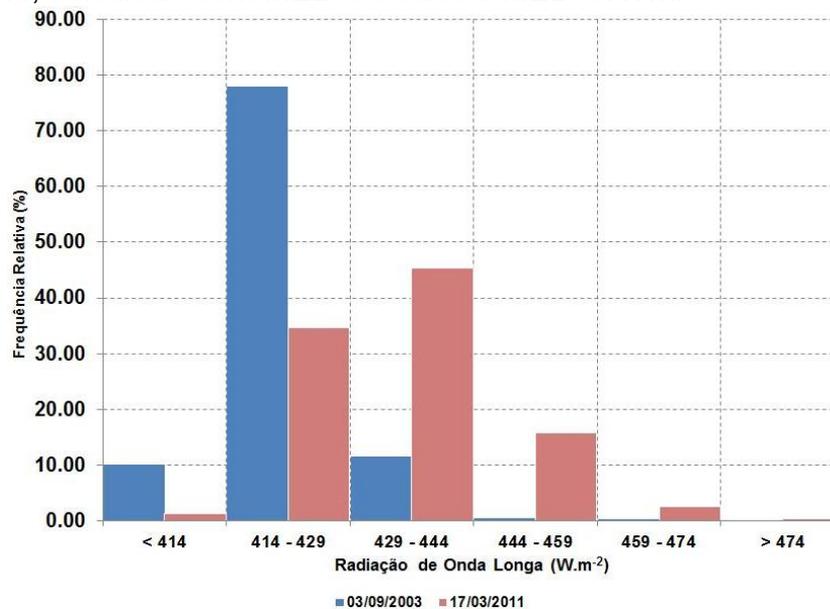
Em algumas zonas urbanizadas são encontrados valores de $RL\uparrow$ entre 429 – 444 $W.m^{-2}$. Já em 17/03/2011, nota-se uma nítida redução na área ocupada por pixel com $RL\uparrow$ entre 414 - 429 $W.m^{-2}$, dando espaço a valores mais elevados de $RL\uparrow$, especialmente entre 429 - 444 $W.m^{-2}$ (laranja).

Figura 4.34 - Radiação de onda longa emitida pela superfície obtida para 03/09/2003 (a) e para 17/03/2011 (b), na bacia do rio Jacarecica.

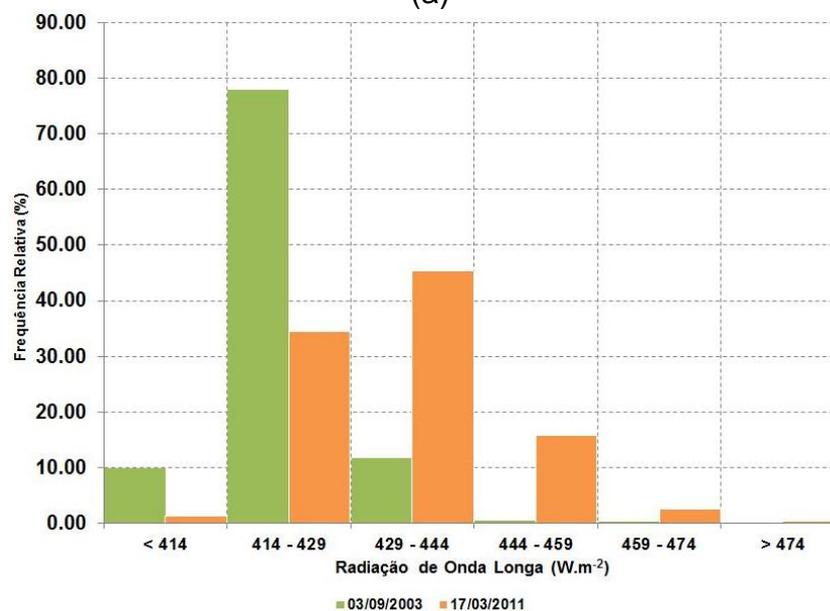


A Figura 4.35 mostra o histograma de frequência relativa da radiação de onda longa emitida pela superfície obtida com MED-Cotado e MED-SRTM.

Figura 4.35 - Histograma de frequência relativa da radiação de onda longa emitida pela superfície, calculado com MED-Cotados e MED-SRTM.



(a)



(b)

Pode-se observar que, para os dois modelos de elevação digitais utilizados, a maior concentração de pixels encontra-se na classe 414,3 – 429,4 W.m⁻², superando 75% de frequência relativa, no dia 03/09/2003. Já para o dia 17/03/2011,

a moda encontra-se deslocada para valores mais elevados de $RL\uparrow$, com maior concentração de pixels na classe 429,4 – 444,5 $W.m^{-2}$, atingindo 45% de frequência relativa, para os dois MED's. Assim, pode-se observar um deslocamento do histograma de frequência relativa para valores mais elevados de $RL\uparrow$ em 17/03/2011.

A estatística básica da radiação de onda longa emitida pela superfície é apresentada na Tabela 4.8. Observa-se, para a imagem de 03/09/2003, o valor mínimo obtido com MED-Cotado de $RL\uparrow$ foi de 399,19 $W.m^{-2}$, numa área envolvendo vegetação densa, onde a temperatura da superfície apresentou valor de 20,17°C, faixa mais baixa de T_s . Já o valor máximo, de 460,70 $W.m^{-2}$, foi observado em uma área urbanizada, onde a temperatura da superfície era de aproximadamente 31°C. Assim, tem-se uma amplitude de 61,51 $W.m^{-2}$.

Ainda para imagem de 03/09/2003, o valor mínimo de $RL\uparrow$ é 399,18 $W.m^{-2}$, obtido com MED-SRTM e localizado no mesmo pixel que observado com MED-Cotado; igualmente ocorre com o pixel de valor máximo de $RL\uparrow$ estimado em 460,72 $W.m^{-2}$. Desta maneira, percebe-se que os valores extremos da radiação de onda curta permaneceram praticamente inalterados com o uso dos distintos modelos de elevação digitais. Este aspecto também pode ser observado através dos valores médios de $RL\uparrow$, que em 03/09/2003, foi de 421,7 $W.m^{-2}$, tanto para o MED-Cotado como para o MED-SRTM. Também destaque-se que, as medidas de variação, sendo elas desvio padrão e coeficiente de variação, permaneceram inalteradas para os valores da radiação de onda longa emitida pela superfície obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.

Para a imagem de 17/03/2011, o valor mínimo de radiação de onda longa emitida pela superfície, calculado com MED-Cotado, é de 409,37 $W.m^{-2}$, numa área de vegetação densa, onde a temperatura da superfície foi de aproximadamente 22°C. O valor máximo é de 489,86 $W.m^{-2}$, observado em zona urbanizada, com valor de T_s de $\approx 36^\circ C$. Note-se que, a amplitude para $RL\uparrow$, em 17/03/2011, obtida com MED-Cotado, é de 80,49 $W.m^{-2}$. Este valor máximo da radiação de onda longa emitida pela superfície é bastante próximo do observado por Silva *et al.* (2005), que encontraram valores de $RL\uparrow$ entre 494,8 e 495 $W.m^{-2}$ para a região de Petrolina-PE. Já no resultado obtido com o MED-SRTM os valores mínimo e máximo foram de

409,41 W.m⁻² e 489,86 W.m⁻², respectivamente, que, de maneira similar a imagem de 03/09/2003, estes valores ocorreram exatamente no mesmo pixels que os observados com o modelo cotado. Assim, ratifica-se que os valores de radiação de onda longa emitida pela superfície permanecem inalterados com a variação do MED.

Por outro lado, o que é notório, é a diferença entre os valores médios de RL[↑] entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011. A radiação de onda longa emitida pela superfície em 17/03/2011 foi, em média, ≈3% mais elevada que a observada na imagem de 03/09/2003. Note-se que, RL[↑] foi calculada como uma função da emissividade e da temperatura da superfície, através da equação de Stefan-Boltzmann.

Os valores extremos de RL[↑] encontrados nesta pesquisa estão em conformidade com Giongo (2008), que utilizou o algoritmo SEBAL para a estimativa do saldo de radiação em uma área de cerrado e outra de cultivo de cana-de-açúcar, no município de Santa Rita de Passo Quatro - SP. Este autor encontrou valores de radiação de onda longa emitida pela superfície variando entre 381,69 a 539,24 W.m⁻². Novas (2008) encontrou valores de RL[↑] variando entre 376,9 a 574,2 W.m⁻², com médias entre 419,7 a 438,7 W.m⁻², corroborando os resultados encontrados nesta pesquisa, enquanto Di Pace (2004) determinou o saldo de radiação no perímetro irrigado de Petrolina, considerando os efeitos da topografia, encontrando valores de RL[↑] entre 435,29 a 503,80, bem próximos aos obtidos nesta pesquisa.

Tabela 4.8 - Valores estatísticos da radiação de onda longa emitida pela superfície (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação) para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED SRTM.

RL [↑] (W.m ⁻²)		Mínimo	Máximo	Moda	Média	¹ DP	² CV (%)
03/09/2003	Cotado	399,19	460,70	423,84	421,65	6,52	1,55
	SRTM	399,18	460,72	421,33	421,66	6,52	1,55
17/03/2011	Cotado	409,37	489,86	441,45	434,61	11,78	2,71
	SRTM	409,41	489,86	441,45	434,66	11,78	2,71

¹ Desvio Padrão

² Coeficiente de variação

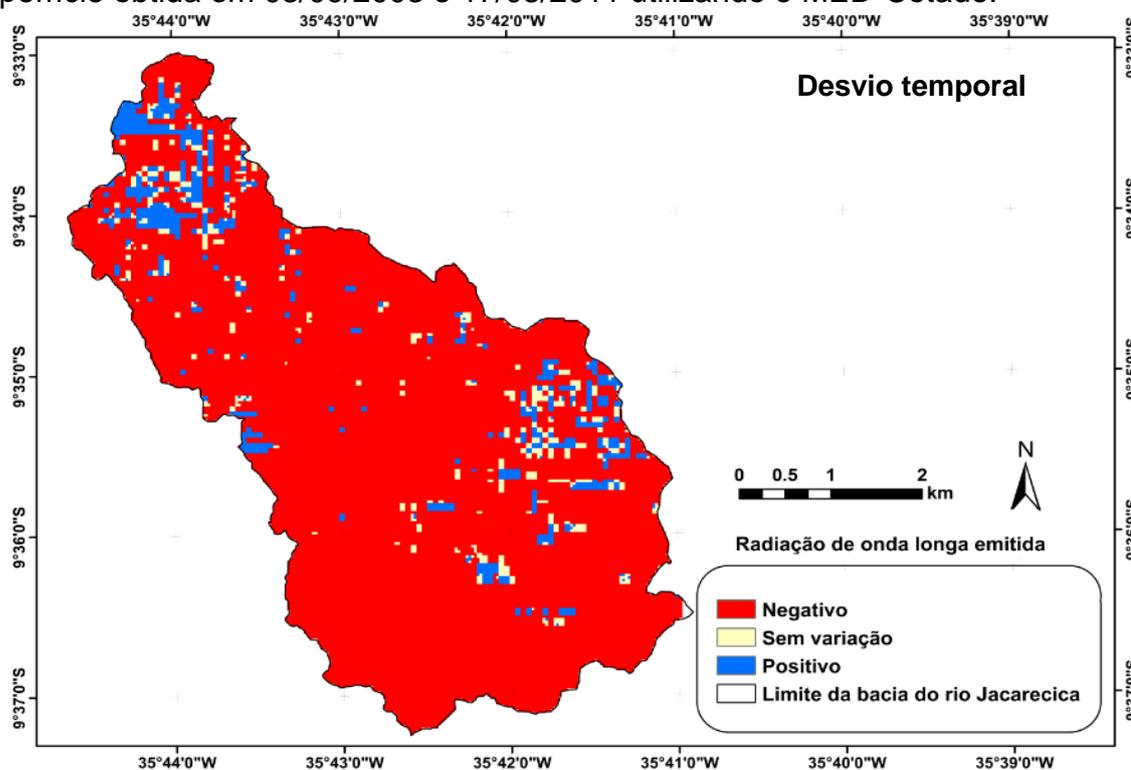
Efetou-se também uma avaliação com os desvios percentuais para a radiação de onda longa emitida pela superfície entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011, considerando-se apenas o MED-Cotado, uma vez que $RL\uparrow$ permanece inalterada com a variação do MED. A Figura 4.36 apresenta os referidos desvios percentuais. Note-se que, a distribuição espacial dos desvios percentuais da radiação de onda longa emitida pela superfície apresenta um padrão similar aquele observado para a temperatura da superfície. Verificou-se a predominância de desvios negativos, indicando a tendência de elevação nos valores de $RL\uparrow$ para 17/03/2011, em $\approx 90\%$ da área da bacia do rio Jacarecica, com média de $-3,5\%$. É importante mencionar que, também se verificou um predomínio de desvios negativos na temperatura da superfície, com média de aproximadamente -1% . Note-se que, a diferença entre a T_s média para 03/09/2003 e 17/03/2011 é de $-9,5\%$. No entanto, ao se considerar apenas os desvios negativos de T_s tem-se uma média de aproximadamente -1% . Já no caso da $RL\uparrow$, a diferença percentual entre a média de 03/09/2003 e de 17/03/2011 é de aproximadamente -3% , enquanto que a média de todos os desvios percentuais negativos é de $-3,5\%$. Destaque-se que, tanto para T_s como para $RL\uparrow$, a predominância é de desvios negativos. No caso de T_s , a maior discrepância entre a média dos desvios percentuais negativos e o desvio percentual entre a média global de 03/09/2003 e 17/03/2011 (quando comparada ao $RL\uparrow$) se deve a maior dispersão nos valores de temperatura da superfície, indicado pelo CV, que oscilou entre $1,55\%$ e $2,71\%$ para $RL\uparrow$, e entre $5,07\%$ a $7,82\%$ para T_s .

Em suma, considerando a média dos desvios negativos, ocorrentes em aproximadamente 90% dos pixels, tanto no caso de T_s como de $RL\uparrow$, uma elevação da temperatura da superfície em torno de 1% está associada uma elevação da radiação de onda longa emitida pela superfície em aproximadamente $3,5\%$.

Além da temperatura da superfície, é importante considerar a emissividade da superfície para toda faixa do infravermelho termal, uma vez que esta variável foi usada para estimativa da radiação de onda longa emitida pela superfície. Verificou-se que o desvio percentual da emissividade da superfície (ε_0) entre 03/09/2003 e 17/03/2011, para MED-Cotado, seguiu um padrão de distribuição espacial similar ao observado para o IVDN, com predomínio de desvios positivos ($\approx 45\%$ da área da bacia) oscilando em torno de sua média $0,21\%$. Já os desvios positivos para a

emissividade da superfície, referente a toda faixa do infravermelho termal, corresponderam a 35% da área da bacia e apresentaram uma média de -0,17%. Percebe-se, então, que os desvios temporais relacionados a emissividade da superfície são relativamente pequenos quando comparados aos desvios observados para a temperatura da superfície, o que sugere que, foram as variações na temperatura da superfície que promoveram alterações mais expressivas nos valores de $RL\uparrow$.

