

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
FACULDADE DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FITOTECNIA

USO DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO NA ESTIMATIVA DO
BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE

Janice Freitas Leivas
Meteorologista/UFPEL

Tese apresentada como um dos requisitos
à obtenção do Grau de Doutor em Fitotecnia
Ênfase Agrometeorologia

Porto Alegre (RS), Brasil
Março de 2008

FOLHA HOMOLOGAÇÃO

AGRADECIMENTOS

Agradeço A Deus por ter me permitido a finalização de mais uma etapa de minha vida. Agradeço aos meus pais Isnard (in memorian) e Irleci pelo amor e dedicação recebido em todos os momentos de minha vida. Aos meus irmãos Isnard e Everton e familiares pelo amor e incentivo na realização deste estudo.

Aos meus orientadores Dra. Denise Fontana e Dr.Moacir Berlato pelo apoio e dedicação para que este trabalho pudesse se realizar, pelo incentivo, sugestões, conselhos e pela amizade sincera e acolhedora.

Aos colegas do Departamento de Meteorologia, em especial à Loana que ajudou-me na obtenção de dados experimentais a campo e na formatação deste trabalho e aos demais companheiros de departamento pelo companheirismo durante o período de realização do trabalho e a todos que direta ou indiretamente colaboraram para a realização que este trabalho.

USO DE TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO NA ESTIMATIVA DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE

Autor: Janice Leivas
Orientadora: Denise Cybis Fontana
Co-orientador: Moacir Antonio Berlato

RESUMO

Com o cômputo dos componentes do balanço de radiação, obtém-se o saldo de radiação (R_n), ou seja, a energia restante na superfície que é utilizada principalmente nos processos de evapotranspiração, aquecimento do ar e do solo. Dada a importância deste tópico de pesquisa, o objetivo geral deste estudo foi calcular o saldo de radiação à superfície usando imagens do sensor ASTER, a bordo do satélite TERRA. A região de estudo abrangeu duas áreas teste no Rio Grande do Sul, representadas pela área de abrangência de duas imagens do sensor ASTER, complementados com dados de estações meteorológicas automáticas (Eldorado do Sul e Bento Gonçalves). Os resultados mostram que os valores de saldo de radiação, assim como seus componentes, obtidos através das imagens ASTER, apresentam magnitude compatível com os valores esperados para as condições das regiões analisadas. Sobre a superfície d'água é observada o maior saldo de radiação e o menor valor observado foi sobre solo exposto. A área coberta com vegetação apresenta valores intermediários de saldo de radiação. A informação gerada mostra a distribuição espacial do saldo de radiação, o que é um avanço em relação à obtenção deste elemento em condições experimentais.

¹ Tese de Doutorado em Fitotecnia, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil. (91p.) Março, 2008.

USE OF TECHNIQUES OF REMOTE SENSING IN THE ESTIMATE OF THE BALANCE RADIATION ON THE SURFACE ¹

Author: Janice Leivas
Adviser: Denise Cybis Fontana
Co-adviser: Moacir Antonio Berlato

ABSTRACT

With the computation of the components of the balance of radiation, is obtained the net radiation, in other words, the remaining energy in the surface that is used principally in the processes of evapotranspiration, heating of the air and of the soil. When the importance of this topic of inquiry was attached, the general objective of this study calculated the net radiation to the surface using images of the sensor ASTER, on board of satellite TERRA. The region of study included two areas test in Rio Grande do Sul, represented by the area of range of two images of the sensor ASTER, complemented with data of meteorological automatic stations (Eldorado do Sul and Bento Gonçalves). The results show that the values of net radiation, as well as his components obtained through the ASTER images, present compatible magnitude with the values waited for the conditions of the analysed regions. On the water surface is observed the biggest net radiation and the least observed value is on soil bare. The area covered with vegetation presents intermediary values of net radiation. The produced information shows the space distribution of the net of radiation, which is an advancement regarding getting this element in experimental conditions.

¹ Doctoral thesis in Agronomy, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil. (91p.) March, 2008.

SUMÁRIO

	Página
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. Sensoriamento remoto orbital.....	5
2.1.1. Conceitos básicos	5
2.1.2. Características das imagens	7
2.1.3. Comportamento espectral de alvos.....	9
2.2. Sensor ASTER	12
2.3. Balanço de Radiação na superfície	15
2.4. Determinação do balanço de radiação através de satélites	17
2.4.1. Balanço de radiação de ondas curtas	22
2.4.2. Balanço de radiação de ondas longas.....	25
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	28
3.1. Área de estudo	28
3.2. Fonte de dados.....	30
3.2.1. Dados meteorológicos.....	30
3.2.2. Dados orbitais	31
3.3. Medições em superfície.....	34
3.4. Medições orbitais.....	35
3.4.1. Determinação do balanço de radiação com imagens do sensor ASTER	36
3.4.1.1. Pré-processamento.....	36
3.4.1.2. Estimativa da Radiação de ondas curtas incidente.....	37
3.4.1.3. Obtenção do albedo da superfície	38
3.4.1.4. Obtenção do saldo de radiação de ondas curtas (R_{nOC}).....	39
3.4.1.5. Obtenção da radiação atmosférica (R_{atm})	39
3.4.1.6. Obtenção da radiação emitida pela superfície (R_{emit}).....	40
3.4.1.7. Obtenção da radiação atmosférica refletida pela superfície ($R_{atm,ref}$).....	40
3.4.1.8. Obtenção do saldo de radiação de ondas longas (R_{nOL}).....	41
3.4.1.9. Obtenção do saldo de radiação da superfície.....	41
3.4.2. Análise dos componentes do balanço de radiação com imagens do sensor ASTER.....	41

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	43
4.1. Balanço de radiação na superfície.....	43
4.1.1. Albedo em superfície.....	43
4.1.2. Saldo de radiação em superfície	50
4.2. Balanço de radiação orbital a partir de imagens ASTER.....	52
4.2.1. Balanço de radiação: imagem 1 (2 outubro de 2002).....	52
4.2.1.1 Componentes de ondas curtas	52
4.2.1.2. Componentes de ondas longas	58
4.2.1.3. Saldo de radiação	64
4.2.2. Balanço de radiação: imagem 2 (22 de março de 2007)	66
4.2.2.1 Componentes de ondas curtas	67
4.2.2.2. Componentes de ondas longas	71
4.2.2.3 Saldo de radiação	76
4.3. Avaliação das diferenças de estimativa dos componentes do balanço de radiação decorrentes da topografia	78
5. CONCLUSÕES.....	84
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	86

RELAÇÃO DE TABELAS

	Página
1. Características do sensor ASTER	14
2. Municípios cobertos pela imagem 1, sensor ASTER.	29
3. Municípios cobertos pela imagem 2, sensor ASTER,	30
4. Características dos produtos do sensor ASTER.	36
5. Albedo (%) mínimo, médio e máximo, das 9 às 15h e às 10:30h em dias com e sem nuvens, sobre vegetação nativa e corpo d'água. Período compreendido entre os dias Juliano 108 e 136.	49
6. Valores médios dos componentes de ondas curtas: albedo e saldo de radiação de ondas curtas ($R_{n_{oc}}$) de alguns alvos de interesse, obtidos da imagem de 2 de outubro de 2002.	55
7. Valores absolutos médios dos componentes de ondas longas e do saldo de radiação dos alvos analisados na imagem de 2 de outubro de 2002.	61
8. Valores médios dos componentes de ondas curtas: albedo e saldo de radiação de ondas curtas ($R_{n_{oc}}$) de alguns alvos de interesse, obtidos da imagem de 22 de março de 2007	69
9. Valores absolutos médios dos componentes de ondas longas e saldo de radiação de alguns alvos de interesse, obtidos da imagem de 22 de março de 2007	73

RELAÇÃO DE FIGURAS

	Página
1. Ilustração dos componentes do balanço de radiação à superfície: R_a é a radiação incidente no topo da atmosfera, R_d é a radiação difusa, R_D é a radiação direta, R_g é a radiação solar global, R_r é a radiação refletida, R_{emit} é a radiação emitida pela superfície, R_{atm} é a radiação atmosférica e $R_{atm,ref}$ é a radiação atmosférica refletida.	16
2. Estado do Rio Grande do Sul com a localização das áreas teste: os retângulos representam as imagens ASTER (imagem 1 - 2/10/2002 em vermelho e imagem 2 - 22/03/2007 em azul) e os círculos as estações meteorológicas (Eldorado do Sul em vermelho e Bento Gonçalves em azul).	29
3. Composição falsa cor RGB, bandas 1, 2 e 3N do VNIR, do sensor ASTER, reamostragem de 90 m, de 2 outubro 2002.	32
4. Composição falsa cor RGB, bandas 1, 2 e 3N do VNIR do sensor ASTER, reamostragem de 90 m, de 22 de março de 2007.	33
5. Instrumentos de medição em superfície: (a) piranômetros medindo a radiação incidente e refletida sobre superfície vegetada, (b) solarímetros medindo radiação refletida sobre superfície d'água e (c) <i>datalogger</i> . Local EEA/UFRGS.	35
6. Modelo numérico do terreno (MNT) correspondente ao recorte da imagem 2. As altitudes estão expressas em metros.	38
7. Variação diurna da radiação solar incidente e refletida (a), albedo instantâneo (b), num dia sem nuvens, sobre corpo d'água e vegetação nativa (Dia Juliano 113, 2006).	44
8. Variação diurna da radiação incidente e refletida (a), albedo instantâneo (b), num dia parcialmente nublado, sobre corpo d'água e vegetação nativa (Dia Juliano 121, 2006).	46
9. Albedo médio diário (9 às 15h) sobre uma superfície d'água e sobre vegetação nativa, no período compreendido entre os dias Juliano 108 e 136 (a) e relação do albedo médio e radiação integrada (b).	48

10. Variação do saldo de radiação instantâneo, às 10:30h, entre os dias Juliano 108 e 136 de 2006.....	50
11. Variação diurna do saldo de radiação ($W.m^{-2}$) num dia sem nuvens (Dia Juliano 113, 2006).....	51
12. Variação diurna do saldo de radiação ($W.m^{-2}$) num dia com nebulosidade (Dia Juliano 121, 2006).....	52
13. Albedo da superfície estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.....	53
14. Histograma de freqüência de ocorrência do albedo da superfície no dia 2 de outubro de 2002.	54
15. Saldo de radiação de ondas curtas ($W.m^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.....	57
16. Histograma de freqüência do saldo de radiação de ondas curtas em 2 de outubro de 2002	58
17. Radiação de ondas longas emitida pela superfície ($W.m^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.	60
18. Histograma de freqüência da radiação de ondas longas emitida estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.....	60
19. Saldo de radiação de ondas longas ($W.m^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.....	63
20. Histograma de freqüência do saldo de radiação de ondas longas.....	63
21. Saldo de radiação na superfície ($W.m^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.....	65
22. Histograma de freqüência do saldo de radiação na superfície através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.	65
23. Albedo da superfície estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.	68
24. Histograma de freqüência do albedo da superfície do dia 22 de março de 2007.	68
25. Saldo de radiação de ondas curtas na superfície ($W.m^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.	70
26. Histograma de freqüência do saldo de radiação de ondas curtas estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.....	71
27. Radiação de ondas longas emitida pela superfície ($W.m^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.	72

28. Histograma de frequência da radiação de ondas longas emitida pela superfície estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.	72
29. Saldo de radiação de ondas longas na superfície ($W.m^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.	75
30. Histograma de frequência do saldo de radiação de ondas longas.....	75
31. Saldo de radiação na superfície ($W.m^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.....	77
32. Histograma de frequência do saldo de radiação na superfície.	77
33. Imagem diferença entre o Rn_{OC} (atitude fixa) e o Rn_{OC} (MNT) ($W.m^{-2}$), em 22 de março de 2007.....	80
34. Histograma de frequência da imagem diferença entre o Rn_{OC} obtido a partir de uma altura fixa e o Rn_{OC} obtido a partir do MNT.....	80
35. Imagem diferença entre o Rn (atitude fixa) e o Rn (MNT)	81
36. Histograma de frequência da imagem diferença entre o Rn obtido a partir de uma altura fixa e o Rn obtido a partir do MNT.	81
37. Imagem da radiação incidente estimada ($W.m^{-2}$) utilizando MNT, 22 de março de 2007.	82
38. Diagrama de dispersão entre o saldo de radiação obtido com altitude fixa e com a aplicação do MNT (a) e entre o saldo de radiação de ondas curtas obtido com altitude fixa e com a aplicação do MNT (b).....	83

RELAÇÃO DE SÍMBOLOS

R_n – saldo de radiação

$R_{n_{oc}}$ – saldo de radiação de ondas curtas

$R_{n_{ol}}$ – saldo de radiação de ondas longas

R_{ref} – radiação solar refletida

R_{atm} – radiação atmosférica

R_{emit} – radiação emitida na direção da superfície

$R_{atm, ref}$ – radiação atmosférica refletida

S - constante solar

Z - ângulo zenital

d_r - inverso do quadrado da distância média Terra-Sol

τ_{sw} - transmissividade atmosférica

h – altitude

α - albedo

ε - emissividade

σ – constante de Stefan-Boltzmann

e_a – pressão parcial de vapor d'água

e_s – pressão de saturação de vapor d'água

T_a – temperatura do ar

T_{sup} – temperatura da superfície

U_r – umidade relativa

1 INTRODUÇÃO

Em Agrometeorologia, é de fundamental importância o estudo da radiação solar incidente, já que todos os processos físicos e organismos presentes na superfície da Terra são influenciados por este elemento. No contexto agrícola, a produção tanto de biomassa como de grãos é diretamente proporcional à densidade de radiação solar que incide sobre uma determinada área, quando não existem outros fatores limitantes como deficiência de água ou de minerais, entre outros.

Apesar da importância deste elemento, os dados disponíveis de radiação solar são muito limitados no Brasil. A maioria refere-se a médias climatológicas, onde é fornecido o número de horas de brilho solar (ou insolação) e não a radiação incidente. No que se refere a medidas diretas da radiação, a situação é precária. Até alguns anos atrás, a maior rede solarimétrica nacional era mantida pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), vinculado ao Ministério da Agricultura Pecuária e Abastecimento (MAPA), com 24 piranômetros, aparelhos que medem diretamente a energia radiante por unidade de superfície. Hoje, dada a implantação em todo o Brasil de estações meteorológicas automáticas, esta situação está se alterando para melhor. Entretanto, os dados ainda são em número insuficiente para uma adequada representação espacial deste elemento.

O método mais simples de obter a radiação solar incidente em determinado local é interpolando dados de estações meteorológicas, as mais próximas. Embora métodos estatísticos confiáveis permitam essa extrapolação, os erros crescem com a distância e com a diferença de altitude entre as estações. No Brasil, o problema torna-se grave, se considerado o déficit de estações, em contraste com o imenso território. Também é comum, por causa do custo relativamente alto dos aparelhos de medição, o uso do número de horas de brilho solar (disponíveis em arquivos históricos de mais de 50 anos) como indicador da quantidade de radiação incidente na superfície. Essa técnica, embora fácil e barata, fornece resultados pouco precisos.

Um método alternativo para essa avaliação é o uso de satélites, em conjunto com um modelo apropriado para conversão das medidas feitas em órbita. O cálculo da radiação solar incidente na superfície a partir de dados de satélites sempre segue o mesmo princípio: avaliar da melhor forma possível a energia radiante absorvida na atmosfera. Este parâmetro é muito difícil de estimar, dada a complexidade do sistema atmosférico e a grande variabilidade, no tempo, dos fenômenos meteorológicos.

Ainda mais importante e mais escasso do que o dado de radiação solar incidente, é a quantificação do saldo de radiação. Esta é a fonte de energia a ser repartida nos processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, da evapotranspiração e da fotossíntese das plantas, entre outros.

O balanço de radiação à superfície é a contabilização entre os ganhos e perdas de energia radiante, ou seja, entre os fluxos descendentes e ascendentes de radiação. É obtido através do cômputo entre o balanço de

ondas curtas e o balanço de ondas longas na superfície. A quantidade de energia que fica retida na superfície e que será utilizada nos fenômenos físicos e biológicos é o que se denomina de saldo de radiação (R_n).

O saldo de radiação é, portanto, um dado de fundamental importância no planejamento das atividades agrícolas, nos modelos de previsão do tempo e clima e no gerenciamento dos recursos hídricos.

Recentes avanços envolvendo técnicas de sensoriamento remoto têm fornecido uma alternativa de quantificar os parâmetros biofísicos da superfície terrestre de forma contínua e em altas resoluções temporal e espacial. Também é importante salientar que o sensoriamento remoto por satélite é, na escala de tempo e espaço, o meio mais objetivo para o monitoramento do sistema superfície-atmosfera. Neste contexto, o uso de imagens de satélite pode ser um caminho para gerenciar e diagnosticar o comportamento de superfícies de alvos conhecidos ou o potencial agrícola de uma região. Uma vez que as informações derivadas das imagens sejam avaliadas e calibradas para as diferentes regiões, elas podem fornecer respostas rápidas e seguras, diretamente vinculadas à avaliação, monitoramento e mapeamento eficiente dessas áreas.

Atualmente têm sido disponibilizados alguns produtos interessantes como o albedo da superfície, os índices de vegetação, a emissividade e a temperatura da superfície, os quais são úteis para a determinação do balanço de radiação da superfície. Uma das principais vantagens do uso de imagens é a possibilidade de realização das análises em escala regional, sobre grandes áreas com tipos heterogêneos de cobertura e com certa repetitividade temporal. O tamanho da área, o nível de detalhamento da

superfície e a repetitividade temporal da informação será dependente do tipo de sensor escolhido ou disponível. Em alguns países esta é uma alternativa já usada em escala operacional. No Brasil é crescente o número de trabalhos de pesquisa relacionados a este tema. No Rio Grande do Sul, entretanto, estes métodos devem, ainda ser testados e avaliados quanto à sua aplicabilidade.

A hipótese deste trabalho é de que existem métodos eficientes para a determinação dos componentes do balanço de radiação à superfície a partir de imagens do sensor ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*), a bordo do satélite TERRA.

Neste contexto, o objetivo geral deste estudo foi testar a metodologia de cálculo do balanço de radiação à superfície usando imagens do sensor ASTER. Dentre os objetivos específicos, destacam-se:

- Medição da variação diurna dos componentes do balanço de radiação sobre superfície gramada e corpo d'água;
- Cômputo dos balanços de radiação de ondas curtas, ondas longas e saldo de radiação em duas áreas com distintas condições climáticas, de relevo e de uso e cobertura do solo;
- Avaliação das diferenças de estimativa dos componentes do balanço de radiação decorrentes da altimetria.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Sensoriamento remoto orbital

2.1.1 Conceitos básicos

O Sensoriamento remoto pode ser definido como sendo a utilização conjunta de modernos sensores, equipamentos para processamento de dados, equipamentos de transmissão de dados, aeronaves, espaçonaves, etc..., com o objetivo de estudar o ambiente terrestre através do registro e análise das interações da radiação eletromagnética e as substâncias componentes do planeta Terra nas suas mais diversas manifestações (NOVO, 1995).

Segundo Jensen (2000), sensoriamento remoto é a arte e a ciência de se obter informações acerca de objetos presentes na superfície terrestre sem contato físico com os mesmos. Um sensor remoto óptico é constituído, basicamente, de um coletor que intercepta a radiância vinda do alvo e a direciona para um conjunto de detectores. Estes transformam a radiância em sinal elétrico, cuja intensidade é transformada num valor numérico digital que, em se tratando de sensores orbitais, pode ser armazenado a bordo do satélite, ou transmitido para receptores em Terra.

Com a evolução dos sistemas de computação digital, ocorreu um grande avanço no desenvolvimento de sistemas sensores sofisticados,

programas de processamento digital de imagens e plataformas de aquisição de imagens multiespectrais, permitindo ao sensoriamento remoto a capacidade de aquisição de dados múltiplos e de diferentes técnicas de análise de dados.

Segundo Crosta (1992), com a evolução tecnológica ocorreu queda nos custos dos processadores digitais. Em consequência, ocorreram fortes reflexos na computação gráfica, na qual baseia-se o processamento digital de imagens. Logo, os sistemas especializados no processamento de imagens de sensoriamento remoto ficaram ao alcance de uma grande comunidade de usuários ficando mais fácil de encontrá-los nas universidades, instituições públicas e privadas.

Uma importante contribuição é o fato de que os sistemas sensores têm favorecido a realização de levantamentos à distância de variações físicas e químicas da superfície terrestre em áreas extensas e inóspitas, tendo como principais favorecidos os monitoramentos e mapeamentos sazonais da superfície terrestre.

Os sensores ópticos registram a radiância em diferentes intervalos de comprimentos de onda do espectro eletromagnético, denominados bandas ou canais espectrais. Entretanto, em alguns intervalos de comprimento de onda, esta absorção é relativamente baixa. Isto ocorre, devido à presença de constituintes atmosféricos como oxigênio, ozônio, vapor d'água, gás carbônico, entre outros, que são gases que absorvem uma pequena parte da radiação solar, o que torna a atmosfera quase transparente à radiação eletromagnética. Estas regiões são denominadas de janelas atmosféricas.

A aquisição de dados via sensoriamento remoto dá-se através do registro da radiação refletida e /ou emitida pela porção de superfície da Terra, que está sendo recoberta, e dentro de um campo de visada instantânea (IFOV do inglês *Instantaneous field of view*). O sinal gerado pode ser registrado por uma antena receptora na Terra, na forma de sinal analógico. Posteriormente, este sinal é convertido para a forma digital.

Uma imagem digital é formada por uma matriz bidimensional que define um conjunto de células ou *pixels*. O *pixel* é definido pelas coordenadas espaciais (x,y) que indicam sua localização na cena, sendo que a cada posição (x,y) é atribuído um valor de contador digital (nível de cinza) correspondente ao valor radiométrico registrado pelo sensor ou radiância média emitida, ou refletida, pela área coberta pelo mesmo.

2.1.2 Características das imagens

Em sensoriamento remoto, é importante levar em consideração que o processo de observação e obtenção de informação está relacionado, mais freqüentemente, a quatro parâmetros, que são: resolução espacial, espectral, temporal e radiométrica (Moreira, 2003).

A resolução espacial determina a densidade de *pixels* por unidade de área representada na imagem. Para uma área constante, quanto maior o número de *pixels* utilizados para sua representação, maior será a resolução espacial empregada. Desta forma, quanto maior a resolução espacial de uma imagem, maior o grau de detalhamento que se pode obter dos objetos da imagem.

A resolução espectral define a caracterização da curva de resposta

espectral. A resposta da banda é a média do ponto de comprimento de onda do intervalo considerado. Assim, a melhor resolução espectral representa um número grande de bandas e pequeno intervalo de comprimentos de onda.

A resolução temporal de uma imagem é o tempo transcorrido entre duas passagens sucessivas do sensor sobre o mesmo ponto da Terra. Quanto maior for a resolução temporal do satélite, melhor se poderá acompanhar fenômenos com mudanças rápidas.