Figura 4.36 - Desvios percentuais entre a radiação de onda longa emitida pela superfície obtida em 03/09/2003 e 17/03/2011 utilizando o MED-Cotado.



4.2.6 Balanço de radiação de onda curta (BOC)

As Figuras 4.37 e 4.38 mostram a distribuição espacial do balanço de radiação de ondas curtas (BOC) para a bacia do rio Jacarecica, obtido utilizando-se o MED-Cotado e o MED-SRTM nos dias 03/09/2003 e 17/03/2011.

A distribuição espacial do BOC obtido utilizando-se o MED-Cotado é bastante similar a obtida com o MED-SRTM. Este aspecto é verificado tanto para

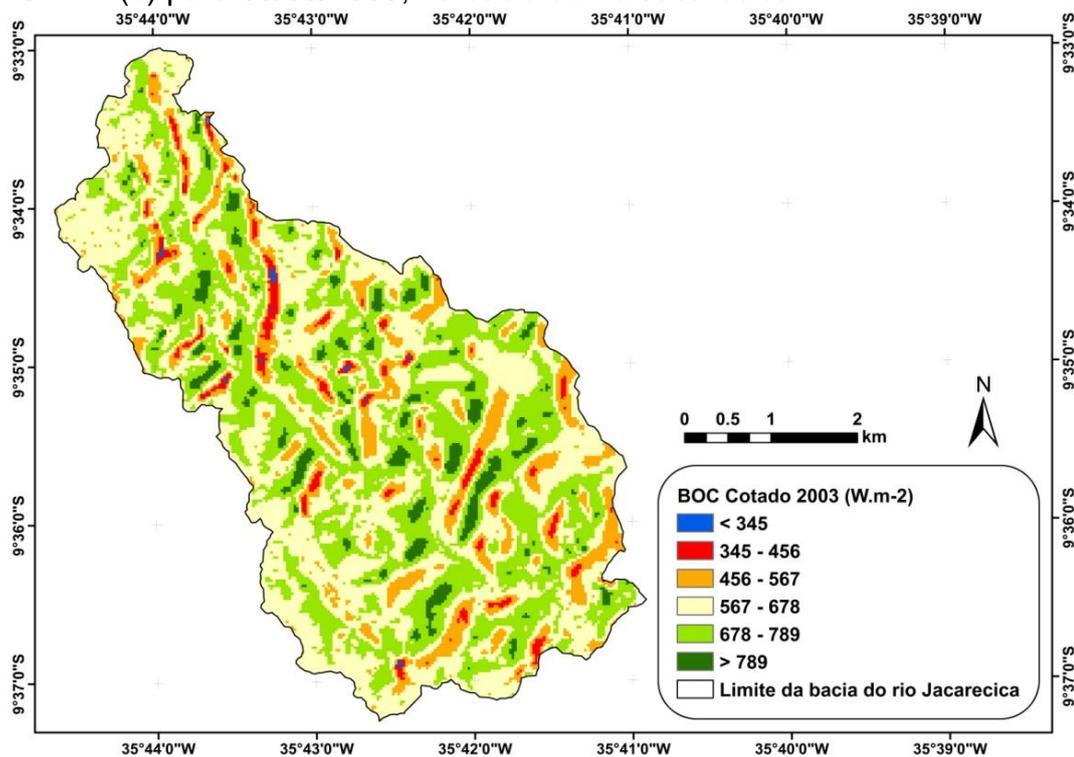
03/09/2003 como para 17/03/2011. No entanto, o balanço de radiação de ondas curtas obtido com MED-Cotado apresenta uma distribuição espacial mais detalhada. Ou seja, a utilização do MED-Cotado permite uma melhor percepção das nuances do BOC à superfície.

Em 03/09/2003, o predomínio de valores do balanço de radiação de ondas curtas está entre $567 - 678 \text{ W.m}^{-2}$ (amarelo), correspondendo a aproximadamente 46% da área da bacia do rio Jacarecica. Já em 17/03/2011, a classe de valores de BOC entre 678 e 789 W.m^{-2} (verde claro) é a mais frequente, ocupando aproximadamente 53,4% da área da bacia hidrográfica, indicando uma elevação do BOC para 17/03/2011.

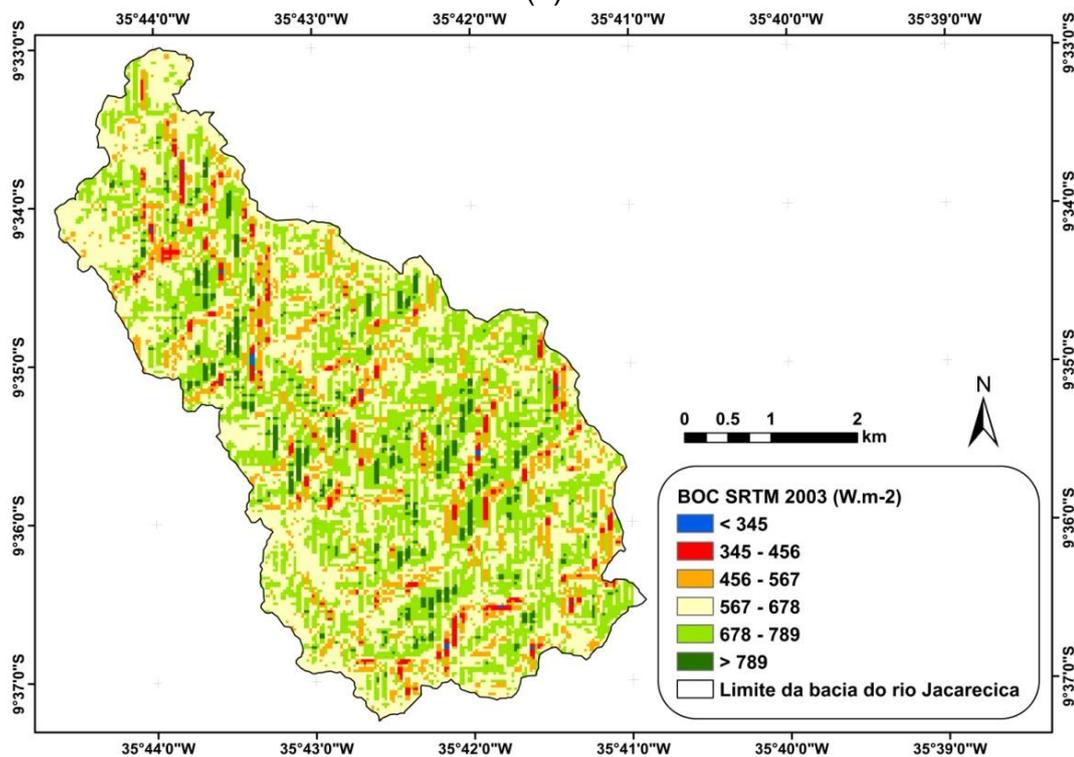
Observou-se também, que os valores máximos BOC ocorreram nas faces voltadas para leste ou sudeste, alcançando valores superiores a 789 W.m^{-2} (verde escuro), mas também apresentando valores entre $678 - 789 \text{ W.m}^{-2}$. Já os valores mais baixos de BOC, inferiores a 567 W.m^{-2} (laranja, vermelho e azul) foram observados nas faces com orientação oeste ou noroeste.

Estes aspectos já eram esperados uma vez que, em seu movimento aparente diário, o Sol se desloca de leste para oeste fazendo com que a incidência de radiação de ondas curtas seja mais elevada nas faces com orientação leste. Isto também pode ser observado para os resultados obtidos da utilização do MED-SRTM, no entanto, as nuances nestas variações não podem ser percebidas com nitidez.

Figura 4.37 - Balanço da radiação de onda curta obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.

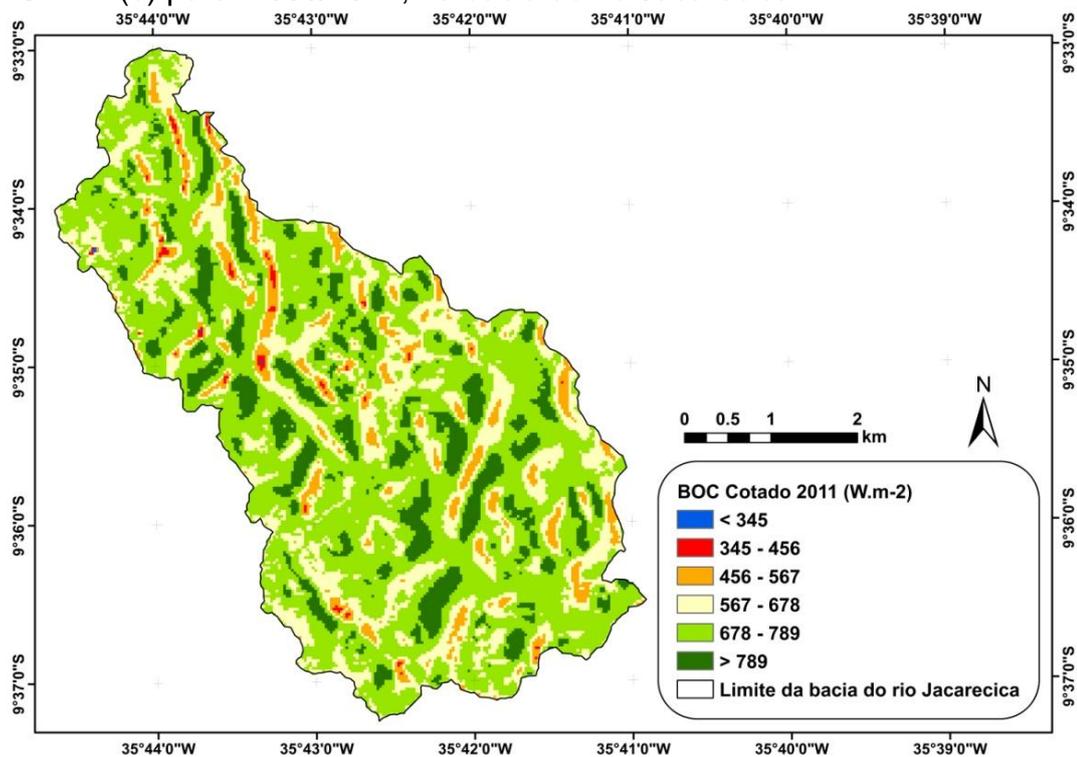


(a)

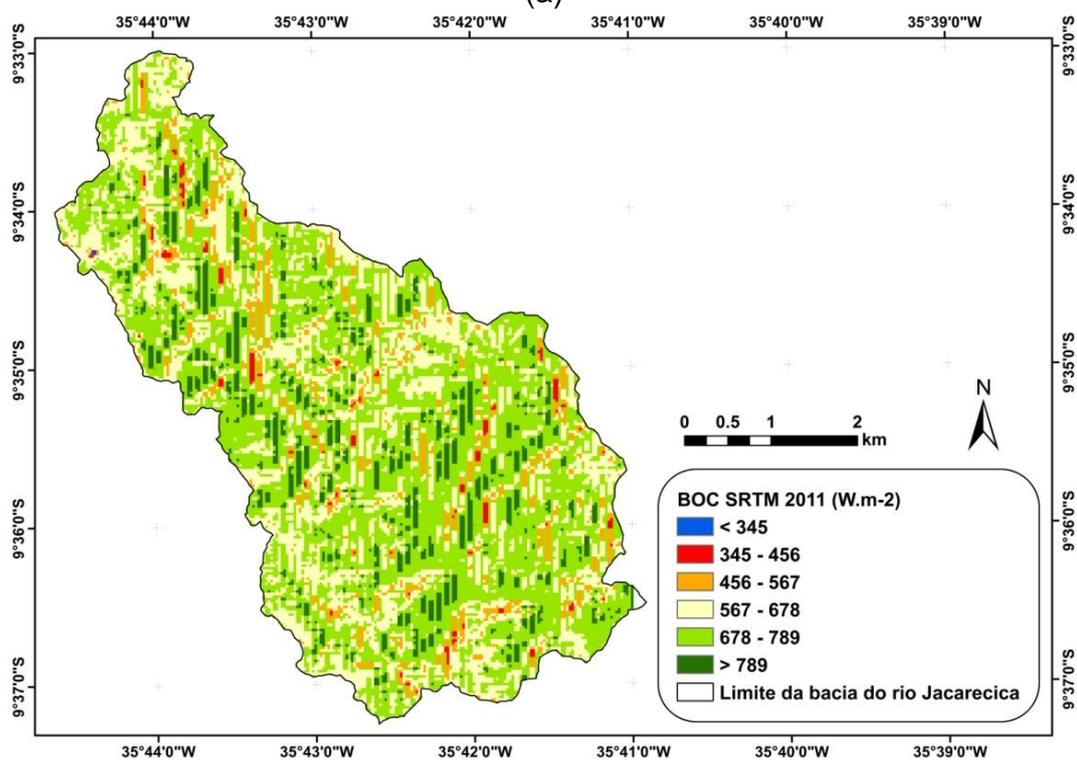


(b)

Figura 4.38 - Balanço da radiação de onda curta obtido com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.



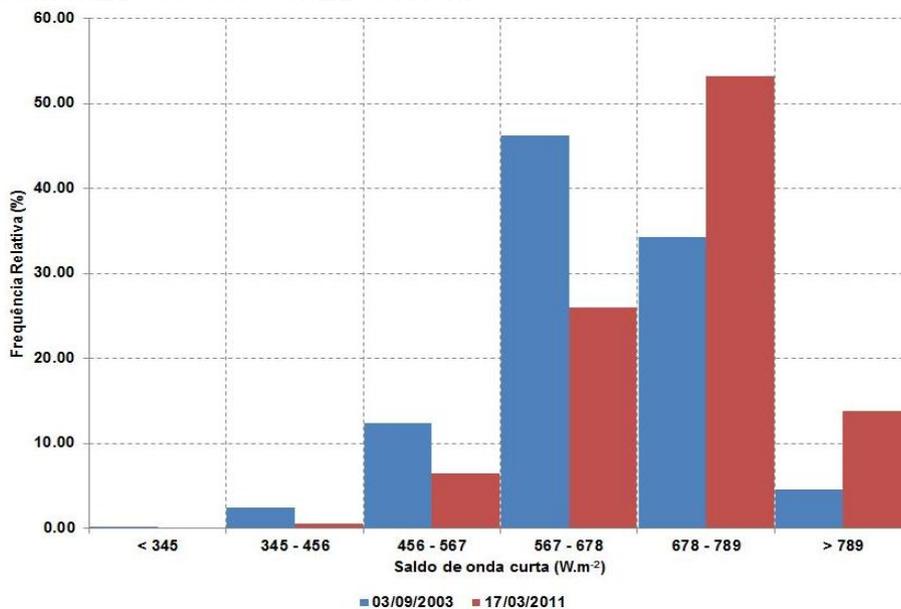
(a)



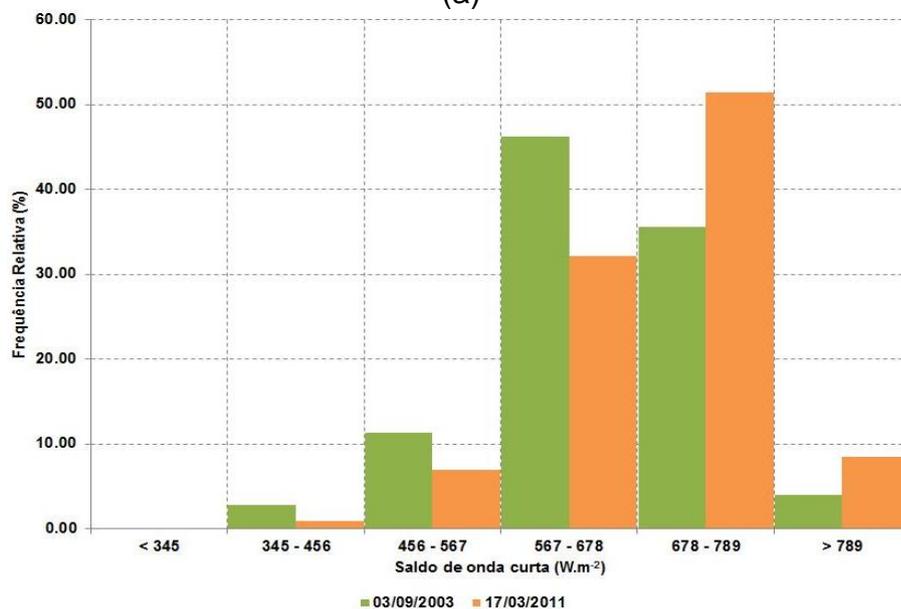
(b)

A Figura 4.39 apresenta o histograma de frequência relativa para o balanço de radiação de onda curta, obtido tanto com o MED-Cotado como o MED-SRTM.

Figura 4.39 - Histograma de frequência relativa do saldo de radiação de onda curta, calculado com MED-Cotado e MED-SRTM.



(a)



(b)

Pode-se observar que a moda para 17/03/2011 é deslocada para valores mais elevados do BOC. Para 03/09/2003, tanto considerando-se o uso do MED-Cotado como o MED-SRTM, a classe mais frequente do BOC foi de 567 – 678 $W.m^{-2}$, com frequência relativa de $\approx 46\%$. Já para 17/03/2011, a classe modal foi 678 –

789 $W.m^{-2}$, com frequência relativa de $\approx 53\%$ e 51% para MED-Cotado e MED-SRTM, respectivamente.

A estatística básica do BOC é apresentada na Tabela 4.9. Pode-se perceber que, em termos médios, o BOC obtido com o MED-SRTM é aproximadamente de 0,10% mais elevado que o obtido com MED-Cotado, para a imagem de 03/09/2003. Já para 17/03/2011, a média do BOC obtido com MED-SRTM é aproximadamente 2,4% menor que a obtida com MED-Cotado. No entanto, uma avaliação dos desvios percentuais do BOC mostrou a existência tanto de desvios positivos como negativos, onde, os desvios negativos foram principalmente observados para as faces com orientação sudeste, sudoeste e oeste, onde foram observados os valores mais baixos de BOC. Este aumento do balanço de radiação de onda curta, principalmente observado nas faces de sudeste, sudoeste e oeste, ocorre com média de aproximadamente -14%. Já os desvios positivos foram observados, especialmente em faces com orientação leste. Ou seja, o BOC obtido usando MED-SRTM parece subestimar os valores máximos, ocorrentes, especialmente, nas faces com orientação leste e sudeste.

Uma comparação entre os valores médios do BOC, obtido com o MED-Cotado, entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011, mostra que houve um expressivo incremento de aproximadamente 8% para o balanço de radiação de ondas curtas em 17/03/2011. Note-se que este incremento no BOC está associado a elevação de aproximadamente 10%, em termos médios, da radiação de ondas curtas incidente à superfície em 17/03/2011.

Tabela 4.9 - Valores estatísticos do balanço da radiação de onda curta (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação), para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.

BOC ($W.m^{-2}$)		Mínimo	Máximo	Media	Moda	¹ DP	² CV (%)
03/09/2003	Cotado	234,76	885,27	651,86	685,29	85,51	13,12
	SRTM	312,85	880,06	652,37	676,30	84,04	12,88
17/03/2011	Cotado	254,85	896,23	704,37	678,75	83,10	11,80
	SRTM	235,00	899,63	687,20	723,85	79,42	11,56

¹ Desvio Padrão

² Coeficiente de variação

Uma observação dos desvios percentuais temporais calculados a cada pixel, considerando o MED-Cotado, evidenciou a predominância de desvios negativos, que oscilaram em torno de sua média de aproximadamente -10%. Note-se que este aumento se dá com a mesma ordem de grandeza da média dos desvios negativos para a radiação de onda curta incidente na superfície entre 03/09/2003 e 17/03/2011.

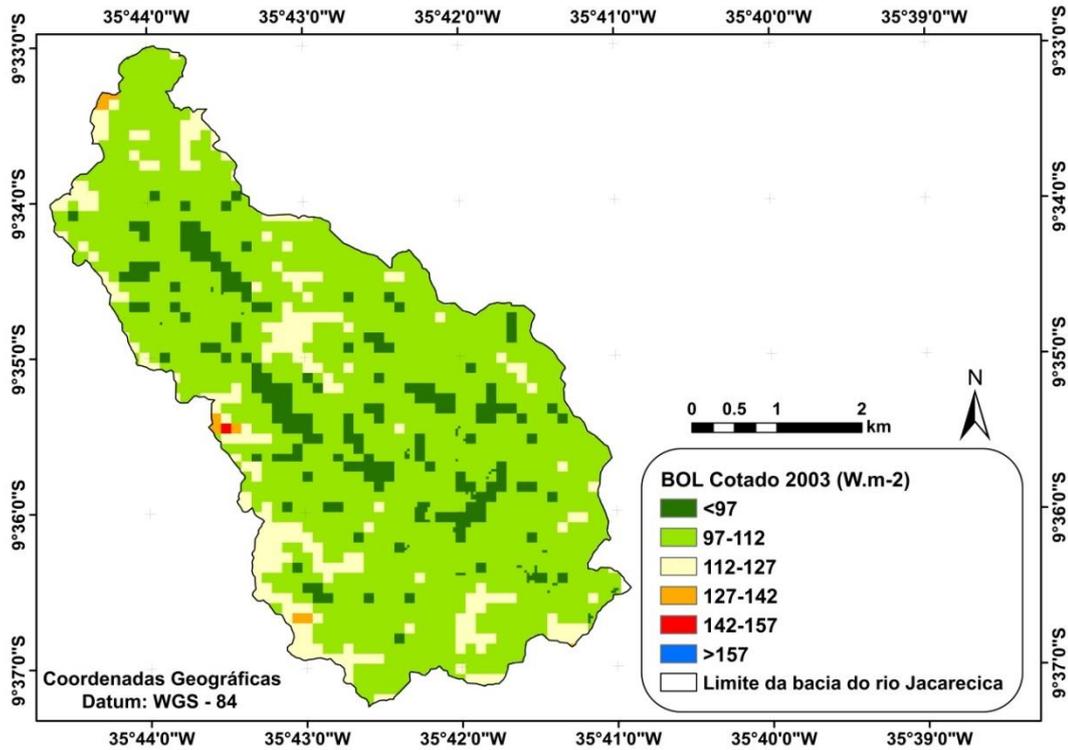
4.2.7 Balanço de radiação de onda longa (BOL)

Nas Figuras 4.40 e 4.41 observa-se a distribuição espacial do balanço de radiação de onda longa (BOL) para 03/09/2003 e 17/03/2011 utilizando-se MED-Cotado e o MED-SRTM, respectivamente. Observa-se que não há variação entre o BOL obtido utilizando-se o MED-Cotado e o MED-SRTM, concordando com o observado para a radiação de onda longa emitida pela superfície.

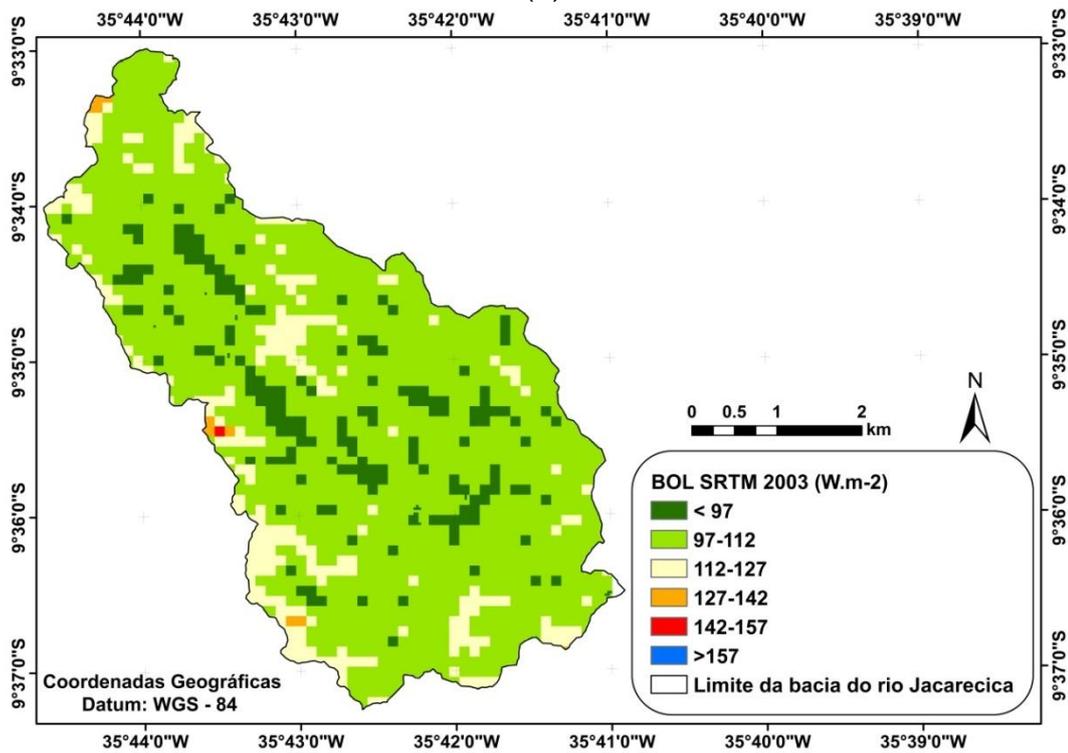
Considerando-se o MED-Cotado para 03/09/2003, percebe-se o predomínio de valores de BOL entre 97 e 102 W.m^{-2} (verde claro). Destaque-se que no cálculo do BOL considera-se a radiação de onda longa incidente à superfície, a refletida pela superfície e a emitida pela superfície. Como a soma das parcelas de radiação de onda longa refletida e emitida pela superfície excedem a radiação de onda longa incidente à superfície os valores de BOL encontrados são negativos. Isto também é observado por Conceição (2011), que afirma que estes valores negativos do BOL se devem a predominância de radiação de onda longa emitida pela superfície sobre a radiação de onda longa atmosférica. Com a finalidade de uma apresentação mais didática dos mapas e gráficos, representa-se o BOL em valores absolutos.

Já em 17/03/2011, pode-se perceber uma redução ocupada pelos valores da classe 97 – 112 W.m^{-2} e aumento da área da classe com valores de BOL superiores a 112 W.m^{-2} , com ênfase nas classes compreendidas entre 112 a 157 W.m^{-2} . Esta variação do BOL está em concordância com as alterações espaço-temporais observadas para a temperatura da superfície. Em termos médios, o BOL teve incremento de $\approx 11\%$ em 17/03/2011, estando relacionado ao incremento da temperatura da superfície e $R_L \uparrow$.

Figura 4.40 - Balanço da radiação de onda longa obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 03/09/2003, na bacia do rio Jacarecica.

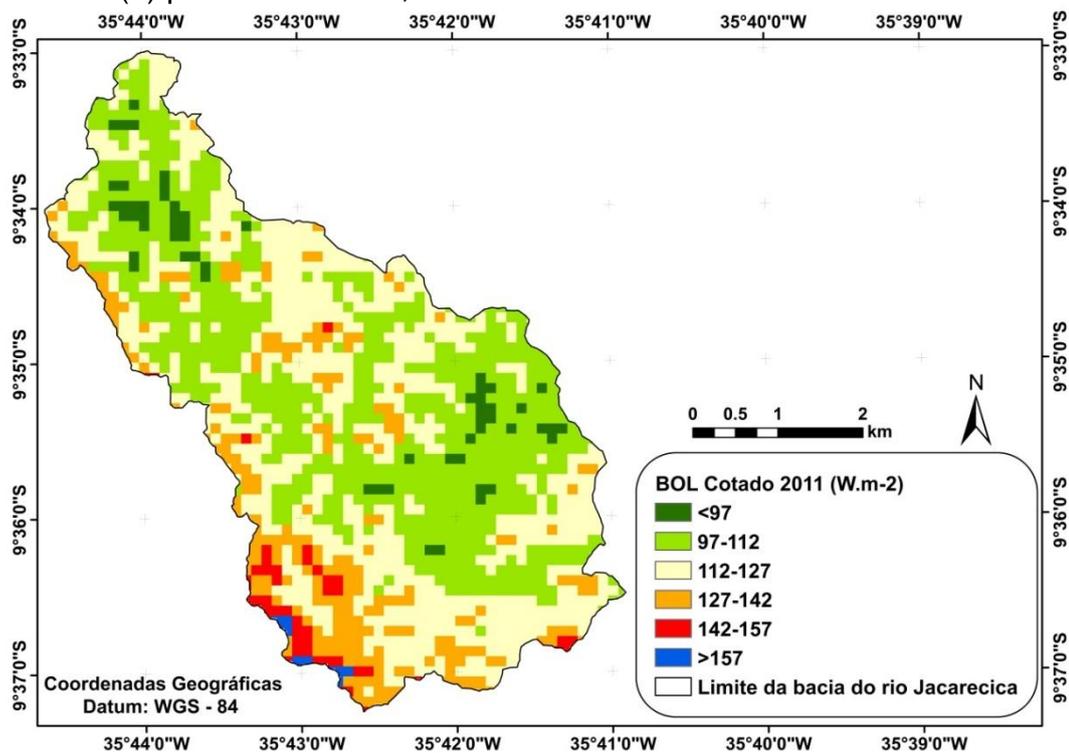


(a)

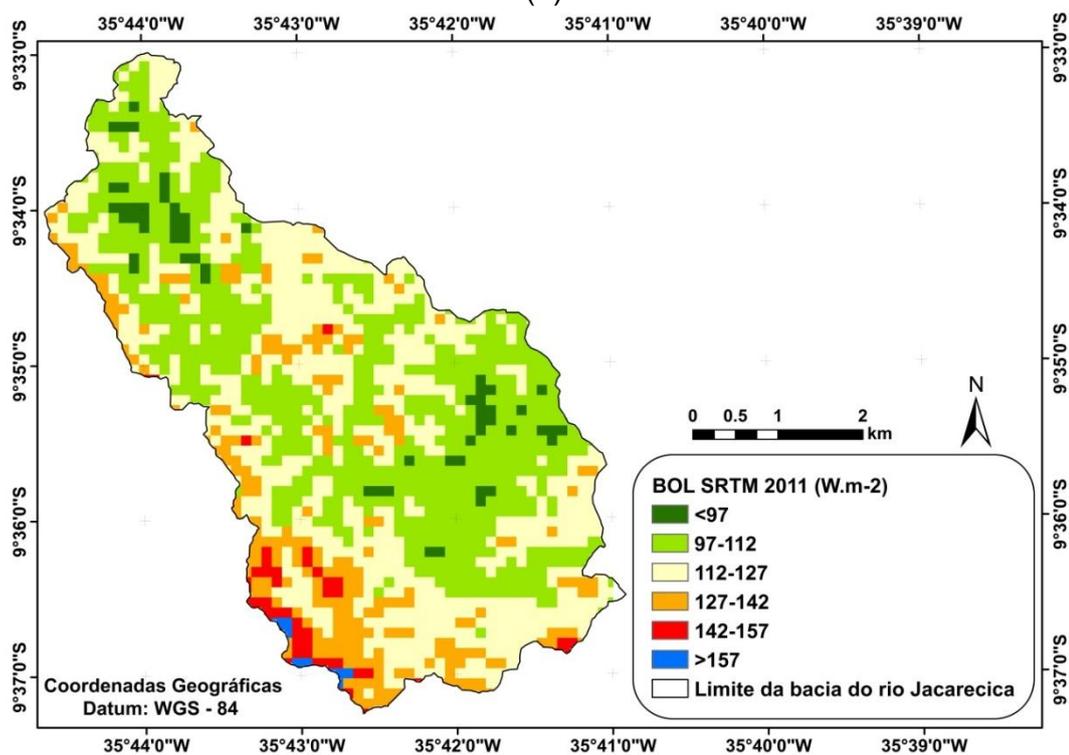


(b)

Figura 4.41 - Balanço da radiação de onda longa obtida com MED-Cotado (a) e MED-SRTM (b) para 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica.