A resolução radiométrica corresponde à capacidade de distinguir alvos com radiâncias diferentes. Esta resolução define o intervalo e o número de valores discretos de brilho (expressos em valores binários ou bits), necessários para representar estes valores de brilho. Por exemplo, os dados com 8 bits de resolução radiométrica têm 256 níveis de brilho. Assim, quanto mais alta a quantidade de níveis de cinza, maior a resolução radiométrica.

Na maioria dos estudos, a identificação de objetos ou materiais através de sensoriamento remoto é feita pela análise das características espectrais expressas nas várias bandas do sensor. Quanto maior o número de imagens digitais e bandas, maior será o volume de dados, tornando-se indispensável o uso de técnicas automáticas de análise, introduzindo diversas formas de abordagem de dados.

Os sistemas sensores multiespectrais são idealizados para atender várias aplicações. Para a interpretação dos dados é necessário que o usuário tenha um adequado nível de conhecimento sobre as propriedades físicas e químicas dos diferentes materiais que compõem a superfície do

terreno, pois a informação espectral que estará contida em cada *pixel* será uma integração do conjunto de propriedades destes materiais como solo, vegetação, água e rocha (Slater, 1980). É, portanto, imprescindível o conhecimento do comportamento espectral dos alvos, já que a superfície terrestre é altamente variada e se caracteriza pelas diferenças dos constituintes que a compõem. Cada um deles responde à radiação eletromagnética de forma particular, o que define diferenças na radiação refletida, a chamada resposta espectral, podendo identificar a natureza do material.

2.1.3 Comportamento espectral de alvos

Na superfície terrestre, os alvos mais freqüentes nas imagens são áreas vegetadas, com diferentes densidades de biomassa, áreas de solo descoberto e corpos de água. A seguir são apresentadas as principais características espectrais destes alvos.

No caso da vegetação, a diferenciação usando métodos de sensoriamento remoto é possível no intervalo de 0,4 a 2,5 μm , já que neste intervalo as folhas são caracterizadas por comportamentos típicos e diferenciados de reflectância, absorptância e transmitância. Na região do visível do espectro eletromagnético, o comportamento da reflectância da vegetação é determinado principalmente pela presença de clorofila, cuja pico de absorção encontra-se no intervalo do azul (0,4-0,56 μm) e do vermelha (0,6-0,7 μm). Nestes comprimentos de onda, a radiação incidente atravessa, quase sem perdas, a cutícula e a epiderme onde a radiação é absorvida pelos pigmentos presentes no mesófilo, causando uma reflexão

caracteristicamente baixa. A clorofila não absorve os comprimentos de onda do verde (0,5-0,6 μm) e, por isso, a reflectância é maior. Assim, dentro da região visível do espectro, a maior reflectância no verde é responsável pela cor verde das folhas na visão humana (Moreira, 2003).

Na região do infravermelho (0,7-1,3 μm), dependendo da espécie vegetal, a radiação é refletida em uma proporção de 30 a 70 % dos raios incidentes. Os pigmentos das plantas perdem a capacidade de absorver fótons nessa região do espectro, o que faz com que seja observada uma acentuada elevação da curva de reflectância. Este comportamento é causado pela mudança do índice de refração nas áreas frontais de ar/célula do mesófilo. Nos comprimentos de onda acima de 1,3 μm , o conteúdo de água das folhas influencia mais fortemente a interação com a radiação (Moreira, 2003).

Já para o caso das áreas com solo descoberto, as curvas espectrais apresentam, no intervalo correspondente ao azul, valores de reflectância baixos, os quais aumentam continuamente em direção do vermelho, do infravermelho próximo e médio. Os parâmetros como tipo de material, granulação e conteúdo de material orgânico, assim como umidade do solo e rugosidade de superfície, influenciam a resposta espectral (Moreira, 2003).

Na interação da radiação eletromagnética com a água, a absorção da radiação ocorre de maneira diferente, na temperatura ambiente, de acordo com o estado físico que a água se encontre (sólido, líquido ou gasoso). A água líquida e pura absorve toda a radiação eletromagnética abaixo de 4,0 μm e acima de 7,0 μm . No intervalo entre estes valores de comprimento de onda, a reflectância da água no estado líquido é pequena, ultrapassando

pouco mais de 5%. Entretanto, em estudos em situação real, onde dificilmente se encontram alvos de água pura, deve-se ter em mente que a absorção da energia solar pelos corpos de água é devido, em parte, às moléculas e elétrons da própria massa de água e, em parte, pelas partículas nela dispersas. Acrescenta-se a isto o fato de que uma pequena parcela de energia incidente é refletida pelo material que forma o fundo. Entretanto, os materiais em suspensão, em geral, formam a parcela mais importante na resposta espectral quando existentes (Moreira, 2003).

Como se observa, as respostas espectrais que caracterizam os principais elementos da superfície terrestre estão localizadas em diferentes faixas do espectro eletromagnético. Como regra, os sensores são projetados para operar em faixas do espectro óptico em que a resposta espectral dos alvos é significativa.

O sensoriamento remoto ampliou a capacidade do homem em adquirir informações sobre os recursos naturais e o meio ambiente, colocando-se como mais uma ferramenta complementar facilitando, desta maneira, os trabalhos temáticos e de levantamentos.

As principais vantagens, as quais justificam o uso dos programas de sensoriamento remoto, são os estímulos às pesquisas multidisciplinares, informações de áreas de difícil acesso, universalização dos dados e das técnicas de tratamento e análise de dados digitais, facilidade de recobrimento de grandes áreas, cobertura repetitiva com mesma hora e local, grande quantidade de dados pontuais sobre a mesma área; transferência de dados satélite TERRA em tempo real e o aspecto multiespectral, isto é, a capacidade dos sistemas sensores gerarem produtos

em diferentes faixas espectrais, tornando possível o estudo e análise de diferentes elementos, os quais são identificados em determinadas faixas do espectro (Novo, 1995).

2.2 Sensor ASTER

O ASTER (*Advanced Spaceborne Emission and Reflection Radiometer*) é um imageador multiespectral avançado que foi lançado pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) em dezembro de 1999 a bordo do satélite TERRA. O sensor ASTER cobre uma ampla região espectral com 14 bandas, desde o visível até o infravermelho termal, com alta resolução espacial e radiométrica. As bandas situadas no visível e infravermelho (VNIR do inglês *Visible Near Infrared*) têm, ainda, um telescópio adicional no infravermelho próximo que fornece visão estereoscópica, apresentando diferente ângulo de visada em relação ao nadir. As cenas têm dimensão de 60 por 60 Km (Abrams & Hook, 2000).

O satélite TERRA é o primeiro de uma série de satélites com vários instrumentos formando o Sistema de Observação da Terra (EOS do inglês *Earth Observation System*). O EOS consiste de componentes de pesquisa e sistema de dados como suporte para uma série temporal de observações globais na superfície terrestre, biosfera, atmosfera e oceanos. Para tanto, são utilizados satélites de órbita polar e com baixa inclinação, sendo capaz de fornecer uma compreensão da Terra como um sistema integrado. O satélite TERRA está em órbita síncrona-solar, 30 minutos atrás do satélite Landsat ETM+ , fazendo medições da superfície às 10:30h da manhã, hora solar local, retornando à mesma órbita após 16 dias. Está a uma altitude

média de 705 Km, apresentando os mesmos parâmetros de órbita que o Landsat (Abrams & Hook, 2000).

O sensor ASTER atua como um “zoom” em relação aos demais instrumentos a bordo da plataforma TERRA, já que apresenta alta resolução espacial. São adquiridas 650 cenas por dia, que são processadas sem a aplicação dos coeficientes radiométricos e geométricos (Level-1A), sendo 150 destas processadas no nível L1B, ou seja, com aplicação das correções. As cenas são transferidas ao EOSDIS (do inglês *Earth Observation System Data and Information System*) e ao EDCDAAC (do inglês *Eros Data Center Distributed Active Archive Center*) para arquivamento e distribuição dos dados. Os produtos são armazenados em formato hierárquico de dados (HDF – do inglês *Hierarchical Data Format*).

O sensor ASTER tem três subsistemas separados (Tabela 1): VNIR (*Visible Near Infrared*) que tem 3 bandas e resolução espacial de 15 m , o SWIR (*Shortwave Infrared*) com 6 bandas e resolução espacial de 30 m e o TIR (*Thermal Infrared*) que opera com 5 bandas e resolução de 90 m (Abrams and Hook, 2000).

Os produtos fornecidos pelo sensor ASTER são divididos em dois grupos: dados de nível L1 e os produtos de alto nível. No primeiro grupo, há dois tipos de dados: Nível 1A (L1A) e Nível 1B (L1B).

TABELA 1. Características do sensor ASTER

Região do espectro	Bandas	Faixa espectral (μm)	Resolução espacial (m)	Resolução Radiométrica (bits)
VNIR (<i>Visible Near Infrared</i>)	1	0,52-0,60	15	8
	2	0,63-0,69		
	3N	0,78-0,86		
	3B	0,78-0,86		
SWIR (<i>Short wave Infrared</i>)	4	1,60-1,70	30	8
	5	2,145-2,185		
	6	2,185-2,225		
	7	2,235-2,285		
	8	2,295-2,365		
	9	2,360-2,430		
TIR (<i>Thermal Infrared</i>)	10	8,125-8,475	90	12
	11	8,475-8,825		
	12	8,925-9,275		
	13	10,25-10,95		
	14	10,95-11,65		

Os L1A são definidos como dados brutos, sem processamento e com resolução completa. São dados de imagem, onde os coeficientes radiométricos e geométricos e os dados auxiliares não são aplicadas na imagem, mantendo os valores originais. Os dados de nível L1A têm os coeficientes radiométricos e geométricos anexados à imagem, mas não são aplicados. Estes coeficientes incluem as correções de paralaxe do SWIR, assim como os registros entre os telescópios. O erro de paralaxe é causado pelo desalinhamento do detector ao longo do caminho e depende da distância entre o satélite e a superfície observada. A correção da paralaxe é realizada com técnicas de combinação ou dados de modelo numérico de terreno (MNT), levando em consideração a cobertura de nuvens. Os coeficientes de calibração radiométrica são atualizados periodicamente.

Os dados de nível L1B são gerados a partir da aplicação dos coeficientes radiométricos e geométricos. Todos os dados são armazenados junto com um metadata em arquivo HDF (*hierarchical data format*), junto

com os dados dos canais VNIR, SWIR e TIR. Os dados do SWIR já vêm com correção do erro de paralaxe.

As imagens ASTER de Alto Nível são geradas a partir do processamento das imagens L1A e L1B, podendo ser adquiridos diretamente no banco de dados do EOS, caso estejam disponíveis (modo rotina) ou através de requisição (modo requerer).

2.3 Balanço de Radiação na superfície

O balanço de radiação na superfície é a contabilização entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma algébrica do balanço de radiação de ondas curtas (0,15 a 3,0 μm) e do balanço de radiação de ondas longas (3,0 a 100,0 μm) à superfície (Arya, 1998). O balanço ou saldo de radiação (R_n) numa superfície plana, horizontal e situada na superfície da Terra, consiste no cômputo dos ganhos (fluxos descendentes) e das perdas (fluxos ascendentes) radiativas (Figura 1).

Os ganhos correspondem à radiação solar global (R_g) e radiação termal atmosférica (R_{atm}). As perdas são referentes à radiação solar refletida pela superfície (R_{ref}), radiação termal emitida pela superfície (R_{emit}) e radiação atmosférica refletida pela superfície ($R_{atm,ref}$).

O balanço de radiação de uma superfície é dado por:

$$R_n = (R_g - R_{ref}) + (R_{atm} - R_{emit} - R_{atm,ref}) \quad (1)$$

A radiação solar refletida pode ser expressa usando o conceito de albedo (α), o qual pode ser definido como a razão entre a radiação solar refletida e a incidente. Assim, a equação 1 pode ser expressa da seguinte maneira:

$$Rn = (Rg(1 - \alpha)) + (R_{atm} - R_{emit} - R_{atm,ref}) \quad (2)$$

No período diurno, o balanço de radiação de ondas curtas predomina sobre o balanço de ondas longas, sendo o saldo de radiação (Rn) positivo. Durante a noite tem-se apenas o balanço de ondas longas, tornando o saldo de radiação negativo, já que a superfície perde energia na forma de ondas longas para a atmosfera.

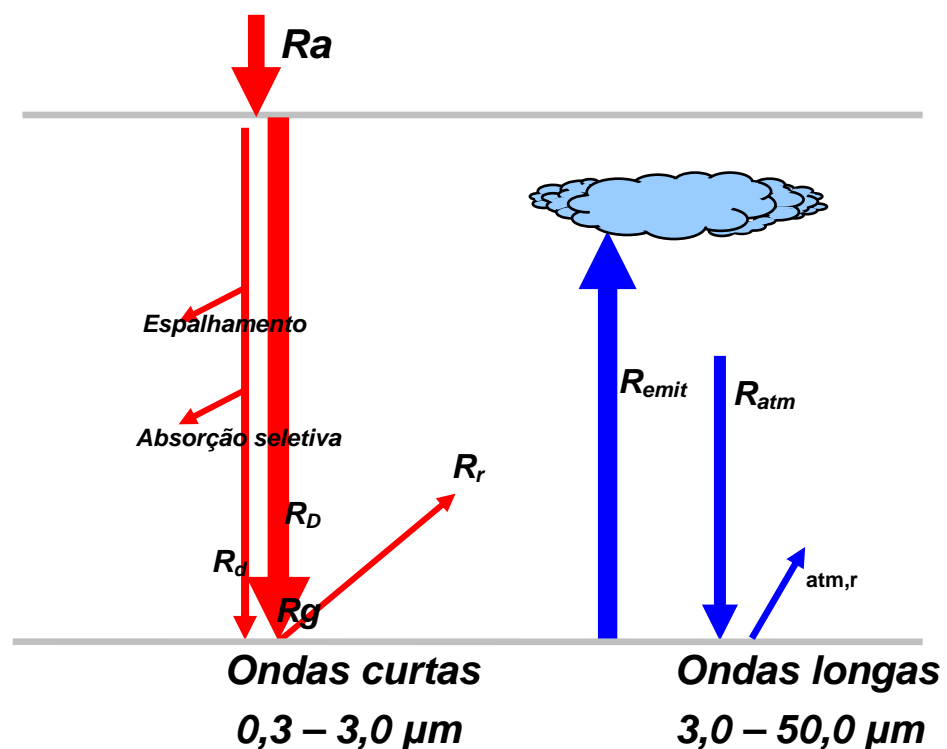


FIGURA 1. Ilustração dos componentes do balanço de radiação à superfície: R_a é a radiação incidente no topo da atmosfera, R_d é a radiação difusa, R_D é a radiação direta, R_g é a radiação solar global, R_r é a radiação refletida, R_{emit} é a radiação emitida pela superfície, R_{atm} é a radiação atmosférica e $R_{atm,ref}$ é a radiação atmosférica refletida.

2.4 Determinação do balanço de radiação através de satélites

A estimativa do balanço de radiação tem sido um dos principais objetivos dos satélites meteorológicos e ambientais desde o lançamento do Explorer VII em 1959. Os instrumentos a bordo desse satélite mediam a radiação termal emitida pelo sistema terra-atmosfera. Essas medições apesar de não serem exatas em comparação às obtidas atualmente, forneciam aos cientistas os primeiros dados referentes ao balanço de radiação do planeta. Nos vários anos que se seguiram ao lançamento do satélite Explorer VII, os balanços de radiação foram estimados por sensores a bordo de satélites meteorológicos que registravam, separadamente, a radiação infravermelha termal emitida e a radiação solar refletida pelo sistema terra-atmosfera. Registros contínuos de saldo de radiação do planeta, em escala global e regional, foram inicialmente obtidos a partir de 1978 com o satélite Nimbus-7 e, atualmente, com os programas experimento de balanço de radiação da Terra (ERBE - do inglês *Earth Radiation Budget Experiment*) e sistema de energia radiante da Terra (CERES – do inglês *Earth's Radiant Energy system*), utilizando dados de múltiplos satélites (Ferreira, 2004).

Pinker e Corio (1984) utilizaram informações do canal infravermelho do satélite NOAA-5 e relacionaram as variáveis do balanço de radiação no topo da atmosfera com o saldo de radiação da superfície na região central dos Estados Unidos (EUA). Os autores obtiveram uma correlação múltipla de 0,76 entre dados derivados das imagens e aqueles medidos em superfície e concluíram que é necessário levar em consideração os tipos de sistemas que agem na região durante o período das imagens, assim como, a

estação do ano de ocorrência. Logo, se observa que a cobertura de nuvens é um grande problema para verificação do balanço de fluxos radiativos.

Usando dados do Landsat 5-TM, Moran et al. (1989) estimaram a densidade de fluxo de calor latente e saldo de radiação e fizeram comparações com estimativas da razão de Bowen sobre campo cultivados com algodão maduro, trigo e alfafa, obtendo uma alta correlação.

Daughtry et al. (1990) obtiveram o saldo de radiação e o fluxo de calor no solo através de dados de sensoriamento remoto multiespectral de uma grande área agrícola. Foram realizadas medições em 9 locais ao longo da linha de vôo e foram comparadas com as medições em superfície, obtendo um erro médio menor que 7%. Para o saldo de radiação e para fluxos de calor no solo, o erro foi de 13%.

Calvet e Viswanadham (1992) analisaram dados da floresta Amazônica, para determinados horários de imagens do satélite GOES, e mostraram que o saldo de radiação na superfície pode ser inferido a partir do saldo de radiação planetário, encontrando um coeficiente de correlação de 0,85. Também verificaram que é possível obter o componente da radiação de ondas longas descendente.

Na maior parte dos casos a equação do balanço de radiação tem sido resolvida por uma combinação de dados de sensoriamento remoto (albedo, emissividade e temperatura da superfície) com dados de campo (radiação solar global e radiação de ondas longas incidente), ou totalmente, com dados de sensoriamento remoto. Bastos e Pontes (1996) estimaram os componentes do balanço de radiação a partir de imagens de satélite. Os autores encontraram diferenças de 10% entre os valores de albedo e

temperatura da superfície obtidos em campo e os calculados via satélite. Bastiaanssen (1998) estimou os componentes do balanço de radiação via sensoriamento remoto. Outros autores também obtiveram o saldo de radiação por sensoriamento remoto em função do balanço de ondas curtas e de ondas longas, como Daughtry et al (1990), Diak et al.(1994), Anderson et al., (1997), Yang (2000), Rivas e Caselles (2004), DiPace (2004).

Bastiaanssen et al. (1998) utilizaram o algoritmo SEBAL para estimar o saldo de radiação sobre a bacia do Rio Heife (China), em áreas de deserto e oásis e compararam seus resultados com medições realizadas em superfície. Os autores verificaram que os valores do saldo de radiação estimados pelos dados de satélite foram superiores aos medidos no campo, para as duas áreas estudadas.

Yang (2000) integrou um modelo numérico com dados de sensoriamento remoto para estudar os processos meteorológicos de uma superfície urbana e outra rural através de simulações no leste de Nebraska. A temperatura da superfície modelada e o saldo de radiação foram comparados com os dados de satélite. A diferença entre os dois métodos foi menor que 5% e foi atribuída principalmente às incertezas da estimativa da umidade disponível da superfície e da temperatura da mesma, derivada de imagens de satélite. O saldo de radiação obtido através de sensoriamento remoto concordou com os valores da literatura.

Silva et al. (2002) determinaram o saldo de radiação, o balanço de ondas curtas e ondas longas no perímetro irrigado Senador Nilo Coelho, usando imagens do Landsat 5-TM. Os autores utilizaram o algoritmo SEBAL para calcular os componentes do balanço de energia (R_n , G , LE , e H). Para

a determinação do saldo de radiação os autores usaram o método proposto por Bastiaanssen (1995) e concluíram que o saldo de radiação de grandes áreas, como perímetros irrigados, pode ser obtido através da aplicação de leis de radiação eletromagnética e imagens de satélite, com um reduzido número de dados de superfície, e utilização de um software capaz de fazer operações com as imagens dos diversos canais do Landsat 5-TM.

Bezerra (2004) obteve o balanço de energia e seus componentes, como albedo, temperatura da superfície e balanço de radiação, através de imagens Landsat-5 TM, no nordeste brasileiro.

Bisht et al. (2005) estimaram o saldo de radiação para uma grande área heterogênea usando dados de sensoriamento remoto. O método foi desenvolvido para obter o saldo de radiação sem a necessidade de informações de superfície, utilizando apenas dados atmosféricos e de superfície do sensor MODIS, a bordo do satélite TERRA. Foram analisados o saldo de radiação instantâneo e média do ciclo diurno, sendo obtido resultados com boa acurácia quando comparados aos dados de superfície.

Souza e Ceballos (2006) obtiveram o saldo de radiação usando os satélites NOAA-16 e GOES-8 e alcançaram resultados com boa acurácia, onde o erro da estimativa foi da ordem de 10%. Encontraram uma relação linear da radiação incidente com o saldo de radiação.

Ataíde et al (2007) determinaram o saldo de radiação diurno no município de Quixeré, estado do Ceará, a partir de dados do sensor MODIS e compararam com os dados medidos em superfície com um saldo-radiômetro. Os autores observaram uma boa aproximação entre os valores

de R_n medidos na estação automática de superfície e os estimados via satélite.

Andrade et al. (2007) determinaram o saldo de radiação à superfície através de imagens do sensor MODIS (06/06/2005). Os autores encontraram valores mais baixos de R_n nas áreas sobre o Rio Grande (divisa entre os Estados de Minas e São Paulo) variando entre 554,34 e 602,18 $W.m^2$. Os maiores valores de R_n ficaram entre 660,11 e 714,86 $W.m^2$ situados em áreas vegetadas. O R_n médio foi de 641,13 $W.m^2$.

Já Andrade (2007) utilizou imagens do satélite Landsat5-TM, de áreas irrigadas de Minas Gerais e São Paulo para obter o fluxo de calor latente e sensível utilizando o algoritmo SEBAL.

Santos et al.. (2007) estimaram o saldo de radiação numa lavoura de algodão, no Texas, Estados Unidos, seguindo a metodologia do SEBAL e obteve dados com boa acurácia em áreas semi-áridas.

Santos et al. (2007) obtiveram a estimativa do saldo de radiação a partir de imagens Landsat5-TM através do SEBAL e compararam com as medidas de campo numa área de cultivo de bananeiras irrigadas, em Quixeré-CE. As estimativas do saldo de radiação apresentaram erros inferiores a 3,5%, evidenciando a acurácia do modelo aplicado a áreas semi-áridas.