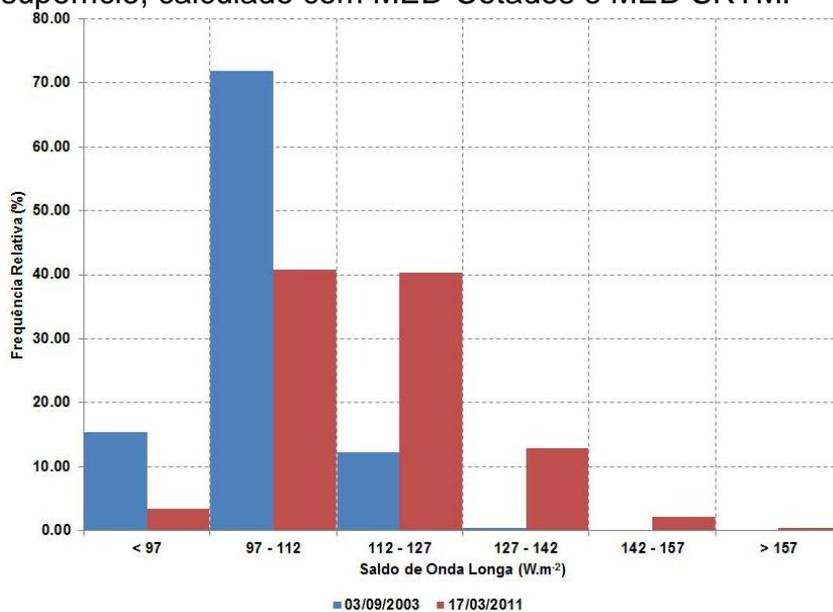
(a)



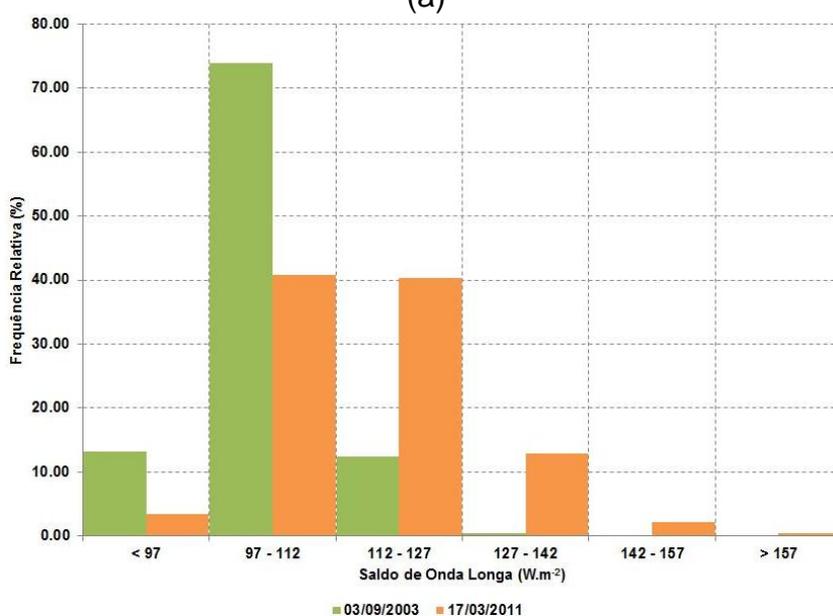
(b)

A Figura 4.46 apresenta o histograma de frequência relativa para o BOL. A moda para imagem de 03/09/2003 é definida pela classe 97 – 112 $W.m^{-2}$, com frequência relativa superando o 70%. Já para 17/03/2011 o histograma é bimodal, com frequência relativa de 40% para as classes 97 – 112 $W.m^{-2}$ e de 112 – 127 $W.m^{-2}$.

Figura 4.42 - Histograma de frequência relativa do saldo de radiação de onda longa emitida pela superfície, calculado com MED-Cotados e MED SRTM.



(a)



(b)

A Tabela 4.10 mostra a estatística básica para o BOL. Note-se que, a média do balanço de radiação de onda longa permanece praticamente invariável ao se alterar o modelo de elevação digital. O balanço de radiação de ondas longas na área de estudo variou de aproximadamente 83 a 172 $W.m^{-2}$. Conceição (2011) encontrou valores de BOL entre 80 a 115 $W.m^{-2}$ para área de pastagem. Já em área de floresta esta variação foi de 60 a 95 $W.m^{-2}$. Note-se que, em relação aos valores inferiores de BOL ($\approx 83 W.m^{-2}$) há concordância entre os resultados desta pesquisa e o observado por Conceição (2011). No entanto, observa-se a existência de valores $>115 W.m^{-2}$, máximo observado por aquele autor. Isto pode estar associado a existência de áreas urbanizadas e de solo exposto presente na bacia do rio Jacarecica, onde os valores de T_s são mais elevados.

Tabela 4.10 - Valores estatísticos do balanço da radiação de onda longa (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação), para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.

BOL ($W.m^{-2}$)		Mínimo	Máximo	Moda	Media	¹ DP	² CV (%)
03/09/2003	Cotado	82,74	143,07	102,54	103,71	6,82	6,65
	SRTM	82,74	143,13	102,51	103,76	6,80	6,63
17/03/2011	Cotado	90,17	171,84	113,23	114,91	12,00	10,59
	SRTM	90,16	171,89	141,21	114,96	11,98	8,48

¹ Desvio Padrão

² Coeficiente de variação

Uma avaliação dos desvios percentuais entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011 evidenciaram a predominância dos desvios negativos, ratificando o aumento do BOL, já observado através da média global da imagem. Os desvios negativos foram observados em 83% da imagem e apresentam média de -13,66%.

4.2.8 Saldo de radiação à superfície

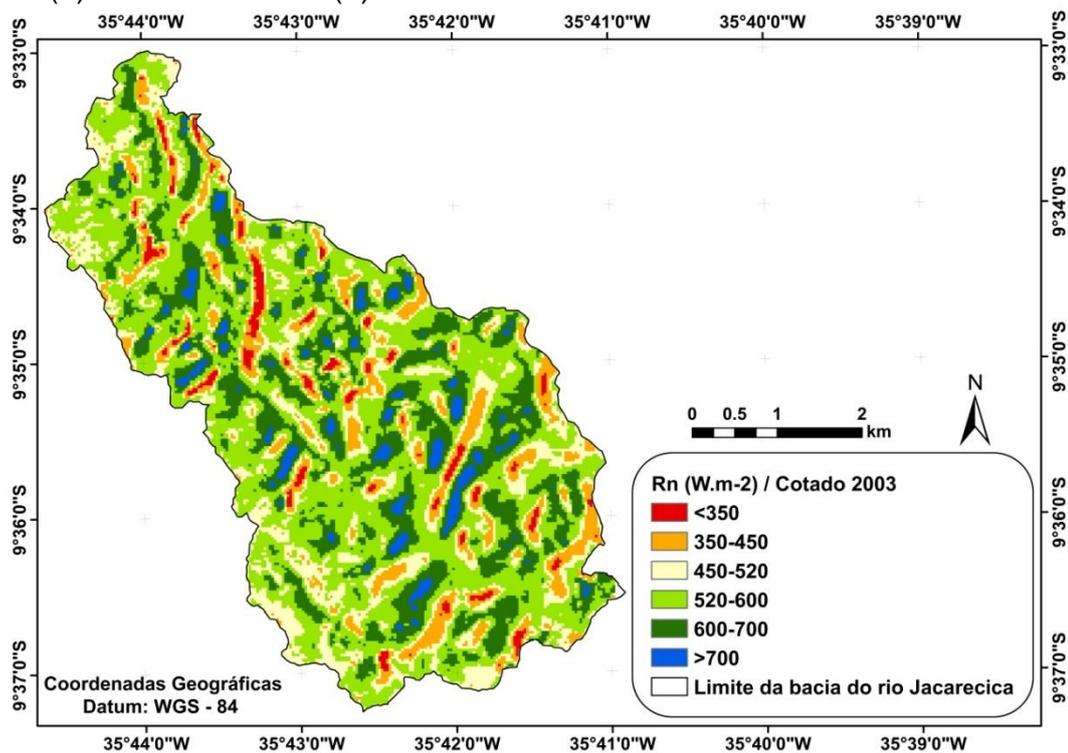
A Figura 4.43 mostra a distribuição espacial do saldo de radiação à superfície obtido tanto com o uso do MED-Cotado como do MED-SRTM, para a imagem de 03/09/2003. Pode-se notar que o saldo de radiação tem predominância nos valores da classe 520 – 600 $W.m^{-2}$ (verde claro), distribuídos em grande parte

da bacia, seguido pela classe $600 - 700 \text{ W.m}^{-2}$ (verde escuro) e $> 700 \text{ W.m}^{-2}$ (azul). As áreas na classe $< 350 \text{ W.m}^{-2}$ (vermelho) representam os valores mais baixos do saldo de radiação. Este padrão na distribuição dos valores de R_n pode ser observado tanto para MED-Cotado como para o MED-SRTM. No entanto, o uso do MED-Cotado permitiu uma melhor representação espacial das variações de R_n , que ocorrem como uma função do uso e cobertura do solo, umidade, declividade e orientação do relevo.

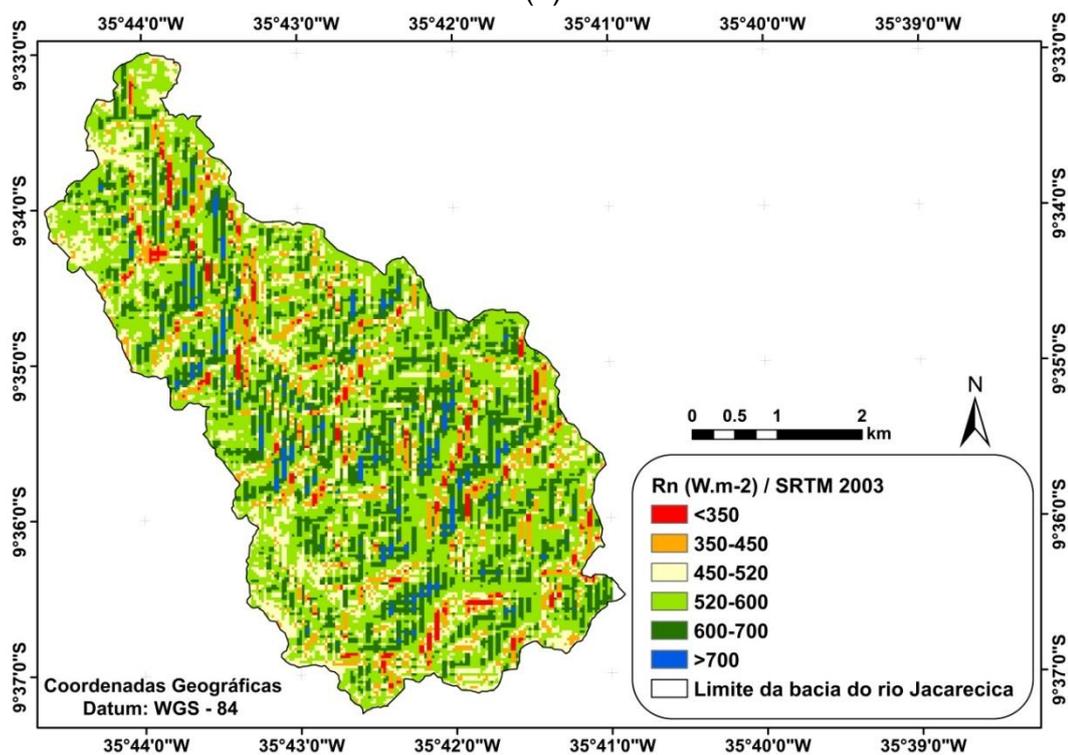
Na Figura 4.44 nota-se, para 17/03/2011, que a predominância de valores passa para a classe $600 - 700 \text{ W.m}^{-2}$ (verde escuro), que aumentou cerca de 90% em relação a 03/09/2003, considerando-se o MED-Cotado. A classe de R_n entre $520 - 600 \text{ W.m}^{-2}$ (verde claro) apresentou uma redução de aproximadamente 30% em relação a 03/09/2003, considerando MED-Cotado. Também é observada uma considerável redução da classe $450 - 520 \text{ W.m}^{-2}$ (amarelo) e, especialmente, na classe $< 350 \text{ W.m}^{-2}$ (vermelho), tornando-se limitada a pequenas seções dentro da bacia. Assim, percebe-se que, em 17/03/2011, há uma substituição por valores mais elevados de saldo de radiação. Destaque-se que, a despeito da elevação no albedo da superfície, que promove um aumento na perda radiativa de onda curtas, também aconteceu uma elevação no total de radiação de ondas curtas incidente á superfície, o que, provavelmente está associada a elevação nos valores do saldo.