Menezes et al.. (2007) utilizaram o algoritmo SEBAL para obtenção da evapotranspiração em diferentes coberturas de áreas de relevo plano e montanhoso. Foi obtido o saldo de radiação (R_n) e o balanço de energia da superfície a partir de imagens TM-Landsat5. Sobre o lago foi encontrado um saldo de radiação variando de 464 a 494 $W.m^2$ em relevo plano e em área

montanhosa ficou entre 825 e 868 W.m^{-2} . Em área vegetada, foram encontrados valores intermediários entre 375 a 464 W.m^{-2} em terreno plano. Já em área, o saldo de radiação variou de 708 a 825 W.m^{-2} . Os menores valores de R_n foram encontrados em solo exposto, variando de 219 a 376 W.m^{-2} , em região plana, e em região montanhosa, ficou entre 560 e 689 W.m^{-2} . No cômputo da evapotranspiração foi observada uma superestimativa.

2.4.1 Balanço de radiação de ondas curtas

O balanço de ondas curtas é expresso em função da radiação solar global e do albedo da superfície. As diferenças encontradas nas diversas metodologias são basicamente referentes ao modo de obtenção destes componentes.

O albedo, por ser o poder refletor da superfície, tem grande importância para a determinação do balanço de radiação. Esse parâmetro varia com o tipo de superfície, condições de umidade do ar e do solo, cobertura de nuvens e ângulo de incidência da radiação solar. O albedo geralmente varia ao longo do ano para uma determinada superfície, apesar de ser considerado constante em vários estudos. Sua variação diária para superfícies vegetadas depende do ângulo de elevação do sol e apresenta valor mínimo ao meio-dia e máximo no início da manhã e no final da tarde (Arya, 1998).

O albedo atinge menor valor com ângulo de elevação solar maior devido à grande penetração de radiação no dossel vegetativo, resultando no aumento da absorção e espalhamento da radiação. Quando o ângulo de

elevação solar é pequeno, a penetração da radiação é menor no interior do dossel, havendo redução da absorção por espalhamento múltiplo, o que resulta numa maior reflexão da superfície e, conseqüentemente, maior albedo (Leitão, 1989).

O albedo é obtido por sensoriamento através da razão entre a irradiância refletida e a irradiância incidente. Os satélites medem a reflectância espectral, em bandas estreitas, no topo da atmosfera. A conversão de múltiplas reflectâncias em bandas estreitas em uma única banda é um procedimento em que a radiação solar espectral incidente, em cada banda, é ponderada por um fator de proporcionalidade. O albedo planetário é obtido pela integração dessas ponderações. Por sua vez, o albedo da superfície é estimado em função do albedo planetário e da transmitância atmosférica de ondas curtas (Bastiaanssen, 1998).

Ceballos e Bastos (1988) apresentaram valores de reflectância planetária para uma região próxima de Campina Grande PB. Os resultados provêm de duas imagens TM - Landsat 5, de junho e dezembro de 1984, nas faixas espectrais do visível e infravermelho solar, e descrevem reflectâncias típicas de diversos elementos da paisagem (solo, vegetação, açude e cúmulos esparsos). Os níveis de cinza da superfície exibem homogeneidade espacial em cada banda. Os autores concluíram que o processamento de imagens Landsat permite avaliar reflectâncias de forma confiável; a variedade de bandas disponível permitiu, em princípio, tirar conclusões acerca do fluxo de radiação emergente em mesoescala. Para situações sem nuvens, pode ser incluída a atenuação pelo vapor de água atmosférico,

desde que as bandas do Landsat se situem fora dos intervalos dos espectros de absorção.

Segundo Moran et al. (1990), o albedo tem uma dependência forte com a geometria, a estrutura das plantas e os tipos de solo. A quantidade de radiação dispersada em direção ao nadir aumenta com o ângulo de elevação solar, pois a radiação penetra na cobertura vegetal. Logo, devemos considerar que o albedo também varia com o ângulo de visada do satélite e com a capacidade de absorção das plantas, devido à ação dos cloroplastos. Tudo isto deve ser levado em consideração quando forem feitas correlações com diferentes satélites.

Silva et al. (2002) determinaram o albedo superficial corrigido e o albedo estimado através da análise multiespectral de imagens do TM - Landsat 5 (nos canais 1, 2, 3, 4 e 7), de acordo com o método proposto por Bastiaanssen (1995). Concluíram que os valores do albedo para os alvos estudados foram semelhantes aos valores do albedo calculados com dados de superfície. No entanto, atestam que embora os valores do albedo para os alvos estudados estejam de acordo com dados de outras pesquisas, a sua determinação depende da obtenção de valores de superfície em pontos georreferenciados e identificação possível na imagem. Foram encontrados para os alvos considerados: solo exposto, campo cultivado (uva), água do Rio São Francisco (próximo à barragem de Sobradinho) e uma extensa área cultivada, os valores de 35%, 15%, 6% e 10% respectivamente.

Liang (2001) converteu o albedo de pequenas faixas para uma ampla banda, desde a região do visível (VIS) até o infravermelho de ondas curtas

(SWIR) para diferentes sensores como o ASTER, AVHRR, ETM+/TM, GOES, MODIS.

2.4.2 Balanço de radiação de ondas longas

A radiação de ondas longas da atmosfera é o componente do balanço de radiação mais difícil de ser medido, pois os instrumentos disponíveis não possibilitam medições com precisão satisfatória. Entretanto, esta variável é obtida indiretamente através da equação do balanço de radiação, quando os demais termos são medidos ou estimados através de vários modelos.

Os métodos mais precisos para calcular a radiação de ondas longas da atmosfera em dias de céu claro, são baseados em dados do perfil de umidade e de temperatura do ar próximo à superfície (Leitão, 1994). Como estes dados raramente estão disponíveis, modelos mais simples têm sido desenvolvidos baseados na lei de Stefan-Boltzmann, dada por:

$$R_{emit} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (3)$$

onde R_{emit} é radiação emitida por um corpo natural (W.m^{-2}), ε é a emissividade, σ é a constante de Stefan-Boltzmann

($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$) e T é a temperatura (K).

O balanço de ondas longas é geralmente obtido em função da lei de Stefan-Boltzmann aplicada à atmosfera e à superfície (Diak et al., 1994; Tarpley, 1994; Bastiaanssen et al., 1998a; Jupp, 1998; Parlow, 2000, Yang, 2000; Yunhao et al., 2003).

Assim, a radiação de ondas longas incidente na superfície, oriunda da emissão atmosférica, varia de acordo com a temperatura e emissividade da atmosfera. Segundo Daughtry et al. (1990), a emissividade da atmosfera

pode ser estimada em função da temperatura do ar e da pressão de vapor d'água (Bastiaanssen, 1995; Parlow, 2000). O perfil de vapor de água na atmosfera pode ser obtido por sondadores atmosféricos a bordo de diferentes satélites (Bastiaanssen, 1995; Bastiaanssen, 1998).

A temperatura da superfície tem fundamental importância no cálculo da radiação de ondas longas emitida pela mesma. No sensoriamento remoto esse dado é obtido através da radiância da banda termal do radiômetro do satélite. Para tanto, é necessário considerar os problemas resultantes dos efeitos de absorção atmosférica e da emissividade da superfície (Silva, 2002).

A estimativa da temperatura da superfície terrestre é complexa, devido à dificuldade de separar os efeitos atmosféricos e as emissividades dos efeitos da temperatura de superfície, nas medições de radiância. Para obter a temperatura da superfície, deve-se, portanto, considerar os problemas resultantes dos efeitos de absorção atmosférica e da emissividade da superfície, ao nível de cada *pixel* da imagem. Para a correção desses efeitos, têm sido propostos diferentes algoritmos mais precisos.

Para obter-se a temperatura de superfície utilizando a radiometria do infravermelho termal a partir do espaço, deve-se conhecer a emissividade radiométrica da superfície terrestre, que é desconhecida, diferente da unidade e varia espectralmente e que também varia com a rugosidade do solo entre outros parâmetros físicos.

A temperatura da superfície terrestre é uma importante variável em estudo de trocas de energia entre a superfície e a atmosfera, variabilidade

climática. O sensoriamento remoto apresenta a grande vantagem de propiciar estimativas da temperatura da superfície em uma escala regional ou global (Dash et al., 2002).

O sensor de um satélite, a uma altura z (km), observa a superfície da terra de diferentes posições, podendo estimar a temperatura de brilho associada ao ângulo zenital (θ). No entanto, fazendo uma correção atmosférica é possível estimar a temperatura da superfície com independência geométrica (Dash et al., 2002).

O conhecimento da emissividade da superfície é crucial para a estimativa do balanço de radiação da superfície da terra. Um novo algoritmo para estimativa da TST e emissividade foi desenvolvido por Gillespie et al. (1998) e Schmugge et al. (1998) a partir de dados ASTER, da plataforma TERRA. Métodos similares também são usados com o sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), da mesma plataforma.

Ogawa (2002) estimou a emissividade de ampla banda a partir de ponderações de emissividades de bandas estreitas dos canais termais do ASTER.

Baptista et al. (2005) avaliaram as ilhas de calor da área urbana de Mossoró, saldo de radiação, através de imagens de temperatura da superfície e do visível do ASTER com a finalidade de analisar o desconforto térmico e as manifestações da seca sobre a vegetação.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

A Figura 2 localiza a região de estudo, composta por duas áreas teste, representadas pela área de abrangência de duas imagens do sensor ASTER.

A imagem localizada mais ao sul (imagem 1), está situada na região climática da Depressão Central, abrangendo 10 municípios, cobertos integral ou parcialmente (Tabela 2).

Já a imagem 2 (mais a norte) está localizada na região climática da Serra do Nordeste. Nesta área situam-se 35 municípios (Tabela 3), alguns integral e outros parcialmente.

Segundo a classificação climática de Köppen, a área teste da imagem 1 apresenta clima tipo Cfa, ou seja, subtropical úmido, com chuva bem distribuída durante o ano e a temperatura do mês mais quente superior a 22 °C. Já a área referente a imagem 2 localiza-se na transição entre os climas Cfa e Cfb. O clima Cfb é temperado úmido, com chuva bem distribuída durante o ano, mas com a temperatura do mês mais frio inferior a 22 °C.

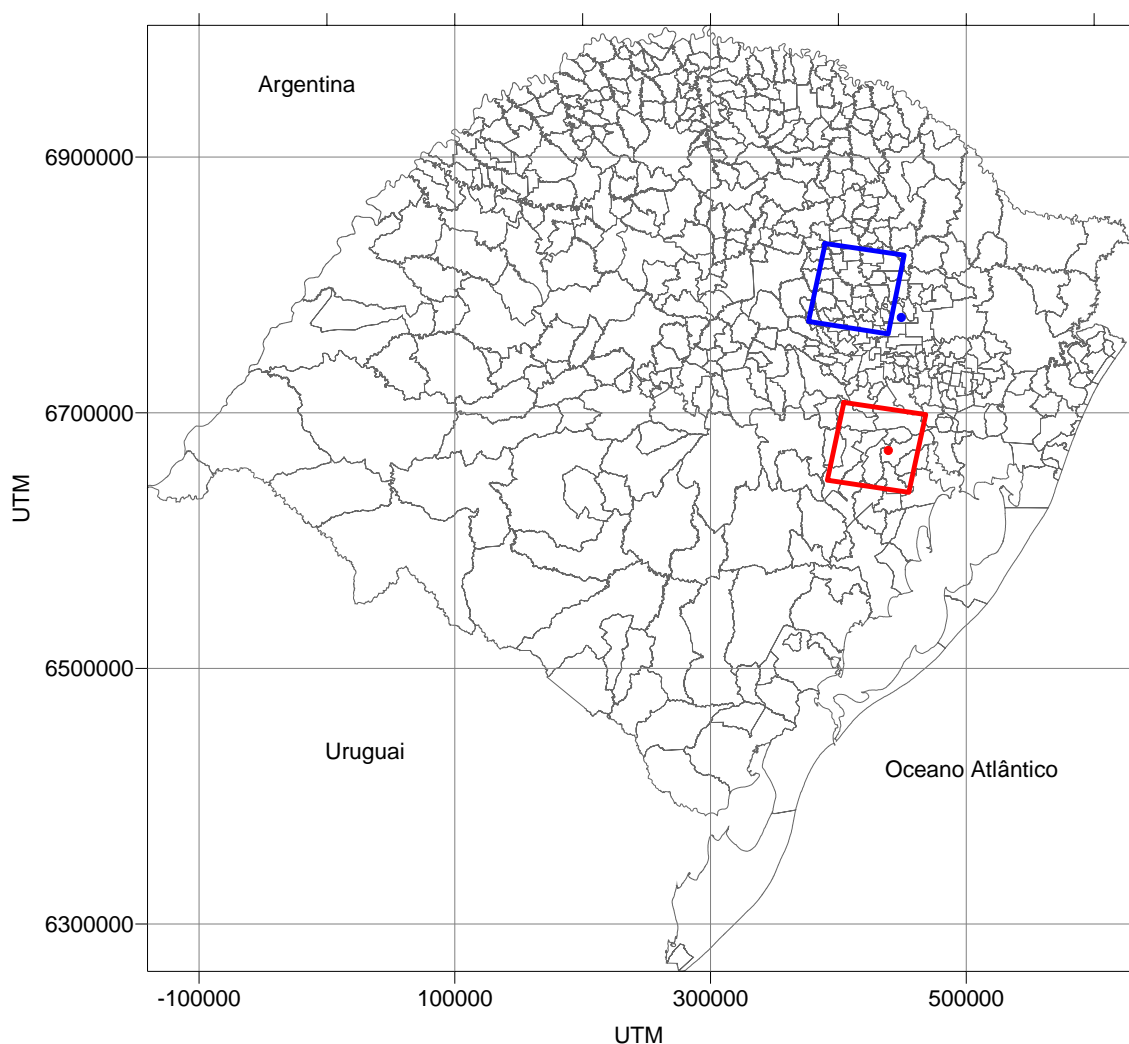


FIGURA 2. Estado do Rio Grande do Sul com a localização das áreas teste: os retângulos representam as imagens ASTER (imagem 1 - 2/10/2002 em vermelho e imagem 2 - 22/03/2007 em azul) e os círculos as estações meteorológicas (Eldorado do Sul em vermelho e Bento Gonçalves em azul).

TABELA 2. Municípios cobertos pela imagem 1, sensor ASTER.

Municípios	cobertura
Barra do Ribeiro	parcial
Butiá	parcial
Charqueadas	integral
Eldorado do Sul	parcial
General Câmara	parcial
Guaíba	parcial
Mariana Pimentel	parcial
Minas do Leão	parcial
São Gerônimo	parcial
Triunfo	parcial
Barra do Ribeiro	parcial

TABELA 3. Municípios cobertos pela imagem 2, sensor ASTER,.

Municípios	cobertura
Anta Gorda	parcial
Arvoriezinha	parcial
Bento Gonçalves	parcial
Coqueiro Baixo	parcial
Coqueiro de baixo	parcial
Coronel Pilar	parcial
Cotiporã	parcial
Dois Lagedos	parcial
Doutor Ricardo	integral
Encantado	parcial
Fagundes Varela	parcial
Garibaldi	parcial
Guaporé	parcial
Ilópolis	parcial
Itapuca	parcial
Montauri	parcial
Monte Belo do Sul	integral
Mucum	integral
Nova Alvorada	parcial
Nova Bassano	parcial
Nova Bréscia	parcial
Nova Prata	integral
Pouco Novo	parcial
Pouso Novo	parcial
Putinga	integral
Relvado	integral
Roca Sales	parcial
Santa Tereza	integral
São Valentim do Sul	parcial
Serafina Correa	integral
União da Serra	parcial
Veranópolis	parcial
Vespasiano Correa	parcial
Vila Flores	integral
Vista Alegre do Prata	integral

3.2 Fonte de dados

3.2.1 Dados meteorológicos

Os dados meteorológicos de superfície necessários para obtenção do saldo de radiação a partir de imagens ASTER foram a radiação solar global (Rg), temperatura do ar (T) e umidade relativa (UR). Estes dados foram

obtidos do banco de dados das estações meteorológicas automáticas, medidos de forma simultânea à passagem do satélite (10:30h).

Para a imagem 1, os dados meteorológicos foram obtidos na EEA/UFRGS (Estação Experimental Agronômica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul), localizada no município de Eldorado do Sul (latitude $30^{\circ} 05' 27''$ S, longitude $51^{\circ} 40' 18''$ W e altitude de 46m).

Já para a imagem 2, os dados meteorológicos foram provenientes da estação localizada em Bento Gonçalves (latitude $29^{\circ} 10' 00''$ S, longitude $51^{\circ} 25' 00''$ W e com altitude de 635 m). Esta foi a estação meteorológica mais próxima em que estavam disponíveis dados do horário da passagem do satélite ASTER.

Em Eldorado do Sul, a radiação solar global medida foi de 721 W.m^{-2} , a temperatura do ar foi de 22°C e a UR foi de 79%. Para Bento Gonçalves, os dados meteorológicos de superfície foram: temperatura do ar de $17,7^{\circ}\text{C}$ e UR de 93%. O valor da radiação solar global não estava disponível.

3.2.2 Dados orbitais

Para a realização do trabalho, foram utilizadas imagens do sensor ASTER, com nível de processamento Level-2B, ou seja, corrigidas geometricamente, radiometricamente e atmosféricamente.

A imagem 1 (00310022007_134324) se refere ao dia 2 de outubro de 2002 e a imagem 2 (00303222007_134216) a 22 de março de 2007. Ambas imagens foram obtidas do banco de dados do EOS, no modo rotina, já que houve falha no agendamento (modo requerer).

Na Figura 3 é mostrada a composição RGB, composta pelas bandas do 1, 2, e 3N do VNIR, do sensor ASTER (imagem 1), após a reamostragem de 30 para 90 m. Neste imagem ocorre uma diversidade de tons e formas referentes aos distintos alvos presentes na superfície analisada. Destacam-se os tons amarelo escuro (Rio Jacuí), rosa claro (área urbana, especialmente Arroio dos Ratos e Eldorado do Sul), azul (vegetação, salientando-se grandes áreas de reflorestamento), roxo (vegetação natural de campos) e amarelo (áreas de solo exposto com alta umidade).

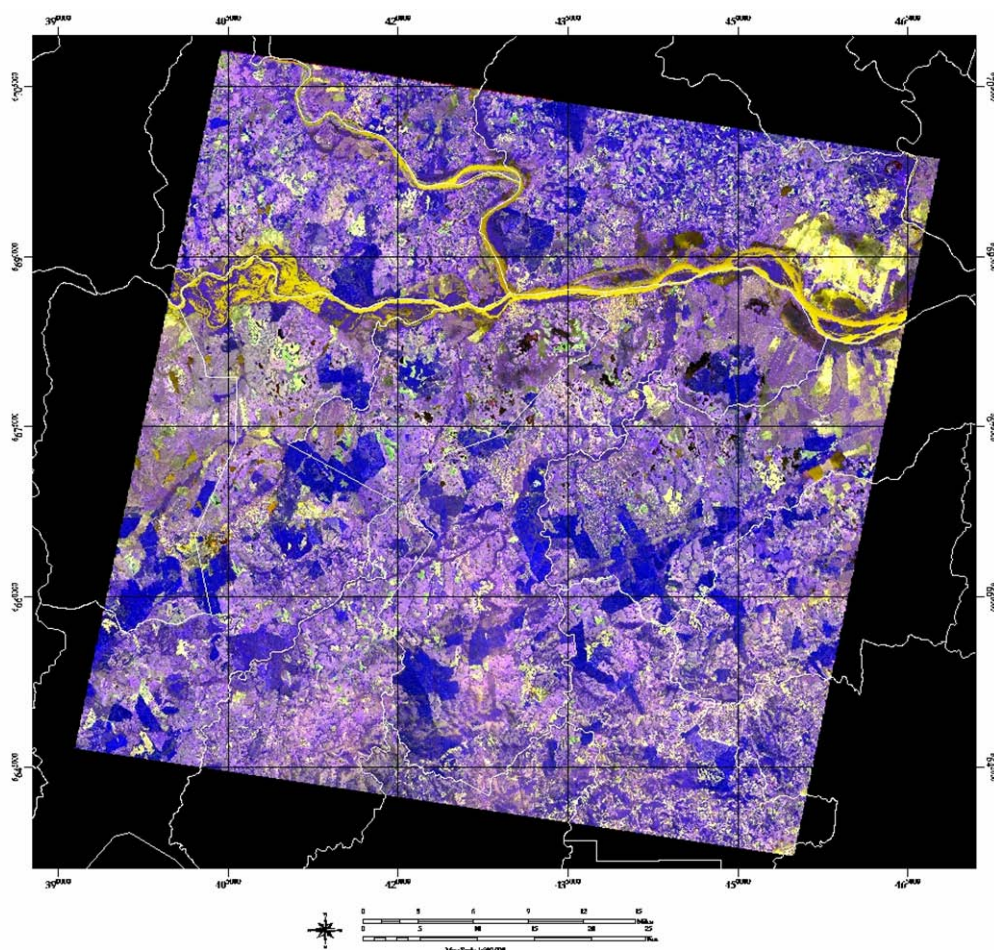


FIGURA 3. Composição falsa cor RGB, bandas 1, 2 e 3N do VNIR, do sensor ASTER, reamostragem de 90 m, de 2 outubro 2002.

Na Figura 4 é exibida a imagem 2, também, em composição RGB, composta pelas bandas do 1, 2, e 3N do VNIR, do sensor ASTER, após a reamostragem de 30 para 90 m. Diferentemente da imagem 1, a imagem 2 mostra um padrão de ocupação do solo mais homogêneo, onde predominam os tons azuis (vegetação de campos e florestas) e amarelos (rios e áreas urbanas).