Evidentemente as áreas em vermelho, com os valores mais baixos de R_n , estão associadas as áreas com valores mais elevados de albedo, o que demonstra a relação inversamente proporcional entre o albedo e o saldo de radiação. Igualmente pode-se observar que as áreas com valores altos de saldo de radiação são as mesmas que têm o valor mais baixo do albedo da superfície. Resultados similares a estes foram observados por Giongo (2008) e Silva *et al.* (2005). Segundo Silva *et al.* (2005), pixels com pouca vegetação ou mesmo ausente apresentam altos valores de albedo e emite mais radiação terrestre, que promovem a ocorrência de valores de R_n mais baixos. Giongo (2008) verificou que, áreas com altos valores de albedo ($> 27\%$) apresentaram baixos R_n ($500 - 550 \text{ W.m}^{-2}$). Gusmão (2011) apontou a relação inversa entre o albedo e o saldo de radiação ao afirmar que em áreas de vegetação nativa foram encontrados valores mais elevados de R_n quando comparado com as áreas antrópicas.

Figura 4.43 - Mapa do saldo de radiação para 03/09/2003 calculado com MED-Cotado (a) e o MED-SRTM (b).

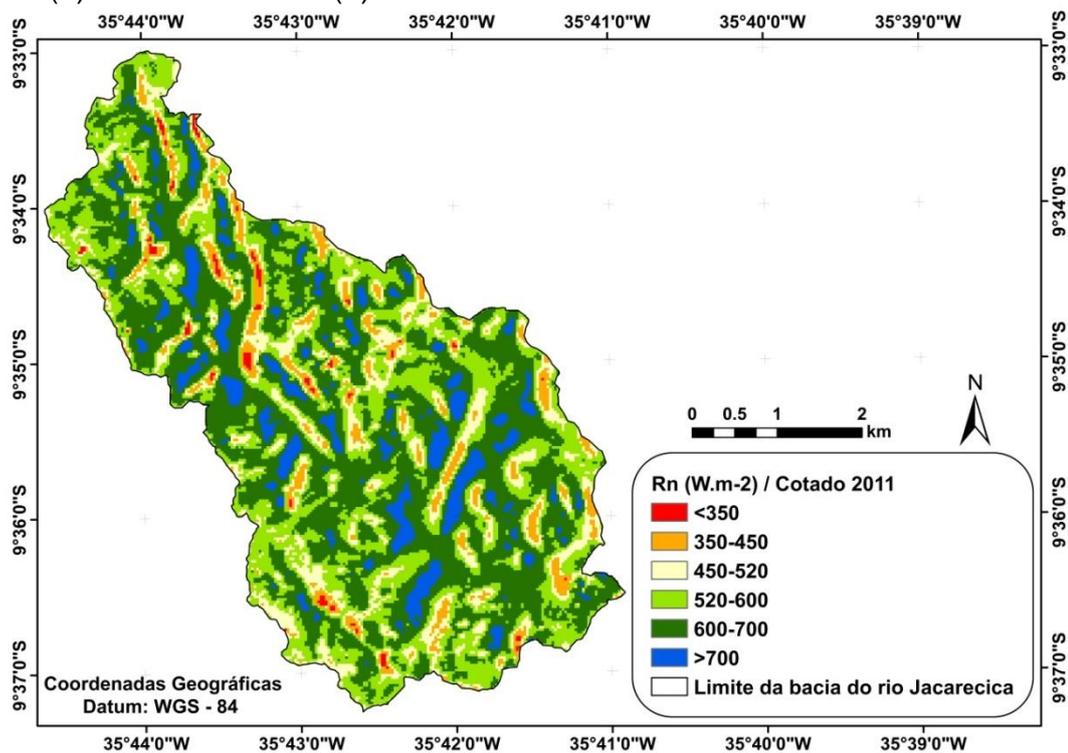


(a)

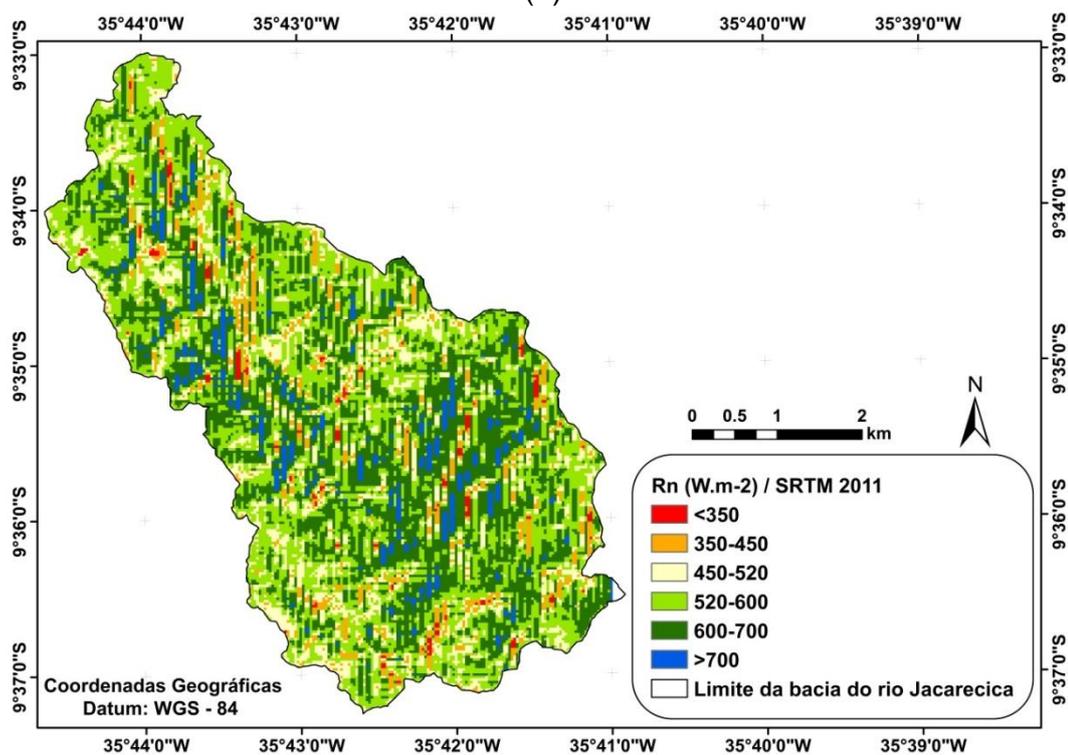


(b)

Figura 4.44 - Mapa do saldo de radiação para 17/03/2011 calculado com MED-Cotado (a) e o MED-SRTM (b).



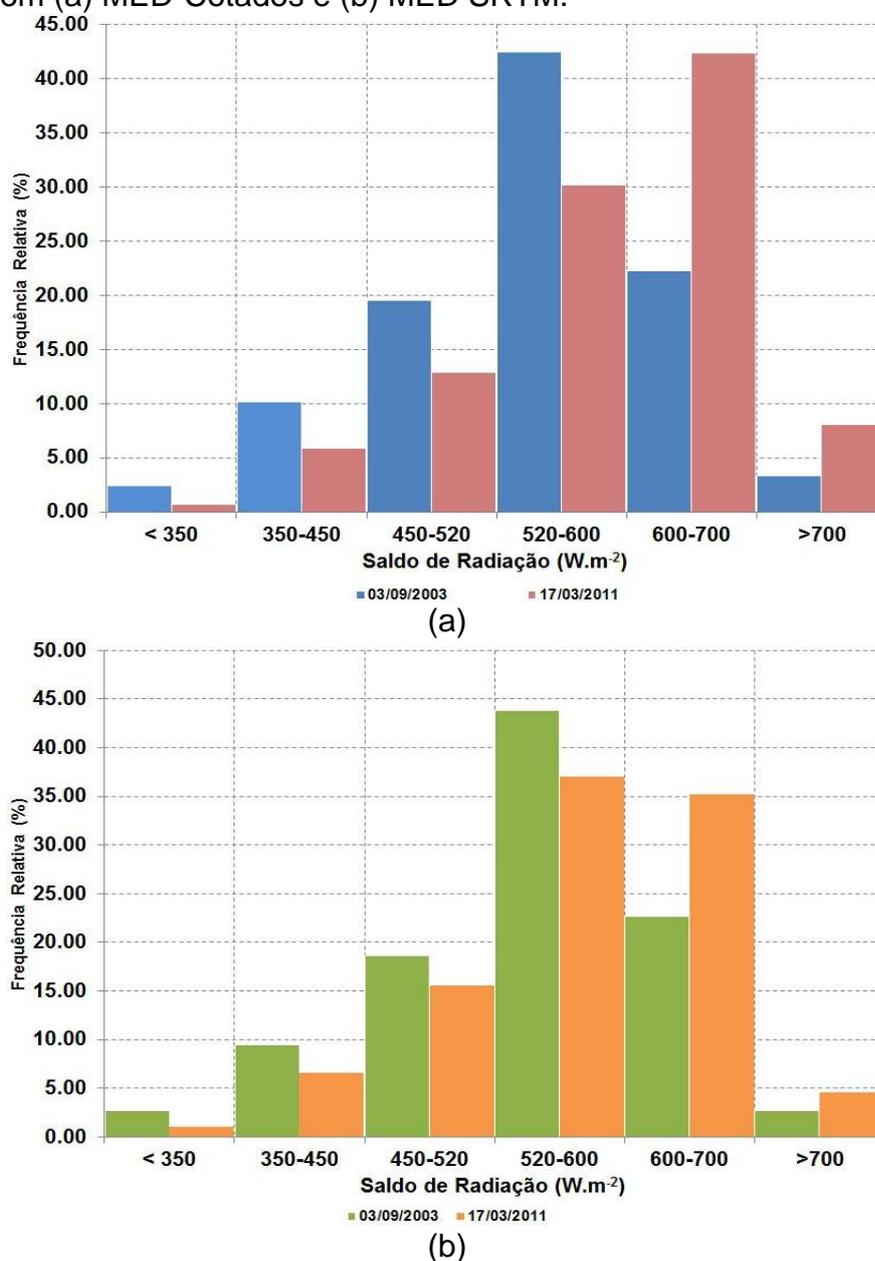
(a)



(b)

A Figura 4.45 apresenta o histograma de frequência relativa para Rn. Pode-se observar que a moda para 03/09/2003 é a classe 520 - 600 W.m⁻², com frequência relativa superando 40%. Para o dia 17/03/2011, considerando-se o MED-Cotado, a concentração de pixels é maior para classe entre 600 e 700 W.m⁻², com frequência relativa de ≈ 42%. No entanto, quando se considera Rn obtido através do MED-SRTM, observam-se as frequências mais elevadas nas classes 520 – 600 W.m⁻² (≈37%) e 600 - 700 W.m⁻² (≈35%).

Figura 4.45 - Histograma de frequência relativa do saldo de radiação à superfície, calculado com (a) MED-Cotados e (b) MED SRTM.



A Tabela 4.11 mostra a estatística básica de Rn obtido com MED-Cotado e MED-SRTM, para 03/09/2003 e 17/03/2011. Considerando-se o MED-Cotado, observa-se, para 03/09/2003, um mínimo de Rn de $\approx 130 \text{ W.m}^{-2}$, obtido com MED-Cotado, sendo este valor ocorrente em um de área urbanizada (IVDN = 0,274), com elevado albedo de 50,8%. Valores mínimos de Rn similares aos encontrados nesta pesquisa foram observados por Di Pace (2004), $121,83 \text{ W.m}^{-2}$ (utilizando MED) e por Andrade e Corrêa (2014), 161 W.m^{-2} , observado em área de solo exposto. Já o valor máximo é de $787,82 \text{ W.m}^{-2}$, localizado em área com vegetação densa (IVDN = 0,600) e com albedo de 10,7%. Para Andrade *et al.* (2007), o valor máximo e mínimo obtido no município de Juiz de Fora, foi de $790,33 \text{ W.m}^{-2}$ e $448,40 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente, e em área vegetada o mínimo foi de $599,93 \text{ W.m}^{-2}$. Fausto (2014) encontrou valores de $578,5 \text{ W.m}^{-2}$ em pastagem e $640,5 \text{ W.m}^{-2}$ em mata ciliar. Di Pace (2004) também observou valores máximos de Rn oscilando entre $728,68 \text{ W.m}^{-2}$ a $787,13 \text{ W.m}^{-2}$, o que ratifica os resultados desta pesquisa.

Para os resultados obtidos com o MED-SRTM, tem-se como valor mínimo $196,15 \text{ W.m}^{-2}$, com área de solo exposto (IVDN = 0,247) com albedo de 40,0%. Já o valor máximo é de $758,18 \text{ W.m}^{-2}$, observado em área vegetada (IVDN = 0,618) e com albedo de 9,7%. Estes valores máximo e mínimo definem uma amplitude de $589,03 \text{ W.m}^{-2}$, resultando em uma diferença de aproximadamente 64 W.m^{-2} entre as amplitudes de Rn obtido com os dois modelos de elevação digitais.

Para o dia 17/09/2011, os resultados obtidos com o MED-Cotado apresentaram como valor mínimo $193,38 \text{ W.m}^{-2}$, observado em uma área urbanizada (IVDN = 0,184), com albedo da superfície de 49,6%. O valor máximo obtido foi de $787,95 \text{ W.m}^{-2}$, numa área com vegetação de grande porte (IVDN = 0,513), com albedo de 12,0%, definindo uma amplitude de $594,58 \text{ W.m}^{-2}$. Para o MED-SRTM o valor mínimo é de $164,41 \text{ W.m}^{-2}$, em área urbanizada com albedo de 66,8%. O valor máximo é de $798,97 \text{ W.m}^{-2}$, observado numa área com vegetação de grande porte (IVDN = 0,621) com albedo de 10,6%. A amplitude de Rn obtido com MED-SRTM é de $634,56 \text{ W.m}^{-2}$, que comparada com amplitude obtida com o MED-Cotado resulta em uma diferença de $-39,98 \text{ W.m}^{-2}$.

Em termos médios, o Rn permaneceu praticamente invariável com a utilização dos distintos MED's, para a imagem de 03/09/2003. Esta diferença já é

mais acentuada para a imagem de 17/03/2011, onde o saldo de radiação obtido com MED-Cotado foi, em média, 3% mais elevado que o obtido com MED-SRTM. Outro aspecto que se pode destacar é que o CV para 03/09/2003 não apresentou variação expressiva ao se considerar os diferentes MED's. No entanto, para 17/03/2011 a diferença do CV obtido com MED-Cotado e MED-SRTM é de 3,72%. Novas (2008) observou, na bacia do rio Pratygy, que o saldo de radiação médio foi de $\approx 576 \text{ W.m}^{-2}$ para 03/09/2003, sem considerar o MED. Nesta pesquisa o Rn médio para toda a bacia em 03/09/2003 foi de $548,15 \text{ W.m}^{-2}$ e $548,62 \text{ W.m}^{-2}$ para MED-Cotado e MED-SRTM, respectivamente, correspondendo a uma diferença aproximada de 5%, que dentre outros fatores, está associada a não absorção dos efeitos topográficos.

Tabela 4.11 - Valores estatísticos do saldo de radiação à superfície (mínimo, máximo, média, moda, desvio padrão e coeficiente de variação), para os dias 03/09/2003 e 17/03/2011, na bacia do rio Jacarecica, obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM.