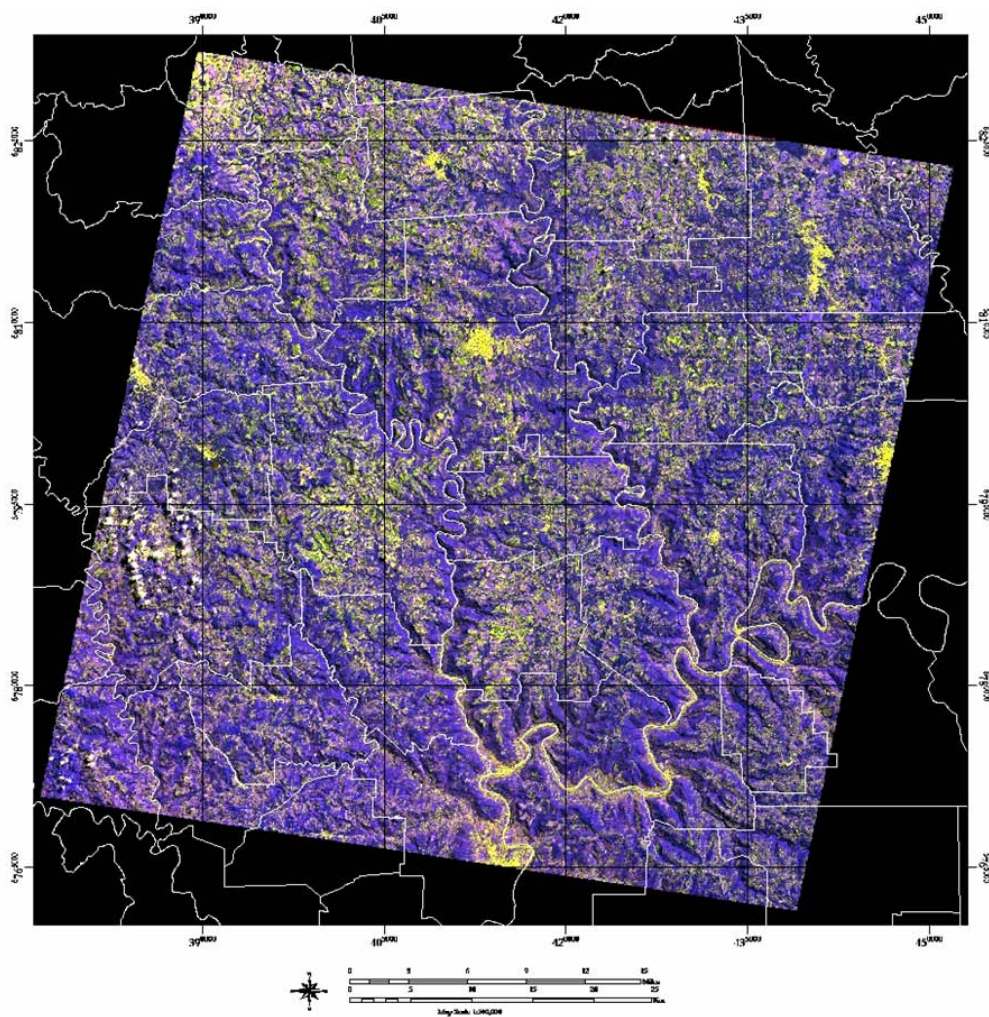


FIGURA 4. Composição falsa cor RGB, bandas 1, 2 e 3N do VNIR do sensor ASTER, reamostragem de 90 m, de 22 de março de 2007.

3.3 Medições em superfície

Durante os meses de abril e maio de 2006 (período compreendido entre os dias julianos 108 a 136) foram feitas algumas medições em superfície, em área experimental localizada na EEA/UFRGS (Figura 5). Nesta região predominam os Argissolos Vermelho distrofico típico (EMBRAPA, 1999), com relevo plano a levemente ondulado.

O objetivo inicial era a realização das medições em horário simultâneo à aquisição de imagens ASTER. Entretanto, durante todo o período das medições não foi possível a aquisição de imagens úteis. Desta foram, os dados obtidos das medições em superfície foram analisados de forma a propiciar um melhor entendimento do comportamento dos componentes do balanço de radiação em uma das áreas em estudo.

Foi medida a radiação solar incidente e refletida (0,3 a 3 μm) sobre dois tipos de superfície: vegetação nativa e corpo d'água. Também foram feitas medições de saldo de radiação sobre área vegetada.

A radiação incidente (R_{\downarrow}) foi medida usando um piranômetro tipo Eppley. Para a medição da radiação solar refletida (R_{\uparrow}), foram instalados dois solarímetros voltados para as duas superfícies. Foi utilizado um saldo-radiômetro (Q-7.1, Campbell) para medir o saldo de radiação na superfície. Os instrumentos foram instalados a uma altura de 1m da superfície. Para a aquisição e armazenamento contínuo dos dados foi utilizado um *datalogger*, o qual foi programado para efetuar leitura a cada 10s e armazenar médias a cada 10min.

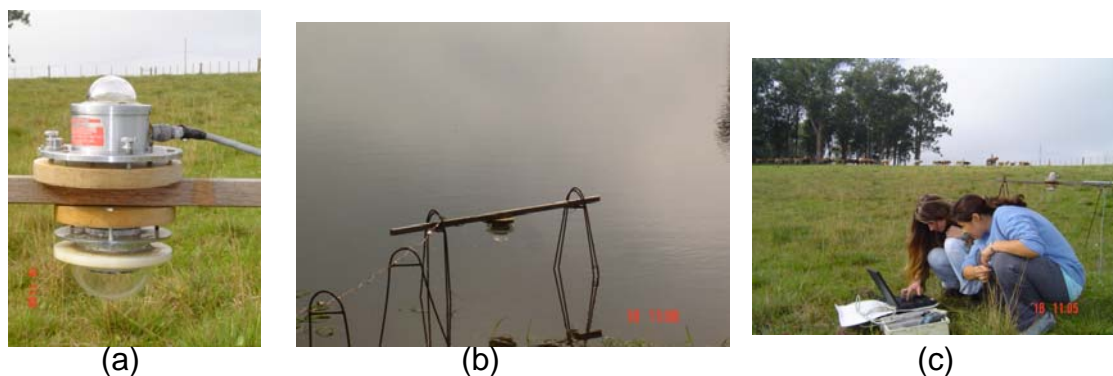


FIGURA 5. Instrumentos de medição em superfície: (a) piranômetros medindo a radiação incidente e refletida sobre superfície vegetada, (b) solarímetros medindo radiação refletida sobre superfície d'água e (c) *datalogger*. Local EEA/UFRGS.

Após a análise da consistência dos dados foi determinado o albedo instantâneo das superfícies, a partir da razão entre os valores da radiação refletida ($R\uparrow$) e radiação incidente ($R\downarrow$). Foram feitas análises diurnas instantâneas e médias para dias com e sem a presença de nebulosidade. Por fim foi determinado o valor médio do albedo no horário simultâneo a passagem do sensor ASTER (13:30 UTM, 10h e 30 min), a bordo do satélite TERRA.

O saldo de radiação foi analisado no horário da passagem do satélite TERRA, entre os dias juliano 108 a 136. Foi analisada a variação diurna do saldo de radiação durante um dia sem a presença de nebulosidade (dia 113) e com nebulosidade (dia 121).

3.4 Medições orbitais

A Tabela 4 mostra os produtos utilizados e algumas características básicas dos produtos utilizados do sensor ASTER. As imagens foram obtidas no banco de dados do EOS (*Earth Observation System*), mediante

cadastramento no site <http://www.gsfc.nasa.gov> e análise da proposta da utilização das imagens para fins de pesquisa.

TABELA 4. Características dos produtos do sensor ASTER.

Produto	Nome do produto	Resolução Espacial (m)
AST_07	Reflectância da superfície (VNIR, SWIR)	15 e 30
AST_08	Temperatura da superfície (TIR)	90
AST_05	Emissividade da superfície (TIR)	90

Para o tratamento digital de imagens foi utilizado o software ENVI (*Environment for Visualizing Images*) para processamento e quantificação dos dados digitais.

3.4.1 Determinação do balanço de radiação com imagens do sensor ASTER

A determinação do saldo de radiação através de imagens ASTER foi realizada a partir do cômputo de todos os componentes do balanço de radiação (Figura 1) utilizando as diversas bandas das imagens, assim como, alguns dados meteorológicos medidos na superfície. O estudo foi realizado para as duas datas de imagens disponíveis.

3.4.1.1 Pré-processamento

As imagens de reflectância da superfície (AST_07) foram redimensionadas de 15 m (VNIR) e de 30 m (SWIR) para a resolução de 90 m, utilizando o software do ENVI, com a finalidade de compatibilizar com a

dimensão dos *pixels* das imagens na faixa termal e permitir operação entre as matrizes de dados.

3.4.1.2 Estimativa da Radiação de ondas curtas incidente

A radiação de ondas curtas incidente na superfície, ou seja, radiação solar global (R_g) foi dada por (Bastiaanssen, 1995):

$$R_g = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_a \quad (4)$$

onde S é a constante solar, Z é o ângulo zenital, d_r é o inverso do quadrado da distância média Terra-Sol e τ_a é a transmissividade atmosférica, dada por:

$$\tau_a = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot h \quad (5)$$

onde h é a altitude (m).

O cosseno do ângulo zenital foi calculado por:

$$\cos Z = \sin \delta \cdot \sin \phi + \cos \delta \cdot \cos \phi \cdot \cos(H) \quad (6)$$

onde δ é a declinação solar, ϕ é a latitude e H é o ângulo horário, dado por:

$$H = \pi \cdot \left(\frac{h - 12}{12} \right) \quad (7)$$

onde h é a hora local.

A transmissividade atmosférica foi calculada de duas maneiras. Primeiramente, considerando a altitude fixa (média da cena) e num momento seguinte foi utilizado o modelo numérico de terreno (MNT) (Figura 6) para verificar as modificações da radiação incidente devido à presença do relevo. No caso do uso da altura fixa, a radiação solar global estimada foi comparada ao valor medido na estação meteorológica de superfície. No caso do MNT, o mesmo foi aplicado à parte da imagem 2 (latitude 28°

52°55''S e 51°59'02''W) (440143.5940 E, 6767892.5000 N), onde existe grande variações de altitude.

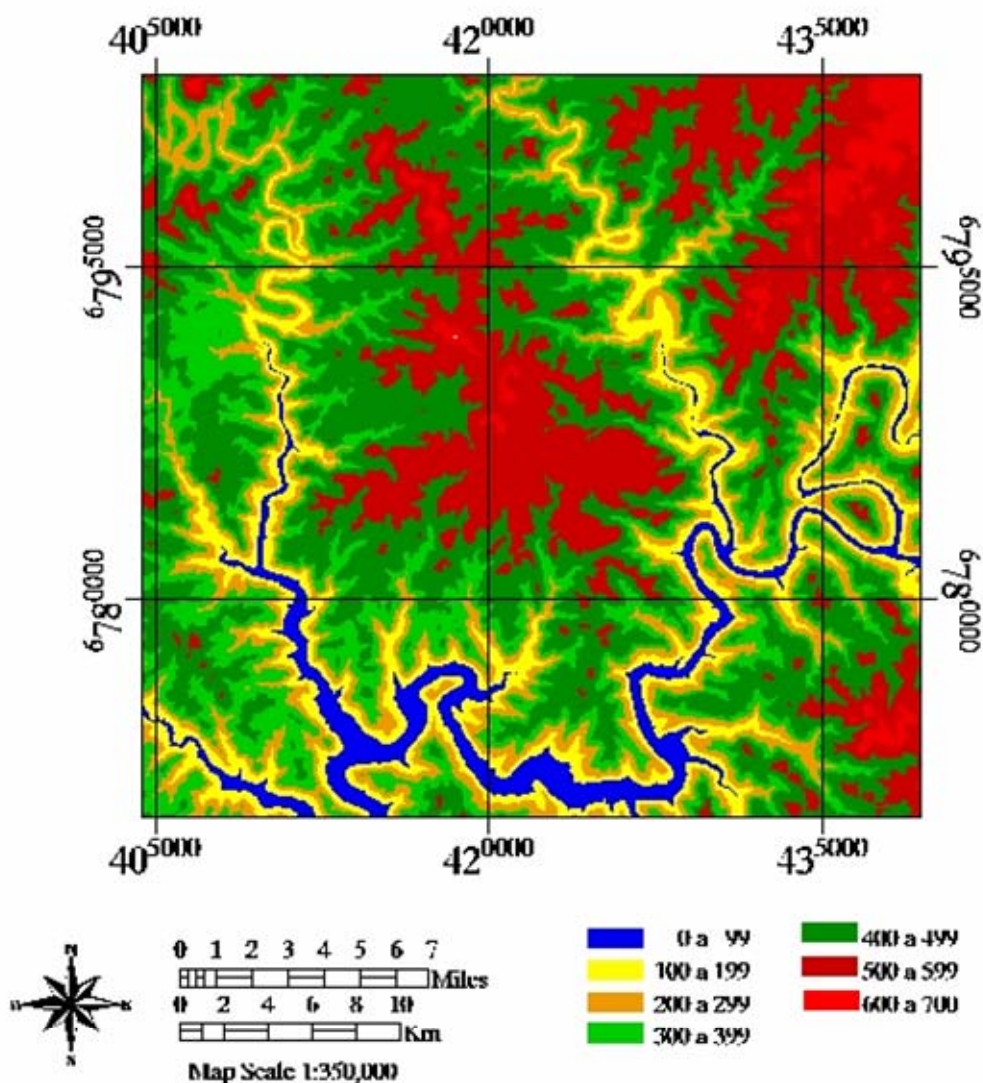


FIGURA 6. Modelo numérico do terreno (MNT) correspondente ao recorte da imagem 2. As altitudes estão expressas em metros.

3.4.1.3 Obtenção do albedo da superfície

Utilizando o produto AST_07 foi obtido o albedo da superfície através de ponderações dos valores da reflectância das bandas 1 a 9 do ASTER, referentes aos canais visíveis (VNIR) e infravermelho de ondas curtas (SWIR). A conversão de pequenas bandas para bandas amplas foi realizada seguindo o algoritmo proposto por Liang (2001):

$$\alpha = 0,484 \cdot \alpha_1 + 0,335 \cdot \alpha_3 - 0,324 \cdot \alpha_5 + 0,551 \cdot \alpha_6 + 0,305 \cdot \alpha_8 - 0,367 \cdot \alpha_9 - 0,0015 \quad (8)$$

onde: α é o albedo da superfície e α_i ($i = 1$ a 9) é a reflectância da superfície das correspondentes bandas do ASTER.

3.4.1.4 Obtenção do saldo de radiação de ondas curtas ($R_{n_{oc}}$)

A partir dos dados de albedo da superfície e da radiação solar global foi determinado o saldo de radiação de ondas curtas:

$$R_{n_{oc}} = (1 - \alpha) \cdot R_g \quad (9)$$

3.4.1.5 Obtenção da radiação atmosférica (R_{atm})

A radiação atmosférica (R_{atm}), ou seja, radiação de ondas longas emitida pela atmosfera na direção da superfície foi obtida pelo modelo de Brutsaert (1975), que foi calibrado e refinado em estudo conduzido por Sridhar & Elliott (2002). Com base nesse estudo, R_{atm} ($W \cdot m^{-2}$) foi estimada a partir de dados medidos em estações meteorológicas na superfície, pela expressão:

$$R_{atm} = 1,31 \cdot \left(\frac{10 \cdot ea}{Ta} \right)^{1/7} \cdot \sigma \cdot Ta^4 \quad (10)$$

em que ea é a pressão parcial de vapor d'água (KPa), Ta é a temperatura do ar (K) e σ é a constante $5,67 \cdot 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$.

A pressão parcial de vapor d'água foi extraída a partir dos dados de umidade relativa do ar, dada por:

$$UR = \frac{ea}{es} \quad (11)$$

onde a pressão de saturação do vapor d'água (e_s), foi obtida por:

$$e_s = 0,61078 \cdot \exp\left(\frac{17,2693882 \cdot T_a}{T_a + 237,3}\right) \quad (12)$$

3.4.1.6 Obtenção da radiação emitida pela superfície (R_{emit})

A radiação emitida por cada pixel foi obtida segundo a seguinte expressão:

$$R_{emit} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_{sup}^4 \quad (13)$$

onde ε é a emissividade da superfície, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$) e T_{sup} é a temperatura da superfície (K).

A temperatura da superfície foi obtida do produto AST_08 (*surface kinetic temperature*), o qual é determinado através da aplicação da Lei de Planck, utilizando a emissividade, proveniente do produto AST_05 (*surface emissivity*), para medir a radiância após a correção dos efeitos atmosféricos.

3.4.1.7 Obtenção da radiação atmosférica refletida pela superfície ($R_{atm,ref}$)

A radiação termal atmosférica refletida foi obtida pela expressão:

$$R_{atm,ref} = (1 - \varepsilon) \cdot R_{atm} \quad (14)$$

O uso da emissividade da superfície nesta equação decorre da pressuposição de que na região do infravermelho termal, a transmitância da superfície é igual a zero. Com isso, a absortividade somada à refletividade é igual à unidade. Assumindo a superfície da Terra como um radiador perfeito, a absortividade é igual à emissividade, portanto a refletividade da superfície nesta faixa de comprimento de onda é igual a $(1 - \varepsilon)$.

3.4.1.8 Obtenção do saldo de radiação de ondas longas (Rn_{OL})

O saldo de radiação de ondas longas foi obtido através da radiação de ondas longas emitida pela atmosfera na direção da superfície (R_{atm}), da radiação emitida pela mesma (R_{emit}) e da radiação atmosférica refletida ($R_{atm,ref}$).

$$Rn_{OL} = R_{atm} - R_{emit} - R_{atm,ref} \quad (15)$$

3.4.1.9 Obtenção do saldo de radiação da superfície

O saldo de radiação da superfície foi obtido pela soma do saldo de radiação de ondas curtas (Rn_{OC}) e do saldo de radiação de ondas longas (Rn_{OL}):

$$Rn = Rn_{OC} + Rn_{OL} \quad (16)$$

3.4.2 Análise dos componentes do balanço de radiação com imagens do sensor ASTER

Para as duas áreas teste, todos os componentes do balanço de radiação foram apresentados na forma de imagens coloridas. Foi feita uma análise visual do padrão de distribuição espacial dos dados, assim como, foi confeccionado o histograma de frequência de ocorrência dos valores nestas imagens.

Foram, ainda, selecionados alguns alvos de interesse, dos quais foram obtidos os valores médios e apresentados na forma tabelas.

Por fim, são feitas comparações, através de imagem diferença e de diagrama de dispersão, entre os componentes do balanço de radiação

determinados utilizando para o cômputo da radiação solar global uma altura média e fixa para toda a imagem e o modelo digital de elevação (variável *pixel a pixel*).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Balanço de radiação na superfície

4.1.1 Albedo em superfície

Na Figura 7a observa-se, para um dos dias em que houve ausência de nuvens, a associação entre o fluxo de radiação solar global e refletida ao longo do dia. O fluxo é menor no início da manhã e final da tarde, quando o ângulo de elevação solar é menor e atinge os maiores valores próximos ao meio-dia. No período compreendido entre 10h e 15h, o fluxo de radiação solar global ficou entre 500 e 600 $W.m^{-2}$. O piranômetro voltado para a superfície vegetada registrou maior reflexão da radiação do que a superfície d'água. Isto ocorre devido às propriedades espectrais dos dois corpos: a água tem maior capacidade de absorção e transmissão de radiação e, conseqüentemente, reflete menos radiação.

Na Figura 7b, observa-se que o albedo é maior no início da manhã e final da tarde. Nos horários próximos ao meio-dia, os raios solares incidem perpendicularmente à superfície, maior quantidade de energia penetra e é absorvida, ocorrendo menor reflexão, logo o albedo é menor (Leitão, 1989). No restante do dia, o albedo tem valores uniformes, ficando em torno de 12% sobre corpos d'água e 23% na vegetação nativa. Comportamento

diurno similar foi verificado por Pinker et al. (1980), Leitão (1989), Gash & Shuttleworth (1991) e Azevedo et al. (1997).

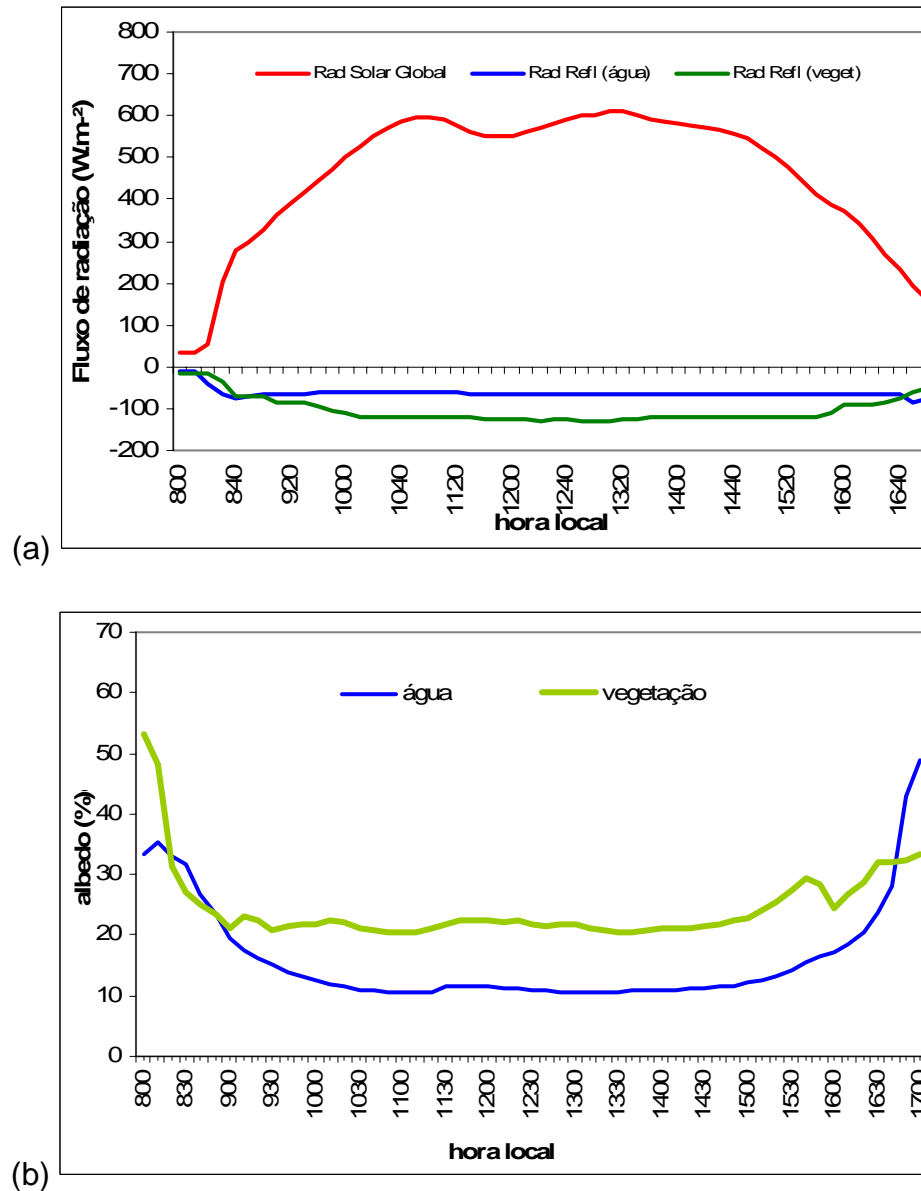


FIGURA 7. Variação diurna da radiação solar incidente e refletida (a), albedo instantâneo (b), num dia sem nuvens, sobre corpo d'água e vegetação nativa (Dia Juliano 113, 2006).