Rn (W.m^{-2})		Mínimo	Máximo	Media	Moda	DP	CV (%)
03/09/2003	Cotado	129,75	787,82	548,15	584,62	85,82	14,68
	SRTM	201,57	785,18	548,62	575,75	84,44	14,67
17/03/2011	Cotado	193,38	787,95	589,48	650,93	83,80	12,87
	SRTM	164,41	798,97	572,25	599,51	80,01	13,35

¹ Desvio Padrão

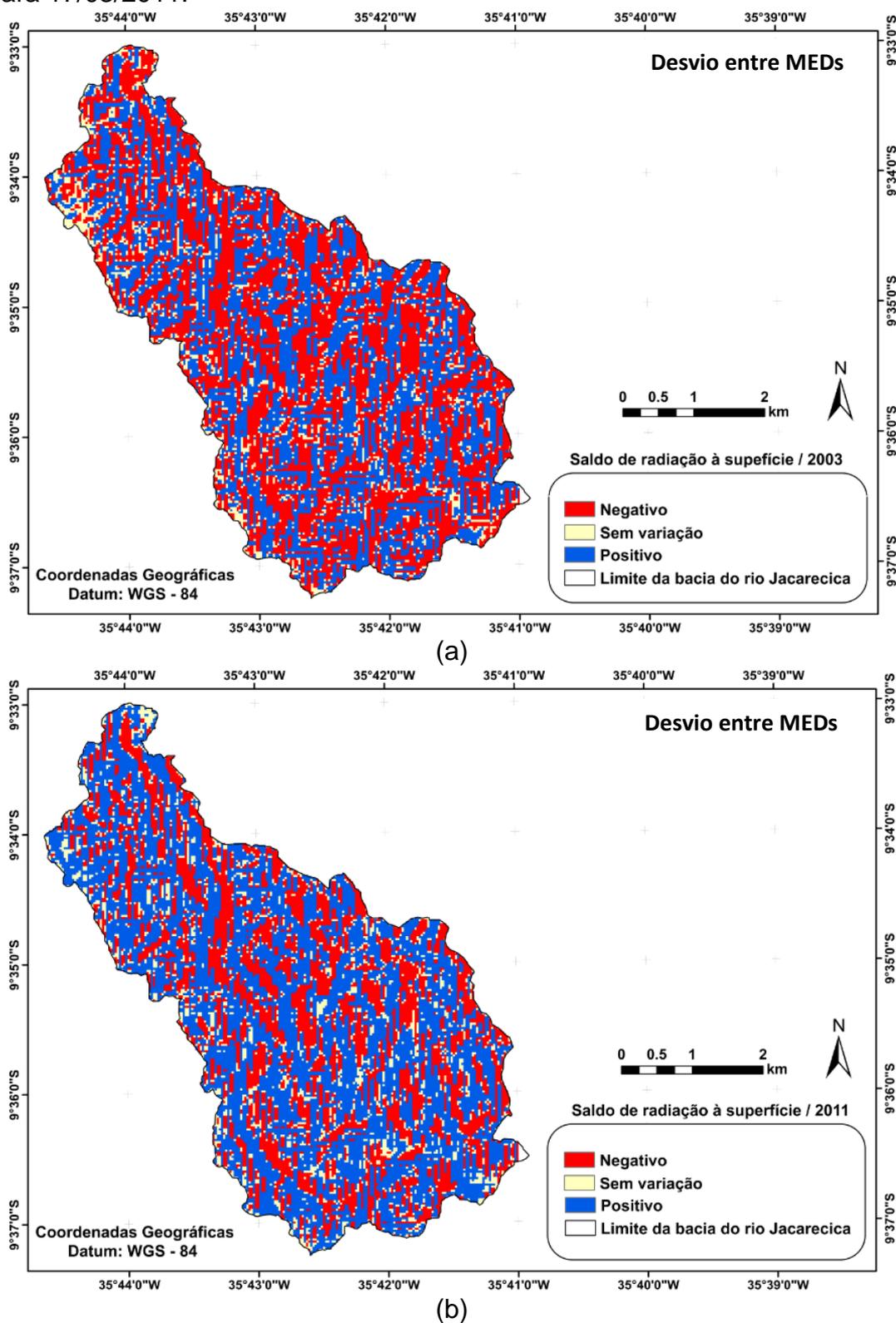
² Coeficiente de variação

Para melhor entendimento da variação entre os valores de Rn obtidos com MED-Cotado e MED-SRTM, avaliou-se os seus desvios percentuais obtidos com os distintos MEDs para 03/09/2003 e 17/03/2011, mostrados na Figura 4.46. Analisando-se os mapas de orientação do relevo em associação com o desvio percentual entre MEDs para Rn, em 03/09/2003, observa-se que os desvios positivos ocorreram predominantemente nas faces com orientação N, NE, E e SE, cuja média foi $\approx 13\%$. Já os desvios negativos, que indicam valores mais elevados de Rn para a estimativa com MED-SRTM, ocorreram prioritariamente nas faces com orientação S, SW e W, com média de $-15,62\%$.

Em suma, pode-se dizer que, a estimativa de Rn, utilizando-se o MED-SRTM, tendeu a apresentar valores mais baixos que os obtidos com o MED-Cotado para as faces com orientação voltadas para o nascimento do Sol. Enquanto que

para as faces voltadas para oeste (pôr do Sol), os valores de Rn estimados a partir do SRTM tenderam a ser mais elevados que os estimados utilizando o MED-Cotado. Em outras palavras, a utilização do MED-SRTM tendeu a subestimar os valores mais elevados de Rn obtidos com MED-Cotado; e superestimou os valores mais baixos de Rn. Para 17/03/2011, o padrão de distribuição do desvio percentual de Rn entre os dois MEDs foi bastante similar ao observado em 03/09/2003. Os desvios positivos apresentaram média de aproximadamente 12% e os negativos de -14,42%.

Figura 4.46 - Desvios percentuais do saldo de radiação estimado com MED-Cotado e MED-SRTM mantendo-se fixa a imagem TM utilizada, sendo (a) para 03/09/2003 e (b) para 17/03/2011.



Em relação a oscilação temporal do saldo de radiação, percebe-se uma elevação de R_n , em termos médios, entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011. Para a estimativa com o MED-Cotado, R_n foi, em média, 7% mais elevado em 17/03/2011. Já considerando o MED-SRTM, o saldo de radiação em 17/03/2011 foi, em média, cerca de 4% mais elevado que em 03/09/2003.

Para a verificação das diferenças temporais do saldo de radiação distribuída espacialmente calculou-se os desvios percentuais de R_n obtido para as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011, considerando-se o MED-Cotado e MED-SRTM, conforme mostrado na Figura 4.47.

Considerando-se o MED-Cotado, observou-se a predominância de desvios negativos, ocupando uma área de 85,50% da bacia do rio Jacarecica. Estes desvios oscilaram em torno de sua média -10,50%. No entanto, também foi possível observar desvios positivos de R_n entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011. Este decréscimo nos valores do saldo de radiação à superfície foi observado em aproximadamente 11% da bacia e oscilou em torno de sua média 7%.

Este decréscimo de R_n está associado especialmente a causas antrópicas, motivadas pela substituição de áreas vegetadas por áreas urbanizadas, conforme pode ser observado na Figura 4.48, que compara os desvios positivos das áreas limitadas pelas elipses A e B. Note-se que, na imagem de 03/09/2003 (Figura 4.48b) as áreas das elipses são ocupadas por vegetação, já em 17/03/2011 (Figura 4.48c), a elipse A está ocupada por área construída e a elipse B está sendo preparada para construção de condomínio habitacional, portanto, apresentando solo exposto. Esta modificação do uso e cobertura do solo favoreceu um aumento do albedo da superfície, o qual contribuiu para um decréscimo de R_n . Já a elevação de R_n , predominante na bacia, está associada a causas naturais tais como: redução da umidade do solo promovida pelo menor total pluviométrico em 17/03/2011, aumento da radiação de onda curta incidente à superfície, elevação da temperatura da superfície e orientação do relevo.

Um padrão bastante similar para os desvios percentuais temporais do saldo de radiação à superfície foi observado quando da utilização do MED-SRTM.

Figura 4.47 - Desvios percentuais para o saldo de radiação entre as imagens de 03/09/2003 e 17/03/2011 mantendo-se fixado o MED utilizado, sendo (a) MED-Cotado e (b) MED-SRTM.

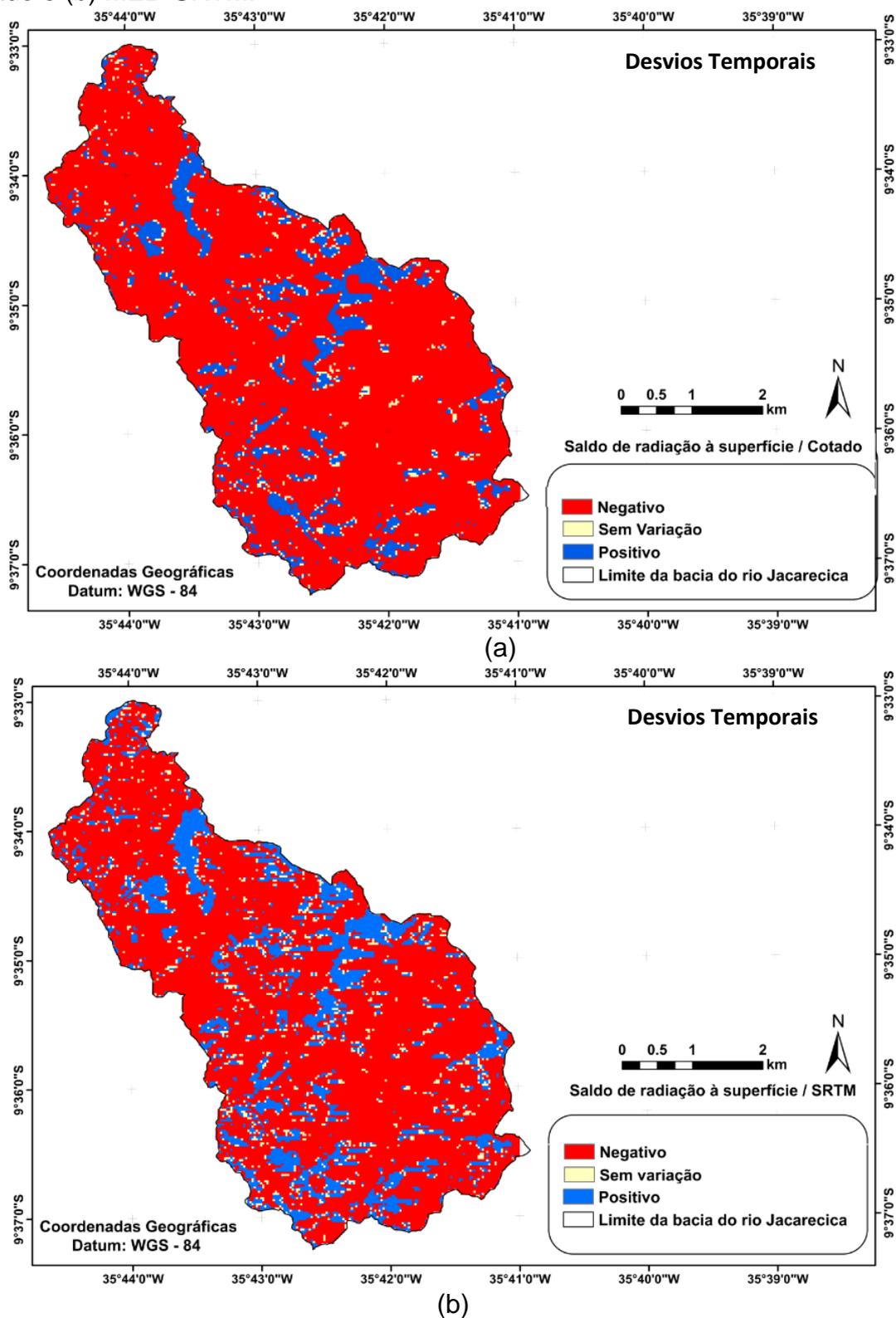
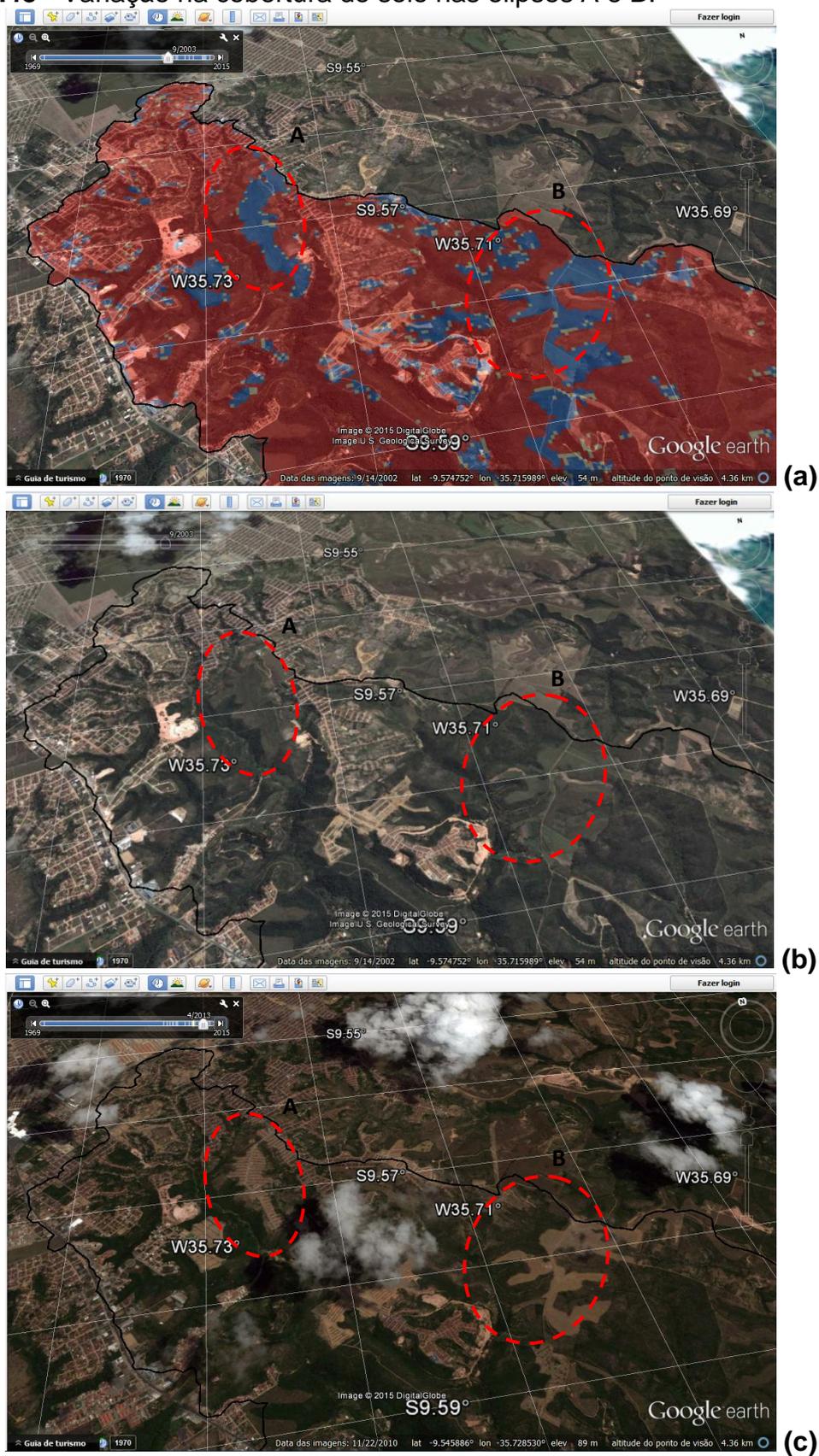


Figura 4.48 - Variação na cobertura do solo nas elipses A e B.