Na Figura 8a, observa-se grande variabilidade da radiação incidente e refletida, associada à presença de nuvens. Apesar da radiação solar global ter atingido um máximo de 578 W.m^{-2} , às 12h, semelhante ao dia sem nuvens, sofreu grandes alterações ao longo do dia. Novamente é evidente a assimetria do albedo no nascer e pôr-do-sol (Figura 8b). O valor de mínimo de albedo em torno das 13h e 30 min ocorreu devido à diminuição brusca da radiação incidente. O albedo médio sobre a superfície d'água e vegetação nativa foi de 11% e 23%, respectivamente. Estes resultados corroboram com os obtidos em estudos anteriores que mostram que o albedo varia com o ângulo de elevação solar, cobertura de nuvens, entre outros fatores (Leitão, 1998; Cunha et al., 1989; Azevedo et al., 1997; Fontana et al., 1991). Também, valores encontrados para o albedo da vegetação estão dentro da faixa de valores do albedo para grama (14 a 45%) sugeridos por Burman & Pochop (1994), pouco diferindo do valor sugerido por Doorenbos & Pruit (1977) de 25%. O estudo realizado por Iziomons & Mayer (2002), no qual foi avaliado o comportamento do albedo em áreas de pastagens no sudoeste da Alemanha, foram encontrados albedos médios de 22% a 36%. Bastable et al. (1993) observaram variação diurna do albedo entre 18% a 21%, sobre pastagem. Moura et al. (1999) encontraram valores médios de albedo sobre pastagem de 20,4%. Para corpos d'água foram encontrados valores semelhantes aos apresentados por Burman & Pochop (1994) e Azevedo et al., (1997).

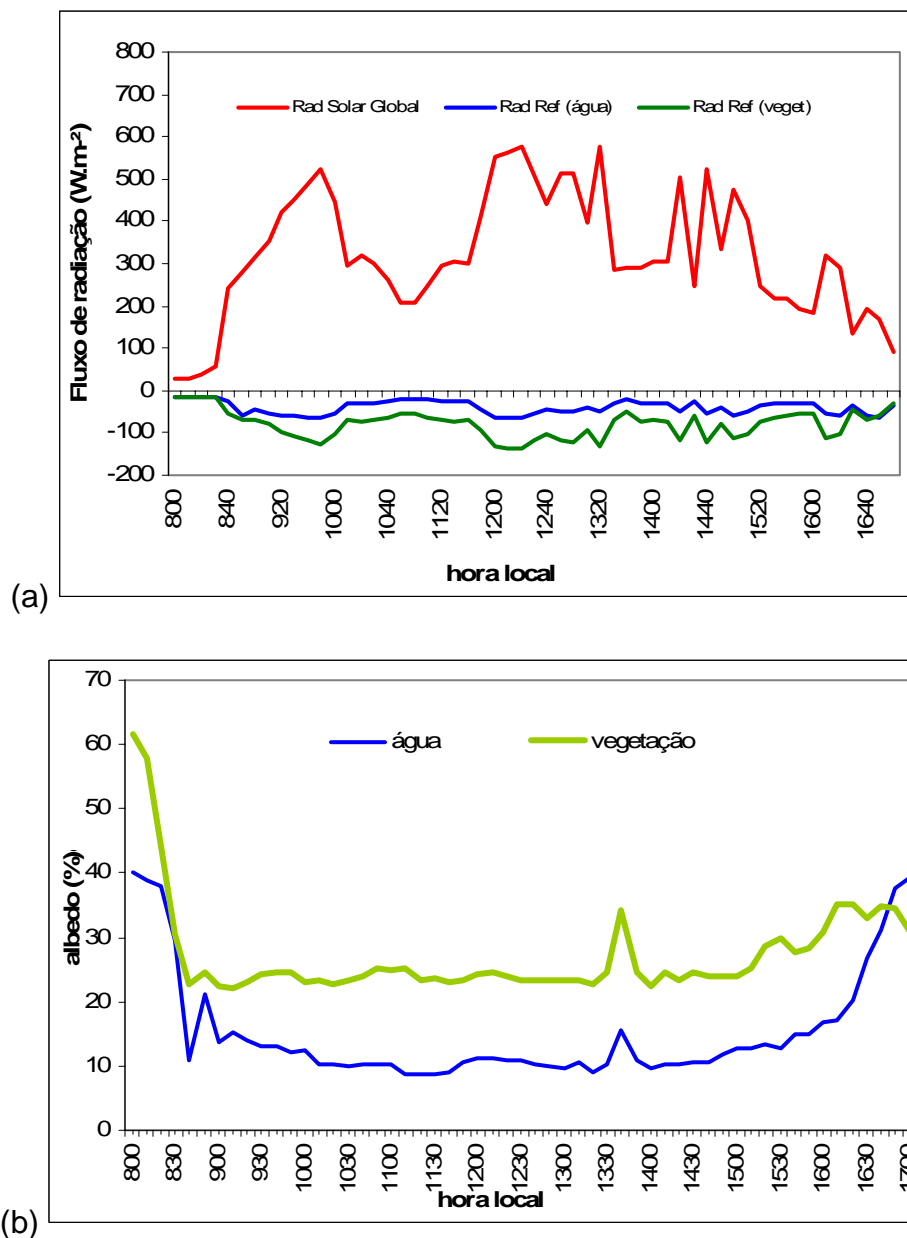


FIGURA 8. Variação diurna da radiação incidente e refletida (a), albedo instantâneo (b), num dia parcialmente nublado, sobre corpo d'água e vegetação nativa (Dia Juliano 121, 2006).

A variação do albedo médio do período das 9 às 15h em todos os dias de observações (Figura 9a) possivelmente esteve associada às variações de nebulosidade. Não foi observada relação com a umidade do solo, já que no período das medições (Dia Juliano 108 a 136) foi considerado seco, com

precipitação pluvial acumulada em torno de 10 mm. Resultados semelhantes foram obtidos em experimento realizados na Estação Experimental Agronômica de Taquari-RS para as culturas de girassol (Fontana et al., 1989), milho (Cunha et al., 1989) e soja (Fontana et al., 1991).

Na Figura 9b é apresentado a relação entre o albedo médio e a radiação solar global integrada durante o período compreendido entre 9 e 15h, sobre as duas superfícies. O período foi escolhido devido à uniformidade nas curvas de albedo observadas durante este intervalo de tempo, o que também foi sugerido por Fritschein (1967). Os coeficientes de correlação encontrados foram de -0,61 e -0,69, para a água e vegetação, respectivamente, ambos significativos a 1%. Os coeficientes negativos indicam uma relação inversa, ou seja, aumentos na quantidade total de radiação solar incidente resultam em diminuições nos valores de albedo.

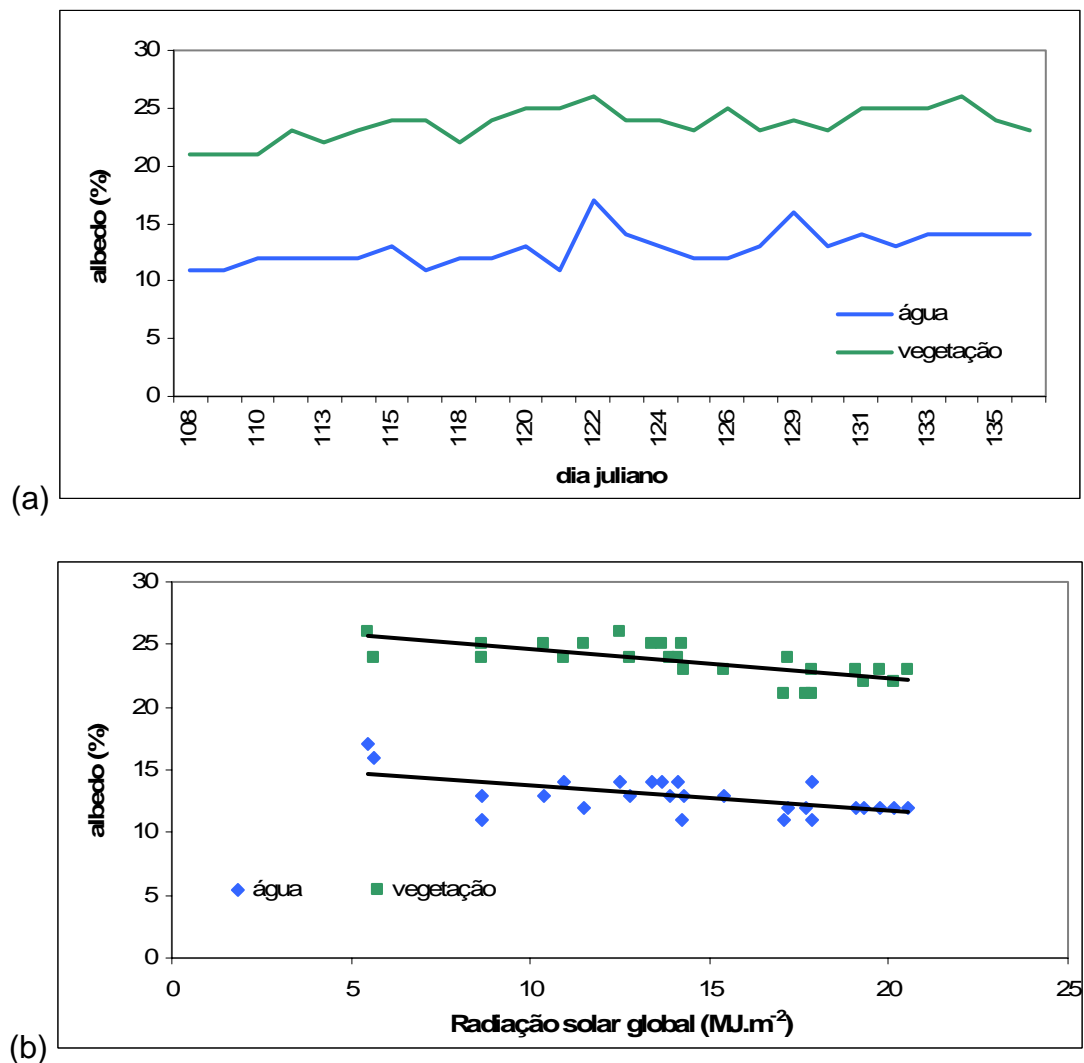


FIGURA 9. Albedo médio diário (9 às 15h) sobre uma superfície d'água e sobre vegetação nativa, no período compreendido entre os dias Juliano 108 e 136 (a) e relação do albedo médio e radiação integrada (b).

Moura et al. (1999) analisaram a variação do albedo em áreas de floresta e pastagem na Amazônia, através de medições com piranômetros. Na floresta, foi encontrado um albedo médio de 13% na área coberta por pastagem foi de 20%. Foi constatada redução do albedo na estação

chuvosa. Também observaram redução do albedo devido a presença de nebulosidade e variação do ângulo solar em torno do meio-dia.

Na Tabela 5, observa-se que em dias sem nebulosidade, o albedo médio sobre a superfície d'água foi de 12,4%, mesmo valor medido no horário da passagem do satélite ASTER. Este dado pode servir para avaliar a acurácia dos dados. O albedo mínimo e máximo foi de 12% e 14%, respectivamente. Em dias com nebulosidade, foram observadas maiores variações entre o mínimo e máximo, sendo o albedo médio um pouco menor (11,2%). Já para a superfície coberta com vegetação nativa, em dias sem nebulosidade, o albedo médio foi de 23%, com pequenas variações entre o albedo mínimo e máximo. O mesmo valor foi encontrado às 10h e 30 min. Já em dias nublados, o albedo variou entre 21% e 22,9%, sendo em média 21,1%. Pode-se, portanto, verificar que as condições de nebulosidade influenciam o albedo, visto que em dias com nebulosidade ocorre aumento da radiação difusa, conseqüentemente diminui o albedo.

TABELA 5. Albedo (%) mínimo, médio e máximo, das 9 às 15h e às 10:30h em dias com e sem nuvens, sobre vegetação nativa e corpo d'água. Período compreendido entre os dias Juliano 108 e 136.

Superfície	Condição	Albedo (9-15 h) (%)			Albedo (10:30 h–ASTER)		
		Mín	Máx	Médio*	Mín	Máx	Médio
Corpo d'água	sem nuvens	12	14	12,4	11	14	12,4
	com nuvens	11	16,8	11,2			
Vegetação nativa	sem nuvens	22	23	22,6	21	25	23,2
	com nuvens	21	22,9	21,1			

* o albedo médio foi obtido pela média de todos os valores medidos no intervalo das 9 às 15h

4.1.2 Saldo de radiação em superfície

Na Figura 10, observa-se a variação dos valores instantâneos do saldo de radiação no momento da passagem do satélite TERRA, ou seja, às 10:30h (13:30 TMG). Ficaram evidentes as variações entre os dias, devido à presença ou não de nuvens. Em dias com céu claro, como por exemplo, no período compreendido entre os dias 112 e 115, o saldo de radiação ficou em torno de 300 W.m^{-2} . Já em dias nublados, como os dias 111, 116 e 122, o saldo de radiação instantâneo foi reduzido, apresentando valores entre 50 e 60 W.m^{-2} .

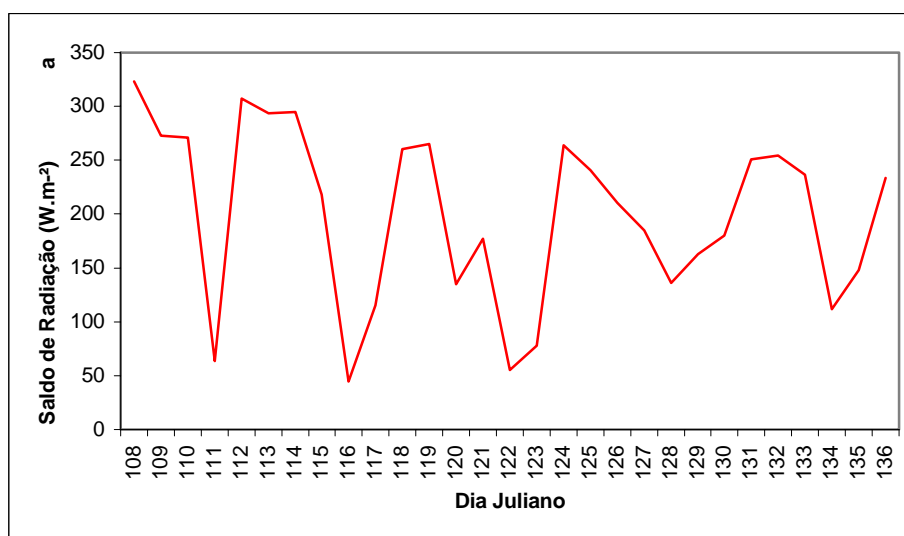


FIGURA 10. Variação do saldo de radiação instantâneo, às 10:30h, entre os dias Juliano 108 e 136 de 2006.

Tomando como exemplo um dia com ausência de nuvens (Figura 11) observa-se que o saldo de radiação nesta época do ano e região atinge o máximo entre 12h e 13:30h, ficando em torno de 370 W.m^{-2} . Já no início da manhã e fim de tarde, o saldo de radiação é menor que 10 W.m^{-2} . Isto é

esperado visto que após o pôr-do-sol, o saldo de radiação assume valores negativos, já que há o predomínio da perda de radiação da superfície para a atmosfera em relação aos ganhos pela mesma.

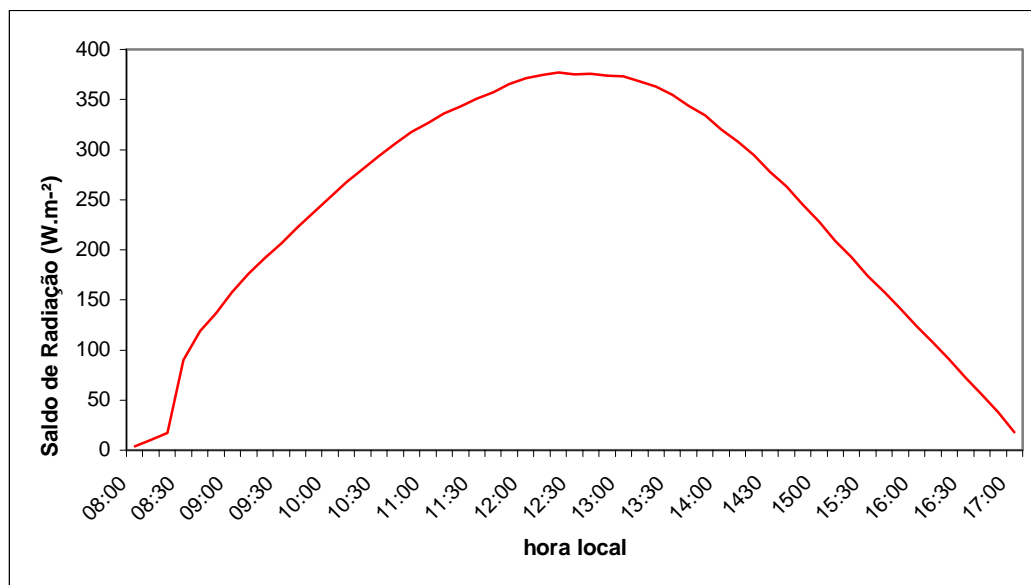


FIGURA 11. Variação diurna do saldo de radiação ($W.m^{-2}$) num dia sem nuvens (Dia Juliano 113, 2006)

Já para uma condição de presença de nuvens (Figura 12) observa-se uma grande variabilidade da curva do saldo de radiação ao longo de um dia. Foram observados valores de $360 W.m^{-2}$ às 12h e grande redução poucos minutos após (13:30h), ficando em torno de $50 W.m^{-2}$. Entre o intervalo das 14h às 15h, a variação do saldo radiação foi mais intensa, com a presença de picos de máximo e mínima entre pequeno espaço de tempo.

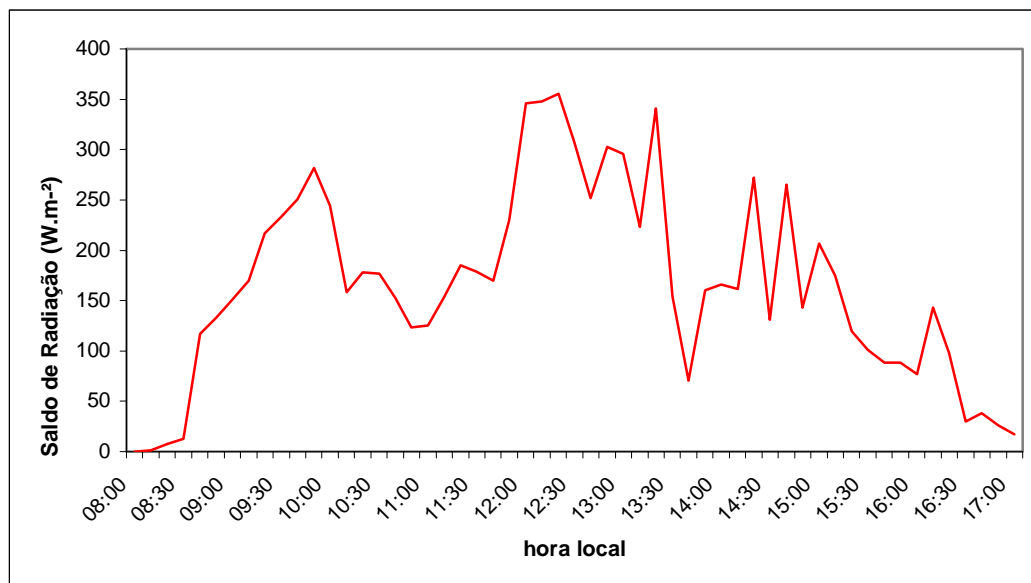


FIGURA 12. Variação diurna do saldo de radiação (W.m^{-2}) num dia com nebulosidade (Dia Juliano 121, 2006)

4.2 Balanço de radiação orbital a partir de imagens ASTER

4.2.1 Balanço de radiação: imagem 1 (2 outubro de 2002)

4.2.1.1 Componentes de ondas curtas

a) Albedo

Na Figura 13 está representada a imagem de albedo da superfície no dia 2 de outubro de 2002. A paleta de cores utilizada diferenciou três tipos de alvos quanto ao albedo. Observa-se predominância de áreas cobertas com vegetação (cor verde – valores entre 10,1 e 17%) e áreas com baixa densidade de biomassa ou solo exposto (cor vermelha - valores maiores do 17,1%). Já nas áreas ocupadas por corpos d'água, em menor proporção, como rios e açudes (azul), foi observado albedo menor do que 10%.

No histograma de frequência de ocorrência do albedo (Figura 14) da imagem como um todo, observa-se valores que variaram entre 2 e 38%, sendo que a maior concentração dos valores de albedo encontra-se entre 11

e 17% e são relacionados a vegetação e solo. Verifica-se, ainda, a distribuição de freqüência dos corpos d'água, com menores valores.

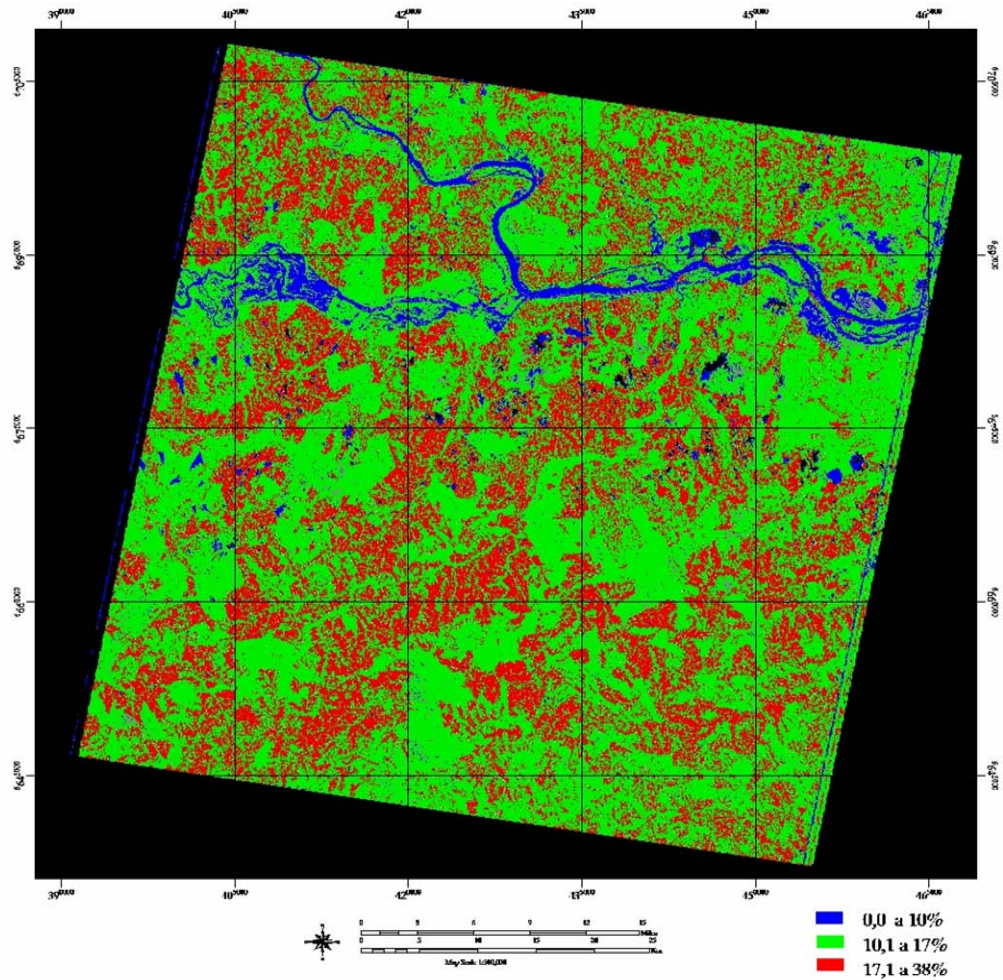


FIGURA 13. Albedo da superfície estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.