Fonte: Google Earth (2015).

5.0 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O objetivo desta pesquisa constituiu-se em avaliar a atuação dos efeitos topográficos na estimativa do saldo de radiação à superfície na bacia do rio Jacarecica, utilizando o algoritmo SEBAL e considerando modelos de elevação digitais com distintas resoluções espaciais. As principais conclusões oriundas da construção do MED-Cotado e da implementação do algoritmo SEBAL são:

- O MED-Cotado apresentou um padrão espacial bastante similar ao observado com o MED-SRTM, no entanto, com uma representação mais detalhada das nuances do relevo com menor ruptura na representação espacial da altitude dentro da bacia do rio Jacarecica;
- O MED-Cotado apresentou uma menor discrepância em relação aos pontos de controle, com erro médio quadrático de $\approx 82\%$ menor que o encontrado para o MED-SRTM.
- Os valores de albedo da superfície, em geral, acompanharam o uso e cobertura do solo considerando os dois MEDs. No entanto, a utilização do MED-Cotado permitiu uma distribuição mais uniforme e coesa desta variável;
- O albedo da superfície estimado com a utilização do SRTM tendeu a apresentar valores mais elevados que os estimados com o MED-Cotado para áreas de baixa declividade. Já para áreas mais declivosas (8% a 45%), os valores de albedo, derivados com SRTM, foram inferiores aos estimados com MED-Cotado;
- As variáveis IVDN, T_s , $RL\uparrow$ e BOL, não foram sensíveis a utilização dos distintos modelos de elevação digitais, apresentando o mesmo padrão de distribuição espacial e valores similares para o MED-Cotado e MED-SRTM. Já o albedo da superfície e o BOC parecem apresentar uma maior sensibilidade ao uso dos diferentes MED's. No entanto, a utilização do MED-Cotado permitiu uma melhor percepção das nuances destas espaciais destas variáveis. Os valores de albedo utilizando MED-SRTM foram mais elevados que para o MED-Cotado em áreas de baixa declividade, acontecendo o

inverso para áreas com declividade mais acentuada. Este mesmo aspecto ocorreu com $R_c \downarrow$.

- Em maior parte da área da bacia, para 17/03/2011, os valores de albedo da superfície foram cerca de 18% menores que em 03/09/2003. Já o IVDN aumentou aproximadamente 20%. Estas variações podem estar associadas as modificações do uso e cobertura do solo e ausência de precipitação nos dias que antecedem a imagem de 17/03/2011. Também associado a estes aspectos, a temperatura da superfície apresentou uma elevação de aproximadamente 1%, que parece ter favorecido uma elevação em torno de 3,5% para $R_L \uparrow$, que por sua vez, pode ter contribuído para o aumento de 14% observado para o BOL.
- O uso do MED-Cotado permitiu uma melhor representação da continuidade espacial do saldo de radiação à superfície (R_n), sendo as áreas com maiores valores as que estão orientadas para leste, enquanto as áreas com menores valores as com orientação oeste, seguindo o movimento diurno relativo do Sol.
- O saldo de radiação estimado utilizando-se o MED-SRTM tendeu a apresentar valores $\approx 13\%$ mais baixos que os observados com o MED-Cotado, em especial, para as faces com orientação N, NE, E e SE. Já para as faces com orientação S, SW e W, os valores de R_n obtidos utilizando o MED-SRTM são aproximadamente 16% mais elevados que os obtidos com o MED-Cotado.
- Em 17/03/2011, os valores de R_n foram aproximadamente 10% mais elevados que os observados em 03/09/2003. Esta elevação está associada a causas naturais tais como: redução de umidade do solo promovida pelo decréscimo do total pluviométrico em 17/03/2011, aumento da radiação de onda curta incidente à superfície, elevação da temperatura da superfície e orientação do relevo. No entanto, em aproximadamente 11% da bacia houve redução do valor de R_n , podendo estar associado a causas antrópicas, como a substituição de áreas vegetadas por construídas.

Os resultados obtidos com ambos os modelos de elevação digitais estão em conformidade com a literatura. No entanto, recomenda-se a validação destes resultados com medidas *in situ*. Bem como se recomenda também a estimativa dos demais componentes do balanço de energia à superfície, a fim de complementar esta pesquisa e expandir o estudo da bacia do rio Jacarecica. É recomendável que em futuras pesquisas feitas em áreas não muito extensas o modelo de elevação digital seja de uma grade mais fina possível e que denote de forma mais precisa as nuances do terreno e relevo da área de estudo.

6.0 REFERÊNCIAS

AGRA, S. G.; SILVA JÚNIOR, O. B. da. **Estudo de Impacto Ambiental do Projeto de Macrodrenagem do Tabuleiro dos Martins – Estudos Hidrológicos**. 1998. Monografia (Graduação em Engenharia Civil) - Centro de Tecnologia. Universidade Federal de Alagoas, Maceió-AL, 1998.

AHRENS, C. D. **Essentials of Meteorology: An invitation to the atmosphere**. 6. ed. California: Brooks/Cole, 2012. 528p.

ALAGOAS. Secretaria de Infra-estrutura de Alagoas – SEINFRA. **Sistema de Macrodrenagem do Grande Tabuleiro – Maceió/AL**. Relatório Final. Maceió, 1998 apud CABRAL, S. L. **Avaliação dos processos sedimentológicos na bacia do rio Jacarecica, em Maceió-AL**. 2011, 131f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento)- Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2011.

ALLEN, R. G. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. **Journal of Hydrology**, v. 229, p. 27 – 41. 1998.

ALLEN, R. G., TASUMI, M., TREZZA, R., et al. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) advanced training and user's manual – Idaho implementation**. Universidade de Idaho, Idaho, USA, 2002.

ANDRADE, R. G.; SEDIYANA, G. C.; DELGADO, R. C.; Saldo de radiação e fluxo de calor no solo na região do município de Juiz de Fora, MG. In: Seminário de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Paraíba do Sul: O eucalipto e o ciclo hidrológico, 1. Taubaté. **Anais...Taubaté**. IPABHi, p. 371 - 373, 2007.

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. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 16, 2013, Paraná. **Anais...** Paraná: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2013

ANDRADE, S. C. de P.; CORRÊA, J. A. de J. Estimativa do saldo de radiação instântaneo a superfície para a cidade de Santarém -PA, através de imagens do Landsat 5 - TM. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 4, p. 653 - 661, 2014.

AQUINO, G. S. A; LANA, M. C. Exploração na bacia de Sergipe-Alagoas: O estado da arte. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro, v. 4, n.1, p. 75 - 84, 1990 apud CUNHA, T. R. da. **Evolução Estratigráfica dos depósitos fluviais e deltáicos das formações Serraria e Feliz Deserto da seção Jurássico Superior - Neocomiano da Bacia Sergipe - Alagoas, Propriá - SE**. Monografia (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 118p, 2010.

ARAÚJO, T. L.; DI PACE, F. T. Valores instantâneos da temperatura da superfície terrestre na cidade de Maceió – AL utilizando imagens do satélite TM/Landsat 5. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.03 p.104 – 111, 2010.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 2 ed: San Diego, California, USA, Academic Press. 2001. 420p.

AZEVEDO, P. V.; TEIXEIRA, A. H. C.; SILVA, B. B. Avaliação da reflectância e do saldo de radiação sobre um cultivo de videira europeia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 5, n. 1, p. 1 - 7. 1997.

AZEVEDO, P. V.; VAREJÃO-SILVA, M. A.; VARGAS, G. A. O. **Zoneamento do potencial de energia solar do Nordeste**. Campina Grande, PB, Universidade Federal da Paraíba. 1981.

BARROS, A. H. C; ARAÚJO FILHO, J. C. de; SILVA, A. B. da; SANTIAGO, G. A. C. F. **Climatologia do Estado de Alagoas**. EMBRAPA Solos, 32p, 2012.

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

BASTIAANSSEN, W. G. M., MENENTI, M., FEDDES, R. A., et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p. 198 – 212, 1998a.

BASTIAANSSEN, W. G. M., PELGRUM, H., WANG, J., et al. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212 – 213, p. 213 – 229, 1998b.

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

BASTIAANSSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J.M; PULGRAM, H. et al. SEBAL Model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 131, p. 85 - 93, 2005.

BEZERRA, J. M.; MOURA, G. A.; SILVA, B. B.; et al. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, n.1, p.73–84, 2014.

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

BRAGA, A. C. Evapotranspiração e produtividade primária bruta em áreas agrícolas utilizando técnicas de sensoriamento remoto. 2014, 122p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Centro de Tecnologia e Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, 2014.

BRISTOW, K. L.; CAMPBELL, G. S. On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 31, p. 159 – 166. 1984.

BROCARDI, F. F.; PINTO, G. A.; RODRIGUES, G. C. Relação entre a radiação fotossinteticamente ativa e a radiação global para diferentes classificações do céu. **Resumos da VII mostra de estagiários e bolsistas**. Embrapa Informática Agropecuária, p. 96 - 98, 2012.

BUARQUE, D. C.; FAN, F. M.; PAZ, A. R. da; et al. Comparação de métodos para definir direções de escoamento a partir de modelos de elevação digitais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 2, 2009.

CABRAL, S. L. **Avaliação dos processos sedimentológicos na bacia do rio Jacarecica, em Maceió-AL**. 2011, 131f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento) - Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2011.

CHAGAS S. C.; FILHO E. I. F.; ROCHA M. F.; JÚNIOR W. C.; NETO N. C. S. Avaliação de modelos de elevação digitais para aplicação em um mapeamento digital de solos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 2, p. 218 – 226. 2010.

CALLEGARI-JACQUES, S. M. **Bioestatística: princípios e aplicações**. 1º Ed. Porto Alegre, Artmed, 2004, 255p.

CHAI, T.; DRAXLER, R. R. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? Arguments against avoiding RMSE in the literatura. **Geoscientific Model Development**, v. 7, p. 1247 - 1250, 2014.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; BARSÍ, J. A. Revised Landsat-5 Thematic Mapper Radiometric calibration. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 4, n. 3, 2007.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, p. 893 - 903, 2009.

CHAVES, M. de A. **Modelos de elevação digitais hidrologicamente consistentes para a bacia Amazônica**. 2002. 132f. Tese (Doutorado em Ciência Florestal) - Universidade Federal de Viçosa. Viçosa - MG. 2002.

CONCEIÇÃO, P. E. de A. Aplicação do algoritmo SEBAL para estimativa do saldo de radiação à superfície para diferentes coberturas de solo na região amazônica. 2011, 119f. Dissertação (Mestrado em Clima e Ambiente) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. Universidade do Estado do Amazonas. 2011.

CUNHA, T. R. da. **Evolução Estratigráfica dos depósitos fluviais e deltáicos das formações Serraria e Feliz Deserto da seção Jurássico Superior - Neocomiano da Bacia Sergipe - Alagoas, Propriá - SE**. Monografia (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 118p, 2010.

DELGADO, R. C.; RODRIGUES, R. de A.; OLIVEIRA JÚNIOR, J.F.; et al. de. Uso do sensor TM na estimativa da temperatura da superfície no uso do solo em Viçosa, MG. *Revista Geográfica Acadêmica*, v. 7, n. 1, p. 17 - 30, 2013.

DEMARCHI J. C.; PIROLI E. L.; ZIMBACK C. R. L. Análise temporal do uso do solo e comparação entre os índices de vegetação NDVI e SAVI no município de Santa Cruz do Rio Pardo – SP usando imagens Landsat-5. **RAEGA** - Departamento de Geografia/UFPR, v. 21, p. 234 – 271, 2011.

DI PACE, F. T. **Estimativa do balanço de radiação à superfície terrestre utilizando imagens TM - Landsat 5 e modelo de elevação digital**. 2004, 140f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais) - Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004.

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

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Súmula da X reunião técnica de levantamento de solos**. Rio de Janeiro, 1979.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA Solos. **Zoneamento Agrometeorológico de Alagoas**. Mapas de solos (Escala 1:100.000). Recife, PE, 2015. Disponível:
<http://www.uep.cnps.embrapa.br/zaal/imagens/MapasSolos/Solos_Maceio.jpg>.
Acessado em 28 de abril de 2015.

FACCO, A. G.; RIBEIRO, A.; SEDIYAMA, G. C. *et al.* Saldo de radiação em plantios de eucalipto em áreas de relevo ondulado. **Revista Árvore**, v. 33, n. 3, p. 471 - 480, 2009.

FAUSTO, M. A.; MACHADO, N. G.; NOGUEIRA, J. de S.; *et al.* Net radiation estimated by remote sensing en Cerrado areas in the upper Paraguay river basin. **Applied Remote Sensing**, v. 8, 2014.

FELGUEIRAS, C. A. Modelagem numérica do terreno. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos - SP, 39f, 2001.

FELGUEIRAS, C. A. Modelagem numérica do terreno. In: CAMARA, G.; DAVIS, C.; MONTEIRO, A. M. V. **Introdução à ciência da Geoinformação**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Capítulo 7. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/>>. Acesso em 26 de fevereiro de 2015.

FERNANDES, M. do C.; MENEZES, P. M. L de. Comparação entre métodos para a geração de MED para obtenção de observações em superfície real no Maciço da Tijuca - RJ. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 57, n. 2, p. 154 - 161, 2005.

FERREIRA, A. G.; OLIVAS, E. S.; SANCHIS, J. G. et al. Modelling net radiation at surface "in situ" netpyrradiometer measurements with artificial neural networks. **Expert Systems With Applications**, v. 38, p. 14190 - 14195, 2011.

FIETZ, C. R.; FISCH, G. F. Avaliação de Modelos de estimativa de saldo de radiação e do método de Priestley-Taylor para a região de Dourados, MS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 4, p. 449 - 453, 2009.

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

FRISINA, V. de A.; ESCOBEDO, J. F. Balanço de radiação e energia da cultura de alface em estufa de polietileno. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 34, n. 10, p. 1775 - 1786, 1999.

GIONGO, P. R. **Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície**. 2008, 94f. Dissertação (Mestrado

em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife. 2008.

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

GIRIDHAR, M. V. S. S.; SUNUEEL, P. Net radiation estimation from a remotely sensed data using SEBAL model. **International Journal of Engineering Research**, v. 3, p. 291 - 295, 2014.