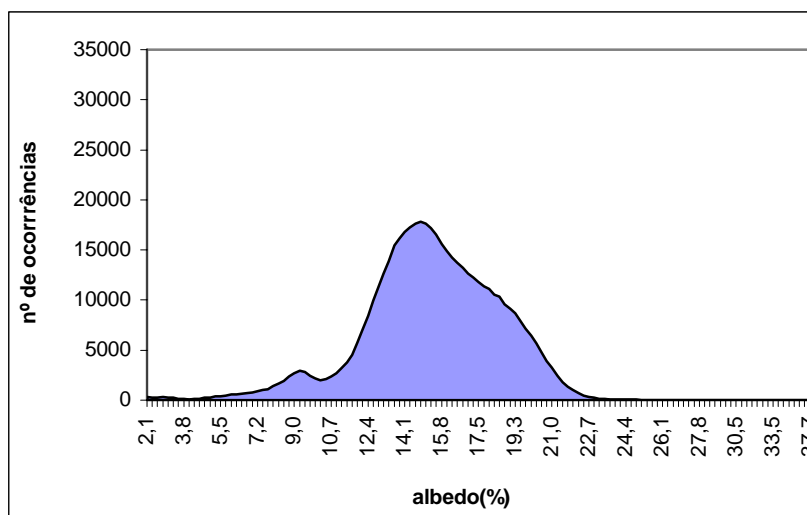


FIGURA 14. Histograma de frequência de ocorrência do albedo da superfície no dia 2 de outubro de 2002.

Na Tabela 6 estão apresentados os valores médios de albedo para algumas regiões de interesse (ROIs): água de rio, água de açude, área urbana, cultura de arroz e solo exposto. Verificou-se que sobre a água do rio, o albedo médio foi de 9%, maior do que aquele sobre a água de açude, que foi de 6%. A diferença de valores possivelmente esteja associada ao acúmulo de resíduos sólidos em suspensão nas águas do rio. Sobre o solo exposto, o albedo foi de 17%. Este albedo é maior que o esperado para solo descoberto, o que é determinado na região pela ocorrência de solos tipo tal, que quando secos apresentam uma cor clara. . Na área ocupada por cultura de arroz, o albedo foi de aproximadamente 16%. Nesta época do ano, nas áreas de arroz há a predominância de solo exposto com alta umidade, o que acarreta a redução no valor do albedo em relação às demais áreas de solo exposto. Nas áreas de reflorestamento, o albedo médio foi 13%.

TABELA 6. Valores médios dos componentes de ondas curtas: albedo e saldo de radiação de ondas curtas ($R_{n_{oc}}$) de alguns alvos de interesse, obtidos da imagem de 2 de outubro de 2002

Alvos	Albedo (%)	$R_{n_{oc}}$ ($W.m^{-2}$)
Arroz	16	605,69
Solo Exposto	18	592,91
Área Urbana	16	603,12
Água de açude	6	676,79
Água de rio	9	655,40
Vegetação (reflorestamento)	13	627,08

Os valores encontrados de albedo dos diferentes alvos na superfície estão dentro da faixa esperada. É sabido que em áreas com solo exposto ocorre maior reflexão da radiação incidente do que em solos cobertos com vegetação e sobre superfícies d'água. Em condições de baixa umidade, a superfície tem baixo poder de retenção da radiação, sendo grande parte devolvida para a atmosfera na forma de radiação refletida.

Comparando os valores encontrados neste trabalho com trabalhos conduzidos em outras regiões do Brasil, verificam-se diferenças, o que em parte está associado às diferenças inerentes ao tipo de coberturas do solo, assim como às diferenças climáticas. Entre os trabalhos pode citar:

Bezerra (2004) encontrou os menores valores do albedo sobre o Lago de Sobradinho, 11%. Nas áreas irrigadas ocupadas por frutíferas, o albedo obtido foi de 22%, em áreas de solo exposto, o albedo foi de 40% , em caatinga, 22%.

Silva et al. (2005) através de imagens Landsat 5 – TM , na região nordeste do Brasil, encontraram albedo variando de 17% a 20%, em frutíferas irrigadas, 20 a 30% em áreas de caatinga e em solo exposto, o albedo foi de 30 a 45%.

Cabral (2007) estimou o albedo da superfície no leste de Alagoas a partir da imagem TM-Landsat5 utilizando o algoritmo SEBAL em área coberta com vegetação nativa, área urbana e área cultivada. O autor encontrou um albedo médio de 9,5, variando de 1,63 a 18%.

Silva et al. (2005) encontraram albedo de 31% em solo exposto, 17% em área irrigada e 9% no corpo d'água, a partir de imagens Landsat 5 – TM na região do município de Petrolina, em 2000.

b) Saldo de radiação de ondas curtas

O saldo de radiação de ondas curtas (R_{nOC}) é apresentado na Figura 15. Os menores valores estão representados em azul, relacionados às áreas de baixa densidade de biomassa e solo exposto (azul). Os valores intermediários de R_{nOC} foram encontrados sobre as áreas vegetadas (verde) e os maiores valores foram observados nos corpos d'água (vermelho)

Na Figura 16 é mostrado o histograma de freqüências de ocorrência de R_{nOC} desta imagem. Observa-se uma variação dos valores de R_{nOC} oscilaram entre 300 e 735 $W.m^{-2}$; a mediana foi de 576,86 $W.m^{-2}$ e a maior freqüência de *pixels* apresentam valores entre 560 e 680 $W.m^{-2}$ (vegetação e solo). Os corpos d'água novamente apresentaram uma distribuição de freqüências diferenciada, mostrando valores superiores aos demais alvos.

Observa-se nas Figuras 13 e 15 e na Tabela 6 que os alvos presentes nesta imagem mostraram uma relação inversa entre R_{nOC} e albedo. Aqueles alvos com menor albedo (água de açude) foram os que apresentaram maior R_{nOC} e vice-versa. Este comportamento é esperado e coerente: dado que a radiação solar foi considerada constante ao longo da cena, os alvos com os

menores valores de albedo são os que têm uma menor perda da radiação de ondas curtas e, conseqüentemente, maior quantidade de radiação fica armazenada na superfície.

Corroborando estes resultados pode-se citar o trabalho de Bezerra (2004), em que o autor obteve saldo de radiação de ondas curtas inferior a 500 W.m^{-2} em áreas sem vegetação e valores superiores a 740 W.m^{-2} , sobre os corpos d'água.

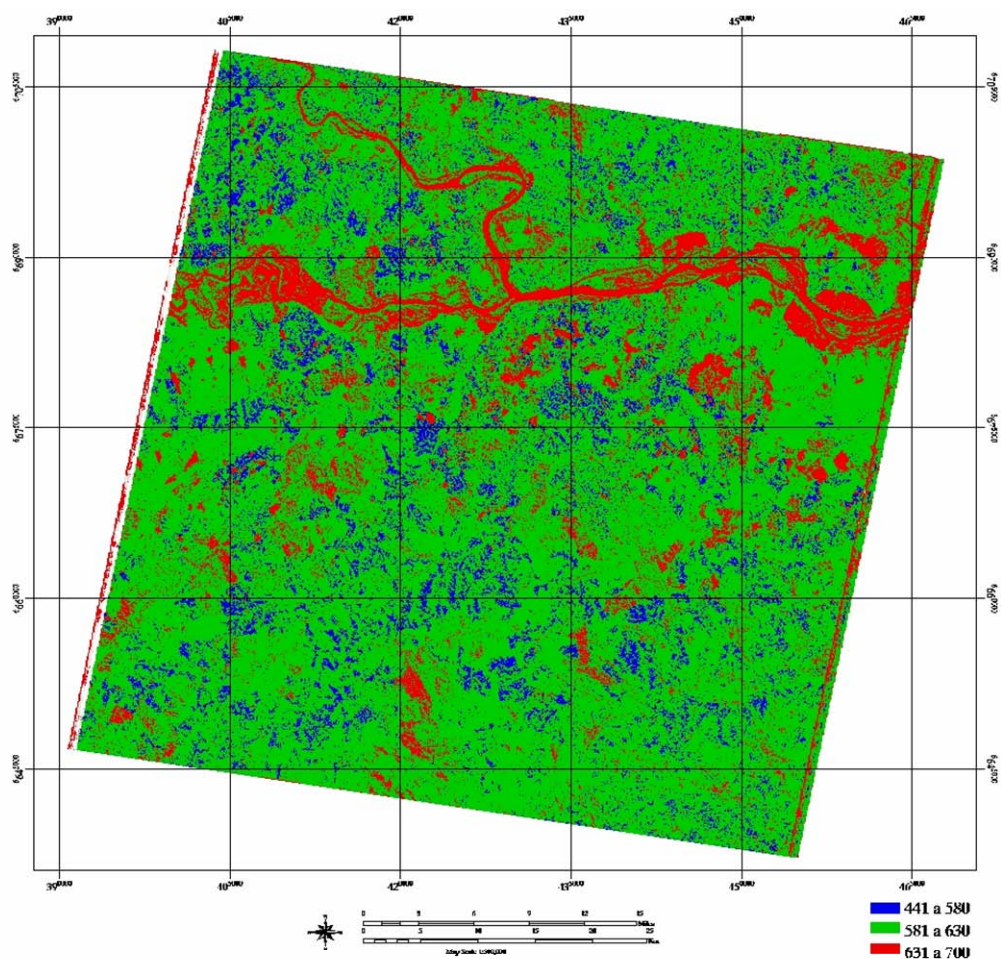


FIGURA 15. Saldo de radiação de ondas curtas (W.m^{-2}) estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.

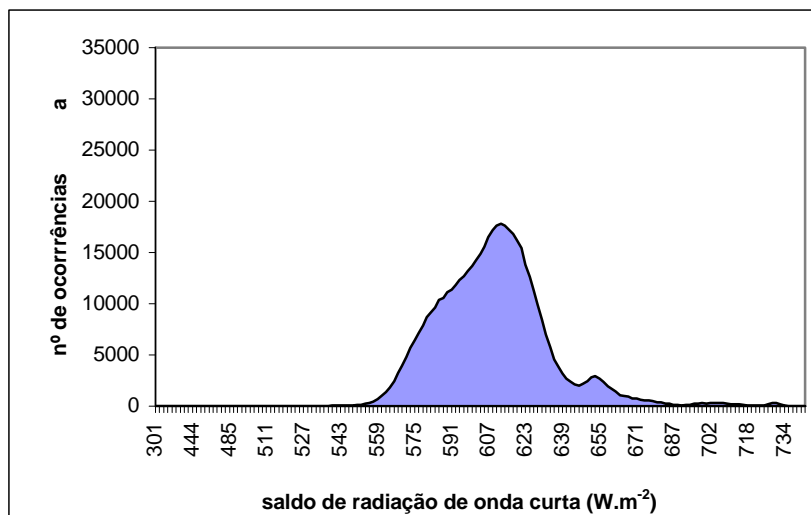


FIGURA 16. Histograma de frequência do saldo de radiação de ondas curtas em 2 de outubro de 2002 .

4.2.1.2 Componentes de ondas longas

a) Radiação de ondas longas emitida

Na Figura 17, é apresentada a imagem de radiação de ondas longas emitida pela superfície (R_{emit}) para a atmosfera. Observa-se que os menores valores foram obtidos sobre a água do rio e sobre a água de açude (cor azul). Já os maiores valores ocorreram na área ocupada por cultura de arroz e sobre as regiões com baixa densidade de biomassa e solo exposto (cor vermelha). Na área coberta por vegetação (reflorestamento) a R_{emit} mostrou valores intermediários (cor verde). Para os alvos amostrados os valores absolutos de R_{emit} encontram-se na Tabela 7.

Este componente do balanço de radiação é determinado pela temperatura e emissividade da superfície (equação 13). Os menores valores associados aos corpos d'água são devido à menor temperatura da superfície sobre os mesmos. A maior radiação emitida foi associada a áreas urbana, baixa densidade de biomassa, solo exposto e arroz, onde são observadas as maiores temperaturas na superfície. Na parte inferior da imagem, observa-se

que parte da área vegetada teve radiação emitida pela superfície próximo dos valores médios dos corpos d'água. Isto é consequência das menores temperaturas, associadas às áreas com maior altitude (Figura 6 – MNT).

Novamente comparando com resultados de outros autores, verifica-se que a ordem de magnitude dos dados obtidos neste trabalho está dentro da ordem de magnitude esperada. Correia (2000) encontrou radiação atmosférica $484,7 \text{ W.m}^{-2}$, em dias de céu claro, na floresta Amazônica. Bezerra (2004) encontrou valores inferiores a 420 W.m^{-2} em corpos d'água, enquanto que nas áreas cobertas com pouca vegetação, os valores foram superiores a 480 W.m^{-2} . A radiação de ondas longas emitida pela superfície obtida por Silva et al. (2005), a partir de imagens Landsat 5 – TM na região do município de Petrolina, em 2000, foi de $494,8 \text{ W.m}^{-2}$ sobre o solo exposto. Na área coberta com vegetação irrigada, o R_{emit} foi de $432,7 \text{ W.m}^{-2}$ e sobre o Lago de Sobradinho, 417 W.m^{-2} . Através de imagens do satélite NOAA-14, utilizando o algoritmo SEBAL na região de Dourados, Paiva (2005) encontrou radiação emitida pela superfície de $510,39 \text{ W.m}^{-2}$.

Na Figura 18, é apresentado o histograma de frequência de ocorrência dos valores de R_{emit} do dia 2 de outubro de 2002. Observa-se uma variação dos valores do R_{emit} 348 e 522 W.m^{-2} , sendo a média de $447,54 \text{ W.m}^{-2}$. Nesta figura os menores valores de R_{emit} estão associados aos corpos d'água e áreas de maior altitude.

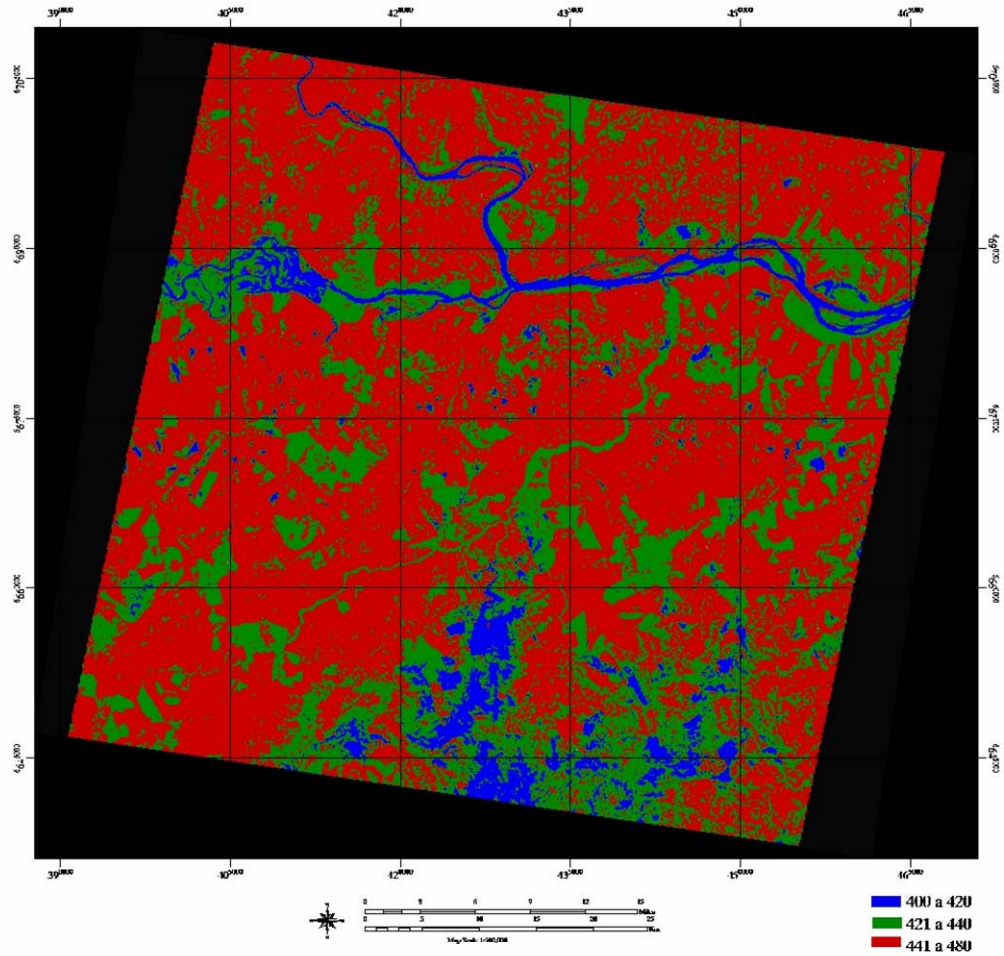


FIGURA 17. Radiação de ondas longas emitida pela superfície (W.m^{-2}) estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.

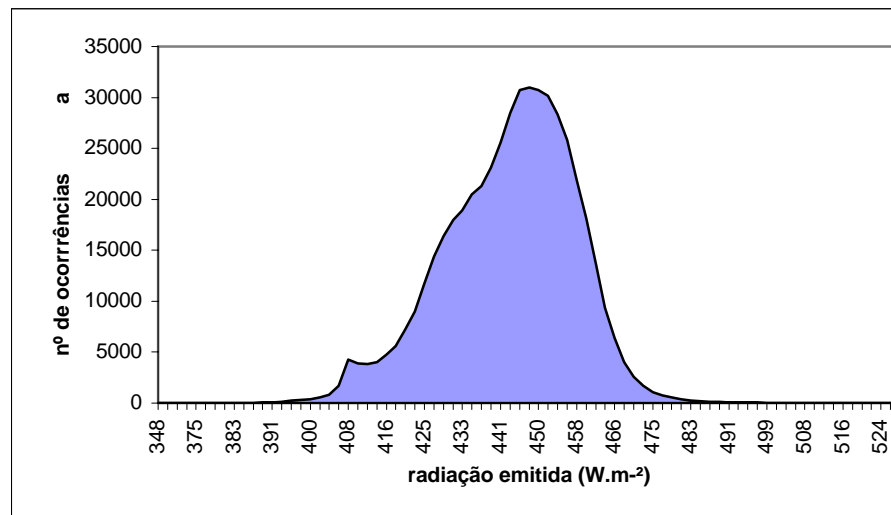


FIGURA 18. Histograma de frequência da radiação de ondas longas emitida estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.

TABELA 7. Valores absolutos médios dos componentes de ondas longas e do saldo de radiação dos alvos analisados na imagem de 2 de outubro de 2002.

Alvos	R_{emit} ($W.m^{-2}$)	$R_{atm,ref}$ ($W.m^{-2}$)	Rn_{OL} ($W.m^{-2}$)	Rn ($W.m^{-2}$)
Arroz	446,80	8,61	100,94	504,75
Solo Exposto	447,23	12,07	104,83	488,08
Área Urbana	433,74	10,52	89,79	513,32
Água de açude	417,24	8,72	71,49	605,30
Água de rio	409,97	8,87	64,37	591,02
Vegetação (reflorestamento)	427,33	6,90	79,76	547,31

Nota: R_{emit} é a radiação emitida, $R_{atm,ref}$ é a radiação atmosférica refletida, Rn_{OL} é o saldo de radiação de ondas longas e Rn é o saldo de radiação.

b) Radiação atmosférica

A radiação atmosférica (R_{atm}), ou seja, radiação de ondas longas emitida pela atmosfera na direção da superfície, calculada a partir dos dados de estação meteorológica de superfície, apresentou um valor de $354 W.m^{-2}$ para o dia 2 de outubro de 2002, constante para toda a cena.

c) Radiação atmosférica refletida

Já para o componente radiação atmosférica refletida pela superfície $R_{atm,ref}$, os menores valores foram observados na área coberta por vegetação, seguida dos corpos d'água e alcançando os maiores valores sobre áreas com baixa biomassa e solo exposto (Tabela 7). Isto deve-se ao fato de que a $R_{atm,ref}$ depende da emissividade da superfície (equação 12), em que os menores valores ocorreram sobre as áreas com baixa densidade de biomassa e solo exposto. Já nas áreas vegetadas a emissividade atingiu valores próximos a 1.

d) Saldo de radiação de ondas longas

Na Figura 19, observa-se que os menores valores de saldo de radiação de ondas longas (Rn_{OL}) concentraram-se sobre as áreas de solo exposto e nos corpos d'água, encontrou-se os maiores valores de Rn_{OL} . Isto ocorre devido ao fato de que Rn_{OL} é obtido através do cômputo entre a R_{emiss} , a R_{atm} e a $R_{atm,ref}$ e como sobre a superfície do solo exposto há maior perda de radiação para a atmosfera do que nas demais superfícies, devido à maior temperatura e baixa umidade, não conseguindo armazenar a radiação, perdendo-a para a atmosfera.

A Figura 20 mostra o histograma de frequência do Rn_{OL} , no qual observa-se variação do saldo de radiação de ondas longas entre 132 e 59 $W.m^{-2}$. A mediana calculada foi de 122,81 $W.m^{-2}$. Todos os *pixels* da imagem assumiram valores negativos, o que mostra uma perda de radiação na forma de ondas longas pela superfície.

Na Tabela 7 pode-se observar que os menores valores absolutos de (Rn_{OL}) encontram-se sobre os corpos d'água, com 64,37 $W.m^{-2}$ na água do rio e 71,49 $W.m^{-2}$ na água de açude. Na área de reflorestamento foi encontrado Rn_{OL} de 79,76 $W.m^{-2}$. Na área urbana, foi observado Rn_{OL} de aproximadamente 90 $W.m^{-2}$. As maiores perdas de radiação de ondas longas foram observadas sobre a cultura de arroz e solo exposto, com 100,94 e 104,83 $W.m^{-2}$, respectivamente.

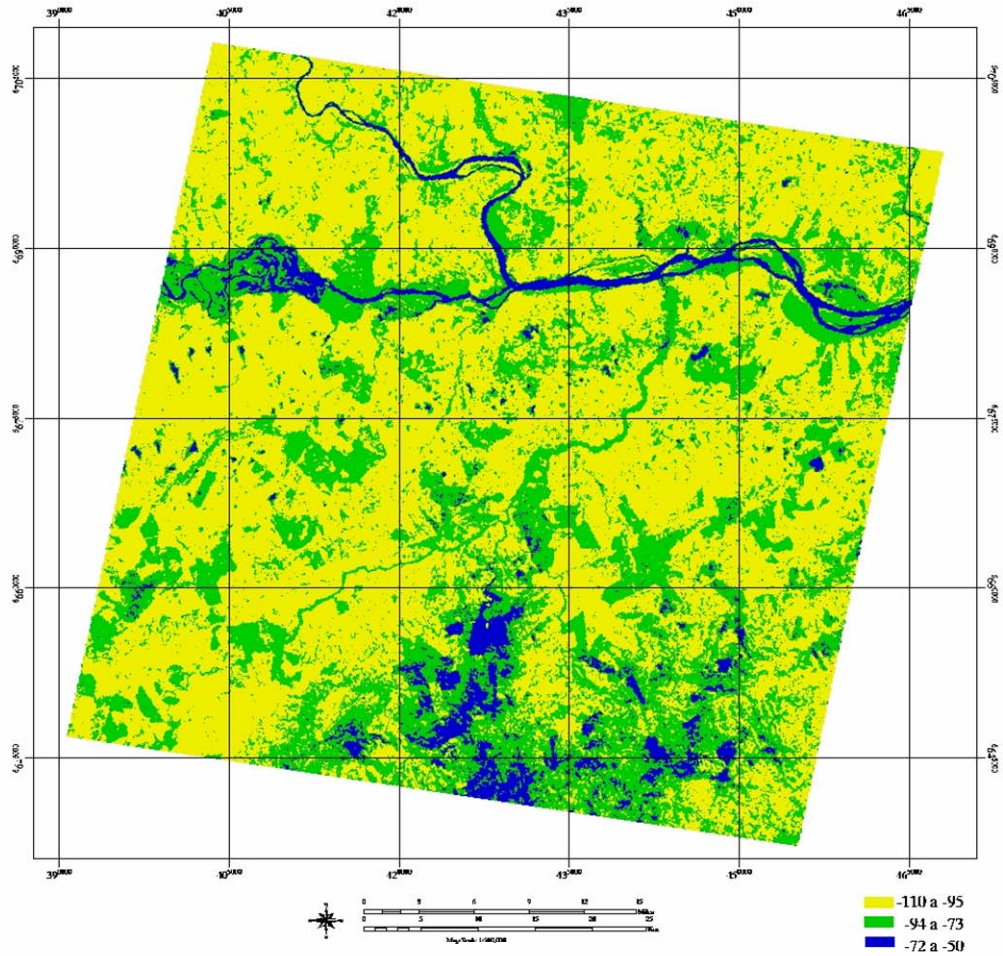


FIGURA 19. Saldo de radiação de ondas longas (W.m^{-2}) estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.

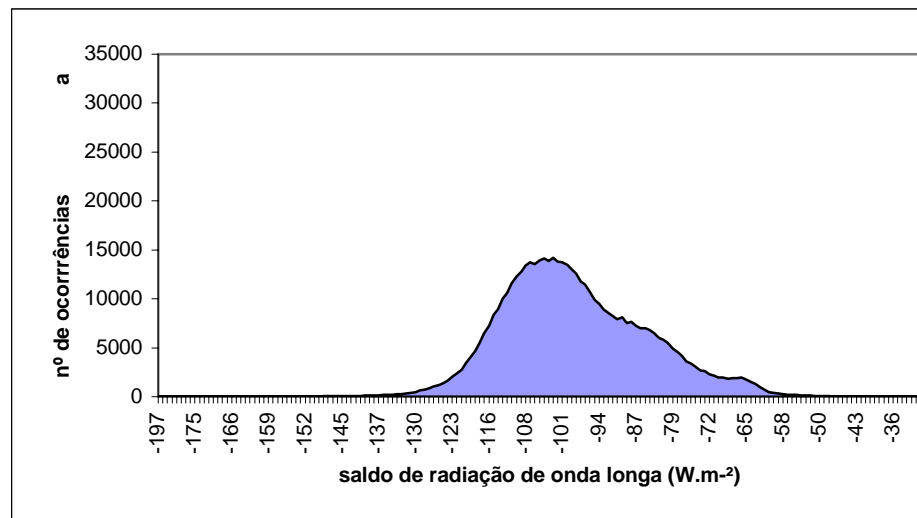


FIGURA 20. Histograma de frequência do saldo de radiação de ondas longas.

4.2.1.3 Saldo de radiação

Na Figura 21 pode-se observar a imagem resultante de todo o cômputo do saldo de radiação na imagem ASTER de 2 de outubro. Na imagem, os maiores saldos de radiação foram observados naqueles alvos em que houve maior aprisionamento de radiação de ondas curtas ($R_{n_{oc}}$) e menor perda na forma de ondas longas ($R_{n_{ol}}$).

O histograma de frequência (Figura 22) mostra a variação do saldo de radiação na superfície entre 195 e 707 $W.m^{-2}$. A maior concentração de *pixels* encontra-se entre 430 e 640 $W.m^{-2}$. A mediana calculada foi de 527,42 $W.m^{-2}$.

Os menores valores de R_n foram encontrados sobre o solo exposto, com aproximadamente 488 $W.m^{-2}$, sobre a área ocupada por arroz e área urbana, 504,75 e 513,32 $W.m^{-2}$, respectivamente. Valor intermediário foi observado na área vegetada, com R_n de 547,31 $W.m^{-2}$. Os maiores valores do saldo de radiação foram encontrados nos corpos d'água, com 591 $W.m^{-2}$ na água de rio e 605,3 $W.m^{-2}$ na água de açude.

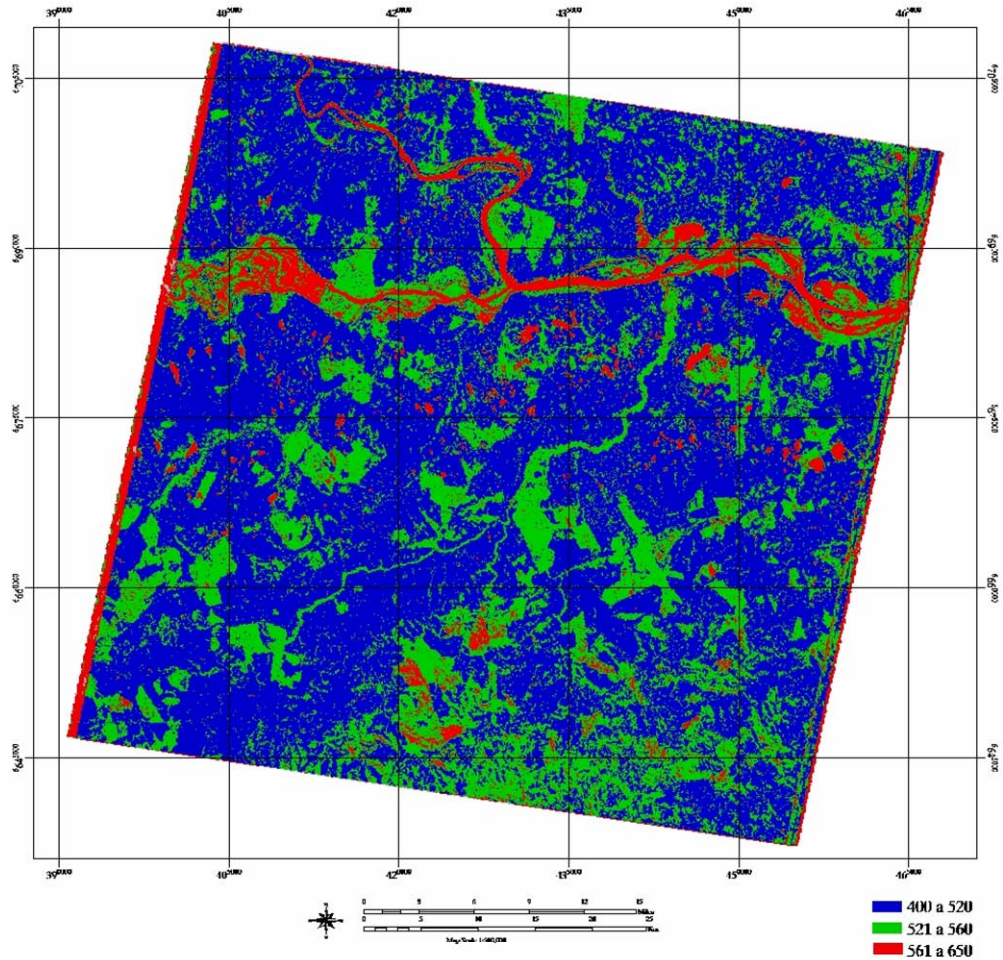


FIGURA 21. Saldo de radiação na superfície (W.m^{-2}) estimado através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.

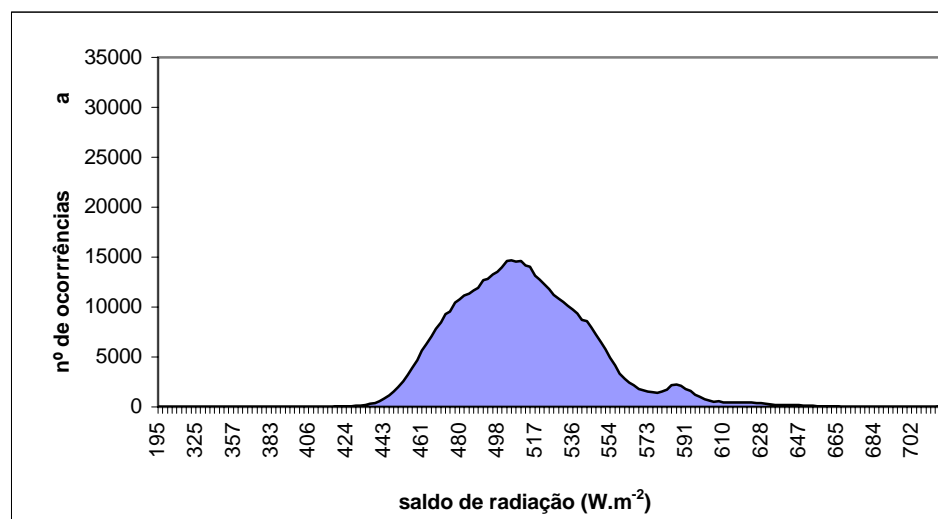


FIGURA 22. Histograma de frequência do saldo de radiação na superfície através de imagens ASTER, do dia 2 de outubro de 2002.

Diante dos resultados apresentados para esta imagem, observa-se a coerência dos dados estimados, o que é encorajador para este tópico de pesquisa. O método proposto para estimar o saldo de radiação pode ser aplicado para grandes áreas, obtendo-se vantagem diante das medições pontuais dos componentes de R_n que são realizadas em experimentos agrônomicos. É claro, que para se ter uma avaliação criteriosa quanto à eficiência do método é necessário fazer medições simultâneas em superfície para verificar a verdade terrestre.

Uma limitação da obtenção do saldo de radiação através do sensor ASTER é a captação das imagens, já que é necessária a ausência de nuvens. Como a resolução temporal é baixa, ou seja, retorna à mesma área a cada 16 dias, em muitos casos, como o ocorrido neste estudo, as medições foram realizadas em superfície, mas não houve a captação de imagens na mesma área devido à presença de nuvens.

4.2.2 Balanço de radiação: imagem 2 (22 de março de 2007)

As condições ambientais (especialmente relevo, tipo de solo, uso e cobertura do solo,...) são bastante distintas entre a imagem 1 (2 de outubro de 2002) e a imagem 2 (22 de março de 2007).. Comparando-se os dados medidos nas duas estações meteorológicas, verifica-se que as condições foram também distintas. Na imagem localizada mais ao sul (imagem 1), a demanda evaporativa da atmosfera foi maior do que na imagem 2, com maior incidência de radiação solar e maior temperatura do ar, enquanto que a umidade relativa do ar foi menor. Nos tópicos a seguir serão mostrados os

resultados do balanço de radiação para a região imageada mais ao norte (imagem 2), comparados aos resultados obtidos na imagem 1.

4.2.2.1 Componentes de ondas curtas

a) Albedo

Nas Figuras 23 e 24 estão representados a imagem e o histograma resultante da aplicação dos algoritmos de geração do albedo da superfície. Na imagem, observa-se a predominância da cor verde, com albedo variando entre 10 e 17%. As cores vermelha e azul foram pouco freqüentes. No histograma verifica-se que os valores de albedo entre 5 e 25% ocorreram em número significativo, sendo o albedo médio de 18,75%.

Apesar do valor médio do albedo em ambas imagens ser próximo, os albedos obtidos na imagem 2 tiveram menor faixa de variação quando comparado à imagem 1. Dada a menor diversidade de uso e cobertura do solo nesta imagem, o resultado foi coerente com o esperado. Outro aspecto importante a ser considerado é a presença do relevo mais complexo na imagem 2 em relação à imagem 1, o que torna a interpretação dos resultados também mais complexa. As áreas em vermelho, com maior albedo, podem estar associadas a um efeito conjunto de tipo de vegetação (por exemplo: matas de galeria) e de sombra decorrente da geometria de iluminação dos *pixels*.

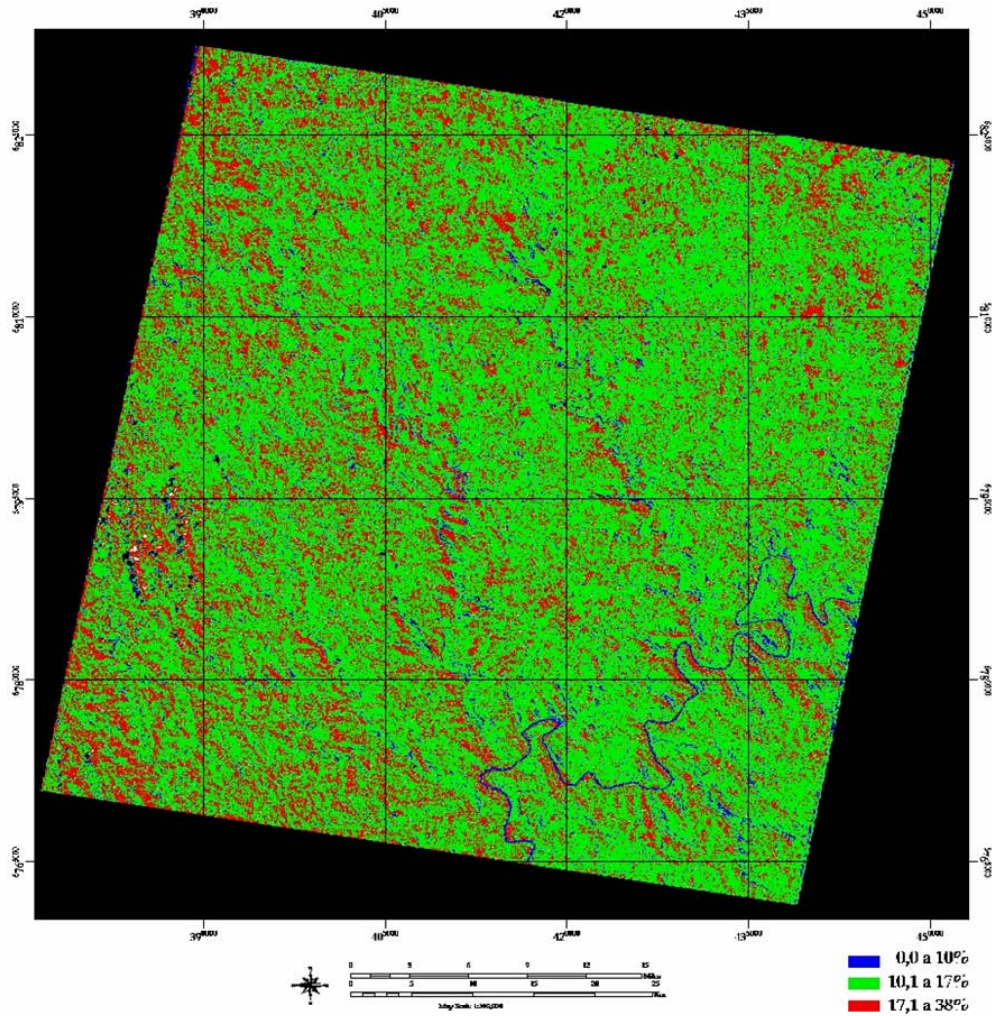


FIGURA 23. Albedo da superfície estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.

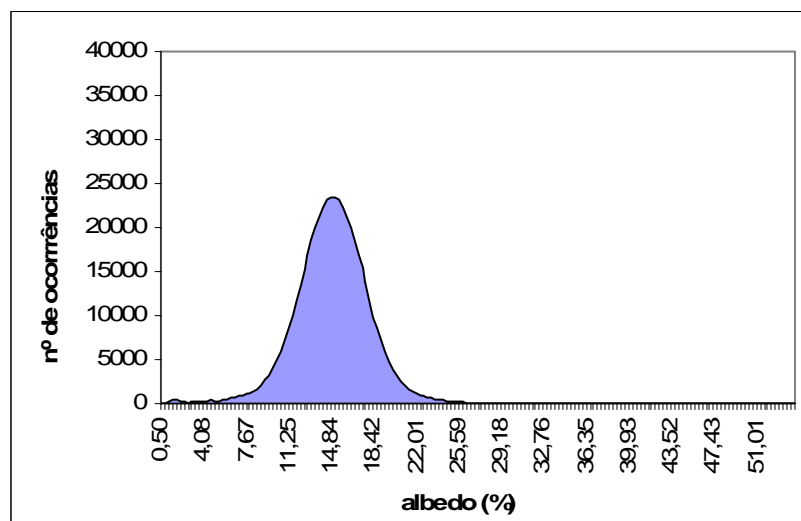


FIGURA 24. Histograma de frequência do albedo da superfície do dia 22 de março de 2007.

Analisando os valores médios sobre alguns alvos de interesse (Tabela 8), verificam-se valores semelhantes da imagem 1. Sobre a água do rio o albedo médio foi de 7,29% (inferior a imagem 1), na área urbana, foi de 17,93% (superior que a imagem 1) e na área coberta com vegetação foi 15,98% (superior que na imagem 1). Estes valores ficaram na mesma faixa de magnitude dos valores apresentados pela literatura (Bastiaanssen, 2000 e Cabral, 2007).

TABELA 8. Valores médios dos componentes de ondas curtas: albedo e saldo de radiação de ondas curtas ($R_{n_{oc}}$) de alguns alvos de interesse, obtidos da imagem de 22 de março de 2007

Alvos	Albedo (%)	$R_{n_{oc}}$ ($W.m^{-2}$)
Área Urbana	17,93	533,48
Água de rio	7,29	602,64
Vegetação	15,98	546,1

$R_{n_{oc}}$ é o saldo de radiação de ondas curtas

b) Saldo de radiação de ondas curtas

Para o saldo de radiação de ondas curtas ($R_{n_{oc}}$) os resultados estão apresentados nas Figuras 25 e 26. Observa-se maior freqüência de valores entre 536 e 580 $W.m^{-2}$ (cor azul escuro). Nesta imagem, os valores de $R_{n_{oc}}$ foram inferiores aos obtidos a partir da imagem 1, o que pode ser explicado por um lado pela menor incidência de radiação solar, a qual representa o componente do balanço de radiação de maior magnitude e por outro lado, pela maior freqüência de ocorrência de albedo com valores maiores.

Nos alvos de interesse (Tabela 8) observa-se que sobre a água do rio, o $R_{n_{oc}}$ médio foi de 602 $W.m^{-2}$, sobre a área urbana, 533 $W.m^{-2}$ e na área coberta por vegetação foi de 546 $W.m^{-2}$. De forma semelhante ao observado na imagem 1, o saldo de radiação de ondas curtas foi mais elevado sobre os

alvos em que o albedo foi menor, o que causa uma perda da radiação incidente e, conseqüentemente, menor quantidade de radiação fica armazenada na superfície.

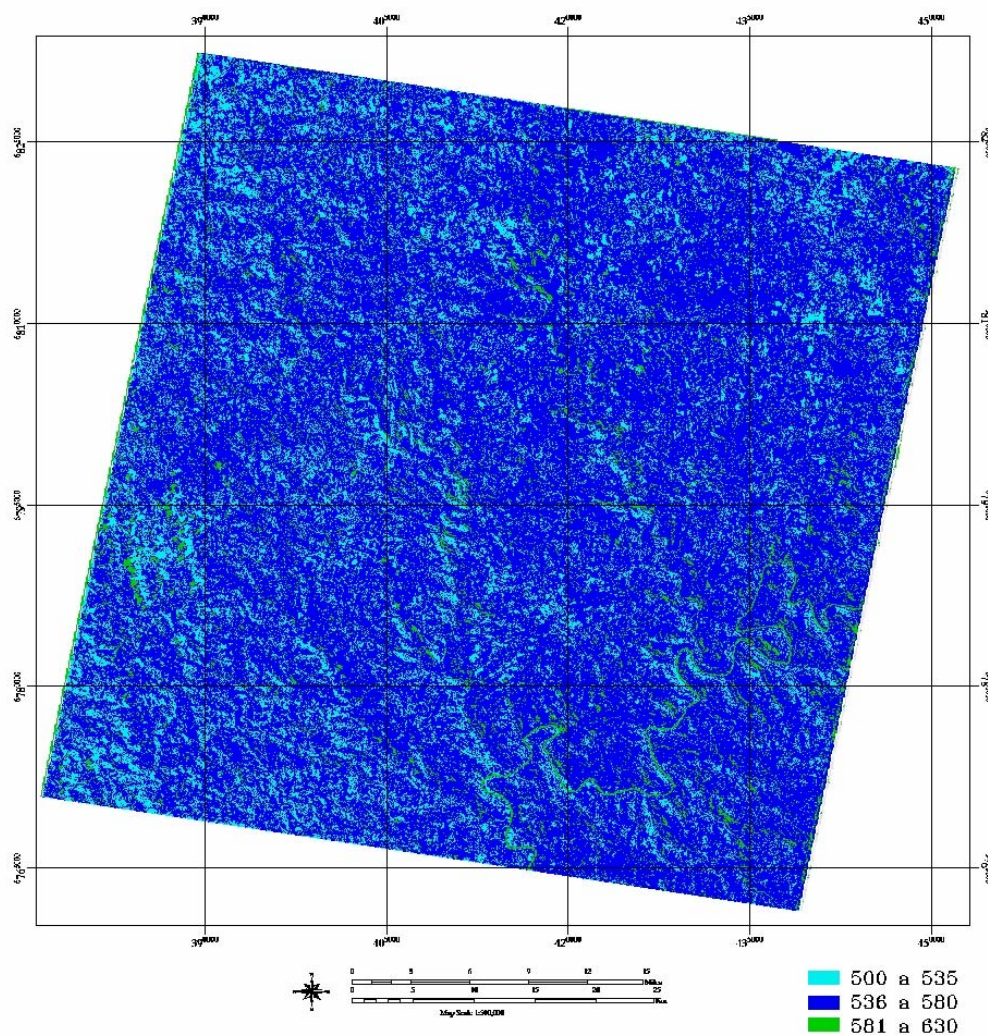


FIGURA 25. Saldo de radiação de ondas curtas na superfície ($W.m^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.