GRATTON, D. J.; HOWARTH, P. J.; MARCEAU, D. J. Using Landsat-5 thematic mapper and digital elevation data to determine the net radiation field of a mountain glacier. **Remote Sensing Environment**, v. 43, p. 315 - 331, 1993.

HAAR, T. H. V.; SUOMI, V. E. Measurements of the Earth's radiation budget from satellites during a five-year period. Part I: extended time and space means. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 3. pp. 305 – 314. 1971.

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. 1 ed. San Diego, California, Academic Press. 1994.

HECHT, E. **Óptica**. 3 Ed. Madrid: Adison Wesley, 2000, 722p.

HELDWEIN, A. B.; MALDANER, I. C. BOSCO, L. C. *et al.* Saldo de radiação diurno em dosséis de batata como função da radiação solar global. **Revista Ciência Agronômica**, v. 43, n. 1, p. 96 - 104, 2012.

HU, B.; WANG, Y.; LIU, G. Relationship between net radiation and broadband solar radiation in the Tibetan Plateau. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 29, n. 1, p. 135 - 143, 2012.

HUETE, A. R. Soil influences in remotely sensed vegetation-canopy spectra. **Theory and Applications of Optical Remote Sensing**. 1 ed. New York, Ed. John Wiley & Sons. 1989.

HUTCHINSON, M. F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. **Journal of Hydrology**, v. 106, p. 211 - 232, 1989.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, 2015. Dados populacionais. Disponível em:
<www.ibge.gov.br/home/presidencia/noticias/imprensa/ppts/0000000490.xls>.
Acessado em 11 de junho de 2015.

IMA - Instituto do Meio Ambiente do Estado de Alagoas. **Cobertura vegetal do Estado de Alagoas & Mangues de Alagoas**. Maceió-AL, 202p, 2010.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. New York, USA. Academic Press, 1983.

JACOMINE, P. K. T *et al.* **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do estado de Alagoas**. Recife, EMBRAPA, Centro de Pesquisas Pedológicas, 1975.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do ambiente**. 2 ed. São Paulo: Parêntese, 2009, 598p.

Jiang, B.; ZHANG, Y. LIANG, S.; et al. Empirical estimation of daytime net radiation from shortwave radiation and ancillary information. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 211 - 212, p. 23 - 36, 2015.

KJAERGAARD, J.H.; CUENCA, R. H.; PLAUBORG, F. L.; et al. Long-term comparisons of net radiation calculation schemes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123, p. 417 – 431, 2007.

Koppen, W. **Climatologia**: Un estudio de los climas de la Tierra. Trad. Pedro R. H. Perez, Fondo de Cultura Económica, México, 1948.

KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; ANDERSON, M. C.; *et al.* Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index - radiometric temperature relationship. **Remote Sensing of Environment**, v. 85, p. 429 - 440, 2003.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanço de radiação em três ecossistemas da floresta amazônica: Campina, Campinarana e Mata Densa**. 1994, 153f. Tese (Doutorado em Meteorologia). INPE, São José dos Campos, SP, Brasil, 1994.

LEITÃO V. B. R. M. M. e OLIVEIRA G. M. Influência da irrigação sobre o albedo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.4, n.2, p.214-218, 2000.

LEITÃO, M. de M, V. B. R.; MOURA, M. S. B de; SALDANHA, T. R. F. C. *et al.* Balanço de radiação sobre um solo descoberto para quatro períodos do ano. **Revista de Ciência e Tecnologia**, v. 15, p. 56 - 66, 2000.

Li, Z.; LIU, X.; MA, T. *et al.* Retrieval of the surface evapotranspiration patterns in the alpine grassland-wetland ecosystem applying SEBAL model in the source region of the Yellow river, China. **Ecological Modelling**, v. 270, p. 64 - 75, 2013.

LIANG, S.; SHI, P.; Analysis of the Relationship between Urban Heat Island and Vegetation Cover through Landsat ETM+: A Case Study of Shenyang. **Urban Remote Sensing Joint Event**, 2009.

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

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

LOPES, P. M. O.; VALERIANO, D. M.; SILVA, B. B. da; et al. Simulação do saldo de radiação na Serra da Mantiqueira. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 17, n. 7, p. 780 - 789, 2013.

MESQUITA, F. L. L. de. **Monitoramento do balanço de radiação na região metropolitana do Rio de Janeiro**. 2012. 96f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

MEZA, F.; VARAS, E. Estimation of mean monthly solar global radiation as a function of temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 100, p. 231 – 241. 2000.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n.1, p. 1 - 10, 2002.

NAMIKAWA, L. M. **Um método de ajuste de superfície para grades triangulares considerando linhas características**. 2004. 136f. Dissertação (Mestrado em Computação Aplicada) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos - SP, 2004.

NICÁCIO, R. M. **Radiação solar global e difusa para a região de Maceió – AL: medidas e modelos**. 2002, 107f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Centro de Ciências Exatas e Naturais. Maceió, AL 2002.

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco**. 2008, 337f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Centro de Tecnologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

NOVAS, M. F. B. **Mapeamento das estimativas do saldo de radiação e índices de vegetação em área do Estado de Alagoas com base em sensores remotos.** 2008. 181f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, 2008.

OGUNTUNDE P. G; AJAYI A. E.; GIESEN N. Tillage and surface moisture effects on bare-soil albedo of a tropical loamy sand. **Soil & Tillage Research**, p107 – 114, 2006.

OLIVEIRA, G. de; MORAES, E. C. Validação do balanço de radiação obtido a partir de dados MODIS/TERRA na Amazônia com medidas de superfície do LBA. **ACTA Amazonica**, v. 43, n. 3, p. 353 - 364, 2013.

OLIVEIRA, M. B. L.; SANTOS, A. J. B.; MANZI, A. O.; *et al.* Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 166 - 174. 2006.

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

PEPLAU, G. R. **Influência da variação da urbanização nas vazões de drenagem na bacia do rio Jacarecica em Maceió-AL.** 2005, 163f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife - PE, 2005.

PEZZOPANE, J. R. M.; PEDRO JÚNIOR, M. J.; GALLO, P. B. Radiação solar e saldo de radiação em cultivo de café a pleno Sol e consorciado com banana 'Prata Anã'. **Bragantia**, v. 64, n. 3, p. 485 - 497, 2005.

PINHEIRO E. A. R.; MEIRELES M.; LOPES J. W. B.; COSTA C. A. G.; CHAVES L. C. G.; ARAÚJO J. C. Sazonalidade do albedo de superfície com uso do

sensoriamento remoto em micro bacia hidrográfica do semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada** v.4, n.4, p.249–253, 2010.

PINKER, R. T., CORIO, L. A. Surface radiation budget from satellites. **Monthly Weather Review**, v. 12, p. 209 – 215. 1984.

PIRES, J. M .; NASCIMENTO, M. C. do; SANTANA, R. M.; *et al.* Análise da exatidão de diferentes métodos de interpolação para a geração de modelos de elevação digitais e obtenção de características morfométricas em bacias hidrográficas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10. n. 2, p. 39 - 47, 2005.

PROY, C.; TANRÉ, D.; DESCHAMPS, P. Y. Evaluation of topographic effects in remotely sensed data. **Remote Sensing Environment**, v. 30, p. 21 - 32, 1989.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; *et al.* The Shuttle Radar Topography Mission – A new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar ISPRS. **Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 57, p. 241 – 262, 2003.

RACOVITEANU, A. E.; MANLEY, W. F.; ARNAUD, Y.; *et al.* Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: An example from nevado Coropuna, Peruvian Andes. **Global and Planetary Change**, v. 59, p. 110 - 125, 2007.

REYES, S. C. **Introducción a la Meteorología**. 1 ed. México: Universidade Autônoma de Baja Califórnia, 2002, 468p.

RODRIGUEZ, E.; MORRIS, C. H.; BELZ, J. E. A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 72, p. 249 - 260, 2006 apud GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C.; STEINER, S. dos S. Aplicação dos modelos de elevação SRTM em geomorfologia. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 2, n. 2, p. 73 - 83, 2008.

ROSIN, S.; FELGUEIRAS, C. A.; NAMIKAWA, L. M. Uma metodologia para a geração de MNT por grades triangulares. In Simpósio Brasileiro de Sensoriamento

Remoto, 7, 1993, Curitiba. **Anais...Curitiba: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1993, p. 420 - 427.**

SÁ FILHO, J. A. R. de. **Avaliação qualitativa das águas no sistema de macrodrenagem da bacia do Tabuleiro dos Martins - Maceió/AL.** 2010. 162f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Centro de Tecnologia. Universidade Federal de Alagoas, Maceió-AL, 2010.

SALGADO, M. P. G; FORMAGGIO, A. R.; RUDORFF, B. F. T. Comparação entre métodos para a geração de modelos de elevação digitais a partir de dados cartográficos. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 15, 2011. Curitiba. **Anais...Curitiba: : Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2011, p. 8880 - 8887.**

SAMANI, Z. A.; TRAN, V. D.; BLEIWESS, M.; SKAGGS, R. Estimating daily and 24 - hour net radiation for all sky conditions through remote sensing and climatic data. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 193, p. 208 - 213, 2013.

SANTOS, A. R. dos. **Caracterização morfológica, hidrológica e ambiental da bacia hidrográfica do rio Turvo Sujo, micro-região de Viçosa, MG.** Dissertação (mestrado em Engenharia Agrícola). Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, 2001.

SANTOS, F. B. dos. **Estimativa do balanço de energia utilizando imagens do sensor TM-Landsat 5 do baixo São Francisco.** 2012, 113f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas. Maceió - AL, 2012.

SANTOS, C. A. C dos; NASCIMENTO, R. L. do; RAO, T. V. R. Net radiation estimation under pasture and forest in Rondônia, Brazil, with TM Landsat 5 images. **Atmosfera**, v. 24, n. 4, p. 435 - 446, 2011.

SANTOS F. B.; **Estimativa do balanço de energia utilizando imagens do sensor TM-Landsat 5 no baixo São Francisco.** 2012, 113f. Dissertação (Mestrado em

Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Instituto de Ciências Atmosféricas, Alagoas, 2012.

SCHULER, C. A. B; ARAUJO, L. L. Avaliação da dinâmica de áreas urbanas ocupadas por assentamentos irregulares utilizando visão estereoscópica por imagens de anaglifo. In: Seminário Latino Americano de Geografia Física, 6, e Seminário Ibero Americano de Geografia Física, 2, 2010, Coimbra. **Anais...Coimbra: Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território, 2010. p. 1 - 14.**

SEMARH – SECRETARIA DE MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS – ALAGOAS (AL). **Mapas das regiões hidrográficas.** Disponível em: <<http://www.semarh.al.gov.br/recursos-hidricos/regioes-hidrograficas/Mapa.jpg>>. Acessado em 25 de maio de 2015.

SENTELHAS, P. C.; NASCIMENTO, A. L. C. Variação sazonal da relação entre o saldo de radiação e a irradiância solar global. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, n. 1, pp. 71 – 77. 2003.

SILVA, R. de C. da. **Estudo do balanço de radiação no Pantanal Sul Matogrossense.** 2003, 215f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, SP, 2003.

SILVA S. T. A. **Mapeamento da evapotranspiração na bacia hidrográfica do baixo Jaguaribe usando técnicas de sensoriamento remoto.** 2009, 135f. Tese (Doutor em Meteorologia) - Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2009.

SILVA, B. B. da; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. de. Determinação do albedo em áreas irrigadas com base em imagens LANDSAT 5 - TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 13, n. 2, p. 11 - 21, 2005.

SILVA, B. F. P. da. *et al.* Sistemas sinóticos associados às precipitações intensas no estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 323 - 338, 2011

SOUZA, J. L.; NICÁCIO, R.; M.; MOURA, M. A. L. Global solar radiation measurements in Maceió, Brazil. **Renewable Energy**, p1203–1220, 2005.

SOUZA, L. G.; SOUSA, G. M. de; COURA, P. H. F. Avaliação de modelos digitais para estudos geoecológicos no Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 32, n. 1, p. 21 - 33. 2009.

SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; *et al.* Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 318 – 330, 2006.

SUEHRCKE, H. On the relationship duration of solar sunshine and solar radiation on the earth's surface: Angstrom's equation revisited. **Solar Energy**, v. 68, n. 5, p. 417 – 425. 2000.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. 2003. Thesis (PhD) - University of Idaho, Moscow, Idaho, EUA, 2003.

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

TEIXEIRA, A. H. de C.; LOPES, P. M. O.; SILVA, B. B. da; *et al.* Estimativa do Saldo de Radiação na cultura da mangueira, em Petrolina-PE. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 11; Reunião latino-americana de agrometeorologia, 2., 1999, Florianópolis, SC. **Anais...** Florianópolis: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 1999.

TEIXEIRA, A. H. de C.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; AHMED, M. D.; *et al.* Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the low-Middle São Francisco river basin, Brazil Part A: Calibration and Validation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 462 - 476, 2009.

TIBA, C. O. **Recurso solar no Brasil**. Tese (Doutorado em Tecnologia Energéticas Nucleares) - Universidade Federal de Pernambuco. Recife, PE, 2000.

TONELLO K. C.; DIAS H. C. T.; SOUZA A. L.; RIBEIRO C. A. A. S.; LEITE F. P. Morfometria da bacia hidrográfica da cachoeira das pombas, Guanhães – MG. **Sociedade de Investigações Florestais**, v.30, n.5, p.849-857, 2006.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control**. 2002. 341f. Thesis (Ph.D.). Utah State University, Logan, Utah. 2002.

URIBE, R. A. M. **Saldo de radiação obtido através de medida e estimativa por três modelos e a sua relação com o desenvolvimento da cultura do cravo-de-defunto (Tagetes sp.)**. 2005, 66f. Dissertação (Mestrado em Agronomia, irrigação e drenagem) - Faculdade de Ciências Agrônômicas. Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho". Botucatu, SP. 2005.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Versão Digital. Recife, PE, 516f. 2005. Disponível em:
<http://www.agritempo.gov.br/tmp/Meteorologia_Climatologia.pdf>. Acesso em 21 de abril de 2014.

WANG,D.; LIANG, S.; HE, T. Mapping high-resolution surface shortwave net radiation from Landsat data. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters** , v. 11, n. 2, 2014.

WANG, J.; WHITE, K.; ROBINSON, G. J. Estimating surface net solar radiation by use of Landsat - 5 TM and digital elevation models. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 1, p. 31 - 43, 2000.

WENG, Q.; LU, D.; SCHUBRING, J. Estimation of land surface temperature–vegetation abundance relationship for urban heat island studies. **Remote Sensing of Environment**, p.467 – 483, 2004.

YAO, Y.; QIN, Q.; ZHU, L.; YANG N. Relating surface albedo and vegetation index with surface dryness using Landsat ETM+ imagery. **National Natural Science Foundation of China**, p. 312 – 315, 2008.

ZEILHOFER, P. Modelação de relevo e obtenção de parâmetros fisiográficos na bacia do rio Cuiabá. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 6, n. 3, 2001 apud FAN, F. M.; COLLISCHONN, W.; SORRIBAS, M. V.; et al. Sobre o início da rede de drenagem definida a partir dos modelos de elevação digitais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 3, p. 241 - 257, 2013.