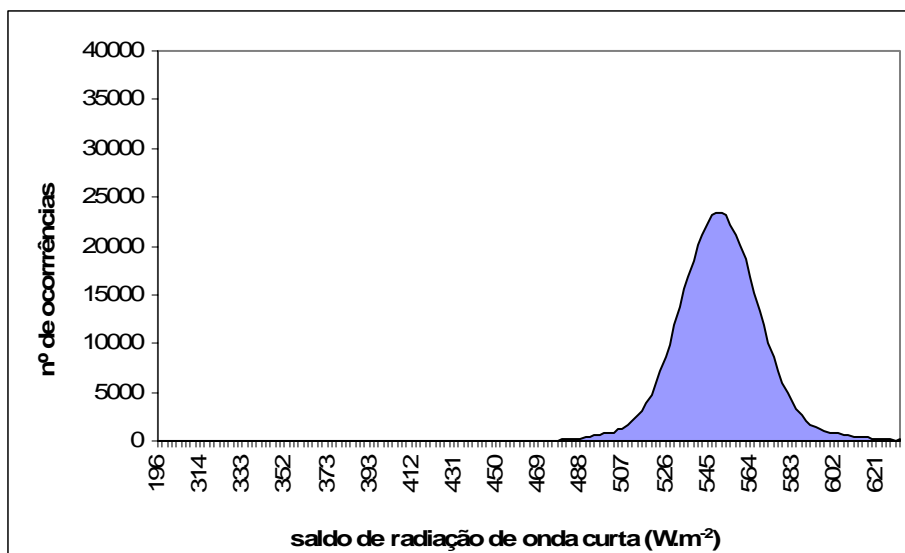


FIGURA 26. Histograma de frequência do saldo de radiação de ondas curtas estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.

4.2.2.2 Componentes de ondas longas

a) Radiação de ondas longas emitida pela superfície

Nas Figuras 27 e 28, referentes ao dia 22 de março de 2007, observa-se que a maior parte dos valores de radiação de ondas longas emitida pela superfície (R_{emit}), em valores absolutos, ocorreu entre 440 e 480 $W.m^{-2}$ (cor vermelha). Nesta imagem foi observado um pequeno número de *pixels* com cores verde (420 a 440 $W.m^{-2}$) e laranja (481 a 520 $W.m^{-2}$). As diferenças em relação à imagem 1 estão associadas às diferenças de temperaturas da superfície, tendo a imagem 2 maior homogeneidade de distribuição deste elemento.

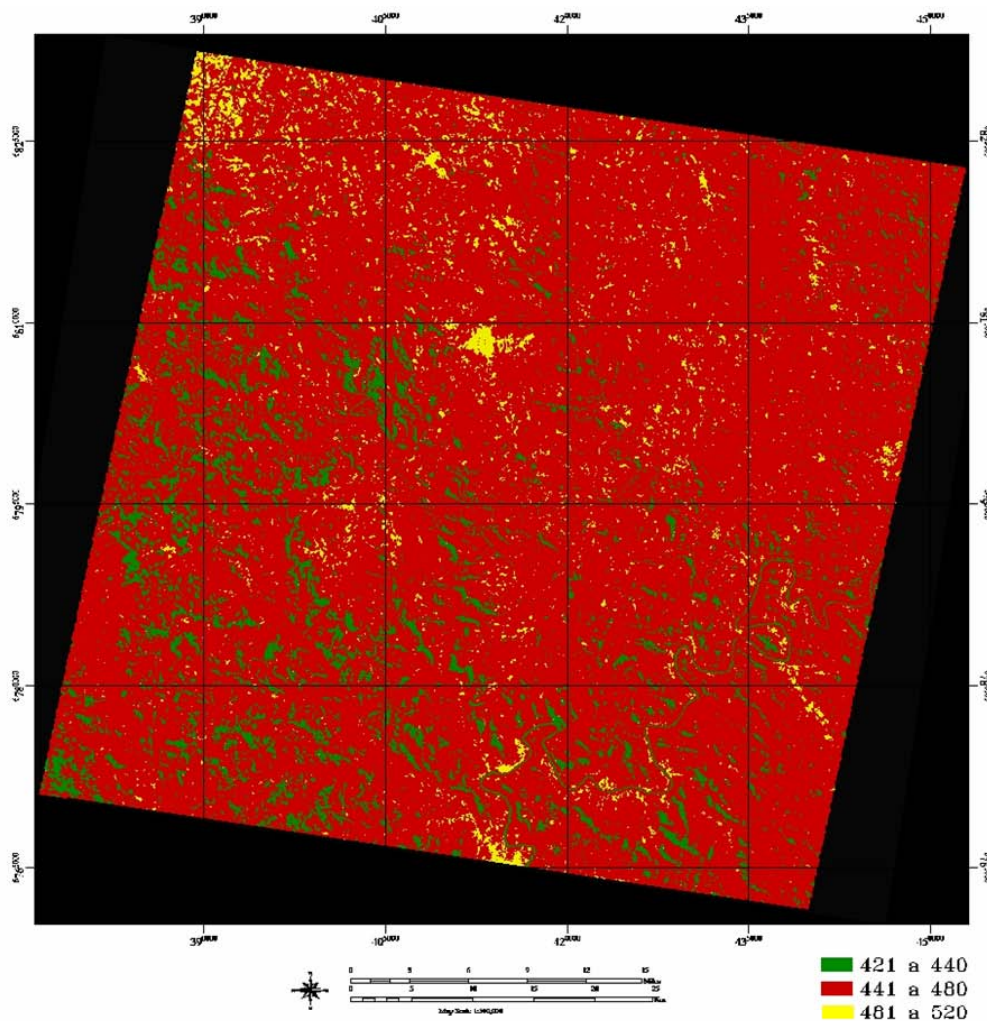


FIGURA 27. Radiação de ondas longas emitida pela superfície ($W.m^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.

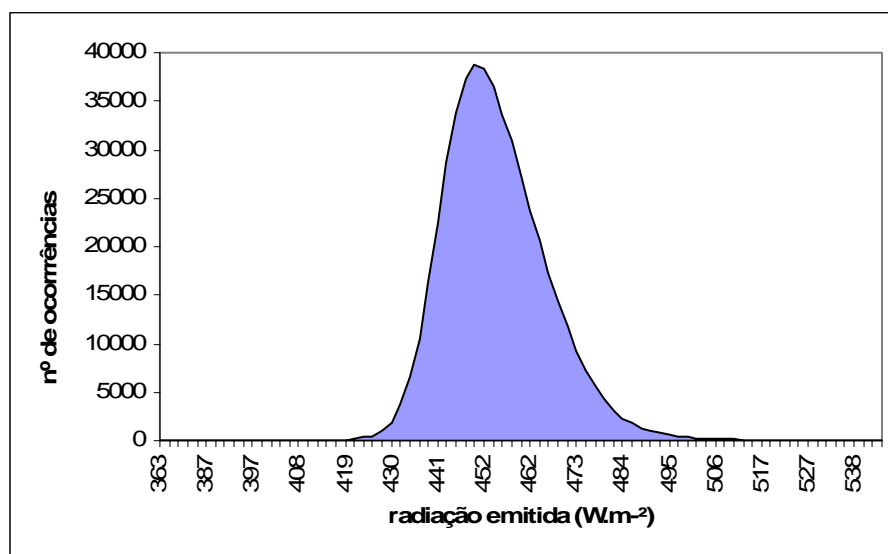


FIGURA 28. Histograma de frequência da radiação de ondas longas emitida pela superfície estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.

Na Tabela 9, observa-se que a média da R_{emit} encontrada sobre as áreas de interesse foram de 453 W.m^{-2} na área vegetada, 437 W.m^{-2} sobre o rio e de 492 W.m^{-2} na área urbana. Comparando-se os resultados entre as duas imagens, verifica-se que a R_{emit} da imagem 2 foi sempre superior, tanto para a área vegetada, água de rio e área urbana.

TABELA 9. Valores absolutos médios dos componentes de ondas longas e saldo de radiação de alguns alvos de interesse, obtidos da imagem de 22 de março de 2007

Alvos	R_{emit} (W.m^{-2})	$R_{atm,ref}$ (W.m^{-2})	Rn_{OL} (W.m^{-2})	Rn (W.m^{-2})
Área Urbana	492,41	5,96	329,63	203,86
Água de rio	437,36	7,23	255,84	326,00
Vegetação	453,12	4,86	289,21	256,88

R_{emit} é a radiação emitida, $R_{atm,ref}$ é a radiação atmosférica refletida, Rn_{OL} é o saldo de radiação de ondas longas e Rn é o saldo de radiação.

b) Radiação de ondas longas emitida pela atmosfera

A radiação de ondas longas emitida pela atmosfera na direção da superfície (R_{atm}), apresentou um valor de $168,76 \text{ W.m}^{-2}$ para a área da imagem 2. Este valor foi inferior ao encontrado para a área da imagem 1 (354 W.m^{-2}), o pode ser explicado pelas diferenças de temperatura do ar entre as duas áreas ($17,7 \text{ }^\circ\text{C}$ na imagem 1 e $22 \text{ }^\circ\text{C}$ na imagem 2).

c) Radiação atmosférica refletida pela superfície

A radiação atmosférica refletida pela superfície ($R_{atm,ref}$) apresentou valores médios entre $4,86$ e $7,23 \text{ W.m}^{-2}$ (Tabela 9). Os maiores valores de $R_{atm,ref}$ foram obtidos sobre água do rio e os menores valores foram obtidos sobre a área coberta com vegetação, resultado diferente do obtido na imagem de outubro de 2002. Isto pode ser devido ao fato de que a

emissividade média da água nesta imagem (0,957) foi inferior aos demais alvos. Como a $R_{atm,ref}$ é obtida pelo produto da R_{atm} pelo complemento da emissividade $(1-\varepsilon)$, então sobre a superfície d'água foram encontrados os maiores valores de $R_{atm,ref}$, diferentemente da área da imagem 1, onde a emissividade média da água foi de 0,974.

d) Saldo de radiação de ondas longas

Na Figura 29 e 30 são apresentados os resultados referentes ao saldo de radiação de ondas longas, Rn_{OL} . Constata-se que todos os *pixels* desta imagem apresentaram valores mais negativos do que na imagem 1, o que significa maior perda de radiação de ondas longas. O intervalo de variação dos dados foram de -200 a -380 $W.m^2$, sendo que os menores Rn_{OL} foram observado sobre a área urbana (área em azul claro).

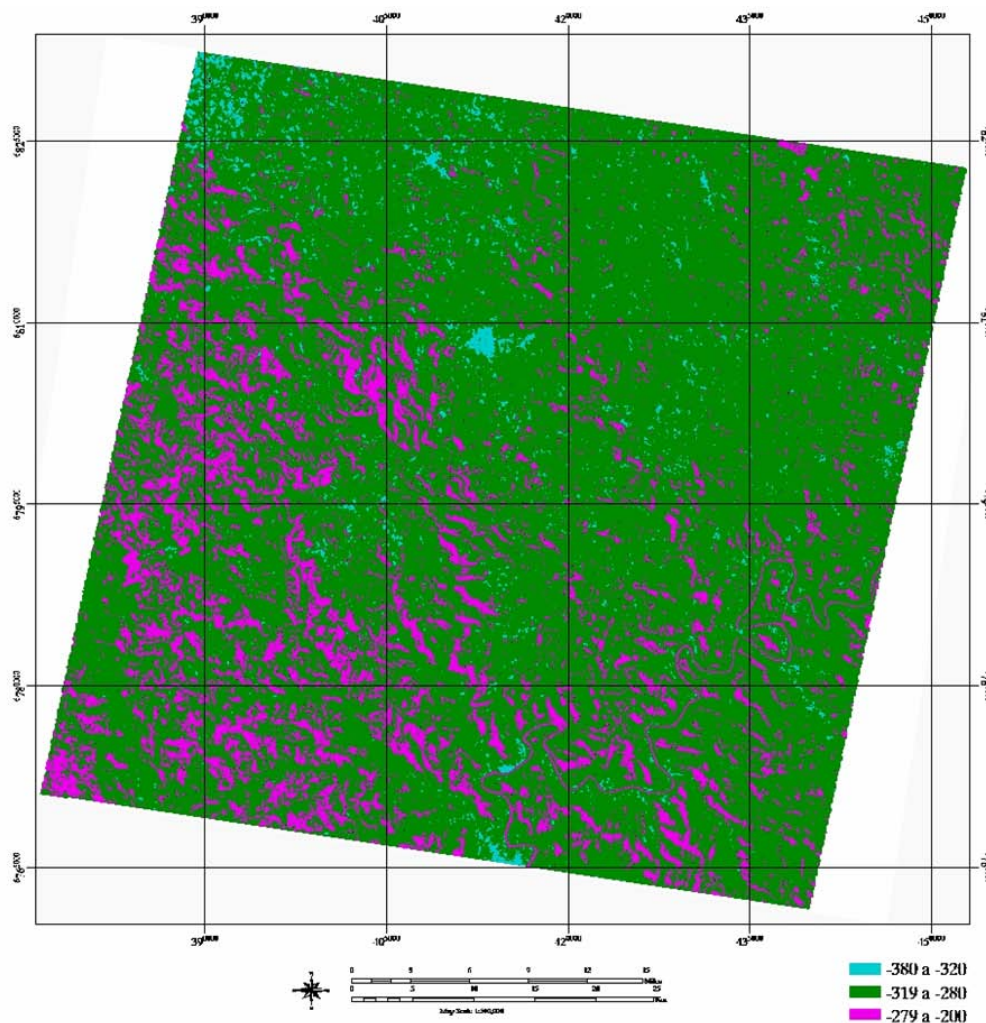


FIGURA 29. Saldo de radiação de ondas longas na superfície ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.

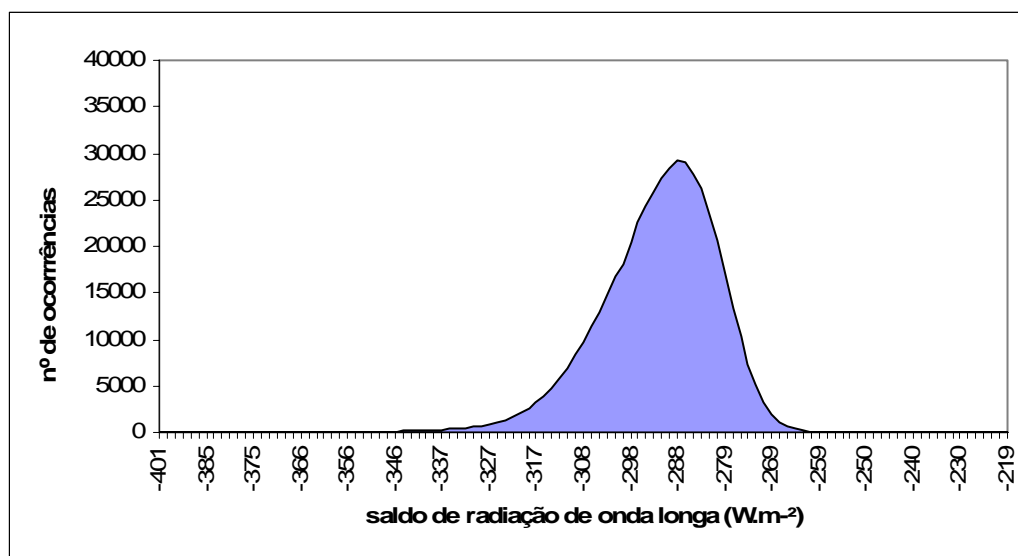


FIGURA 30. Histograma de frequência do saldo de radiação de ondas longas.

4.2.2.3 Saldo de radiação

O saldo de radiação da superfície (R_n) e o histograma de frequência da imagem 2 são apresentados nas Figuras 31 e 32. A maior variação de R_n foi observada entre 120 e 350 $W.m^{-2}$ e a mediana foi de 262,1 $W.m^{-2}$.

O maior saldo de radiação foi encontrado sobre a superfície d'água, como pode ser observado na Figura 31 (cor rosa) e Tabela 9. Este comportamento pode ser explicado analisando os resultados dos balanços de ondas curtas e longa. No primeiro, o fato deste alvo apresentar albedo menor, faz com que ocorra maior absorção de radiação, acarretando elevado saldo de radiação de ondas curtas. No segundo, a menor temperatura determina menor emissão e menor perda de radiação de ondas longas, conforme foi mostrado nos itens anteriores.

Na área urbana (cor azul), foi observado o menor R_n , já que as características da superfície são opostas às do corpo d'água, acarretando menor quantidade de radiação armazenada na superfície. Os *pixels* cobertos por vegetação apresentaram comportamento intermediário.

Comparando a imagem 2 com a 1, observa-se que os maiores e menores valores de R_n foram observados sobre os mesmos alvos. A magnitude de R_n , entretanto, foi maior na imagem 1 devido à maior densidade de fluxo de radiação de ondas curtas incidente.

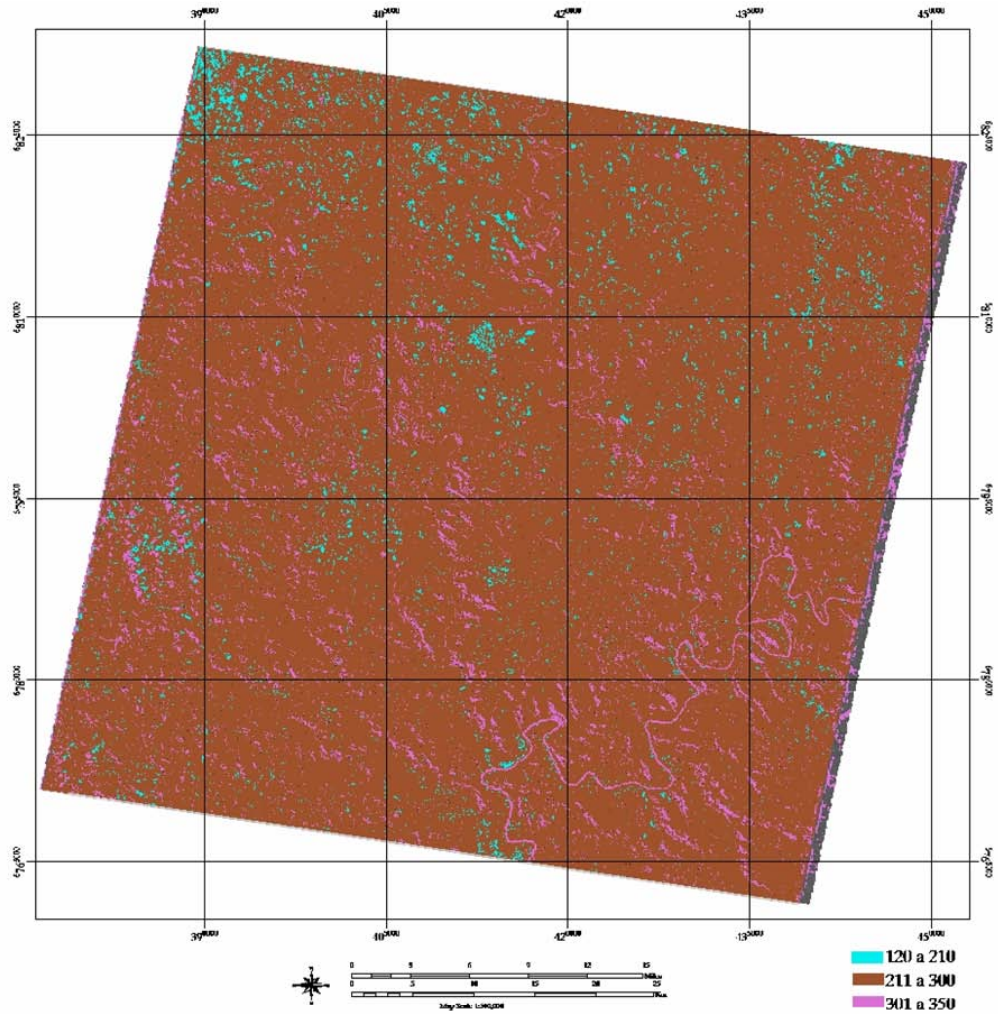


FIGURA 31. Saldo de radiação na superfície (W.m^{-2}) estimado através de imagens ASTER, do dia 22 de março de 2007.

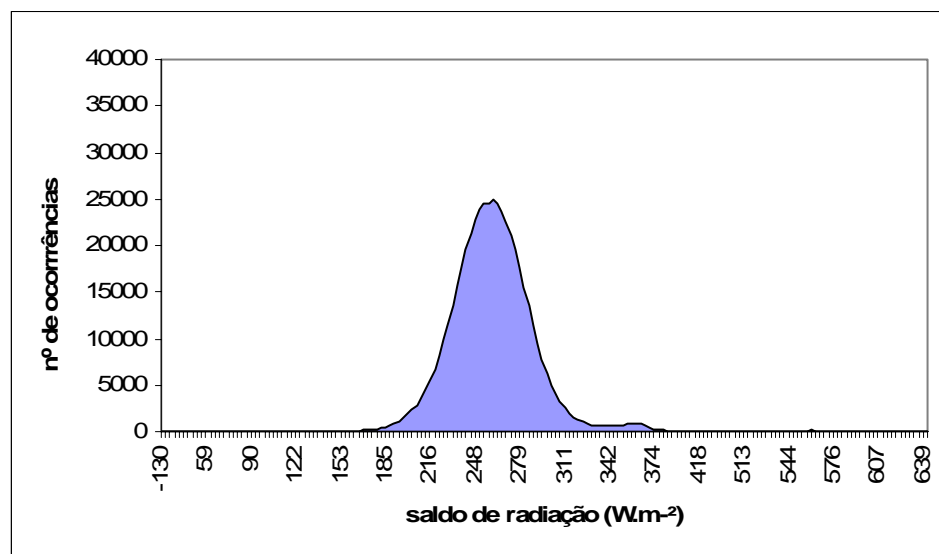


FIGURA 32. Histograma de frequência do saldo de radiação na superfície.

4.3 Avaliação das diferenças de estimativa dos componentes do balanço de radiação decorrentes da topografia

Neste item são apresentados resultados da análise da influência, sobre os componentes do balanço de radiação ($R_{n_{oc}}$ e R_n), do uso de um valor fixo de altitude em toda a imagem ou utilizando um valor variável (dado pelo imagem do Modelo Numérico de Terreno - MNT), para corrigir a transmitância atmosférica e estimar a radiação solar incidente.

Na imagem de diferença entre as estimativas, tanto de $R_{n_{oc}}$ (Figura 33), como de R_n (Figura 35), observa-se predominância de valores positivos entre os cálculos utilizando altitude fixa e com a aplicação do MNT (cor verde). Ou seja, em geral os valores obtidos a partir do uso da altitude fixa foram superiores aos obtidos a partir das variações de altitude da área em estudo.

As maiores diferenças deveriam ser observadas nos fundos dos vales e topos de montanha, ou seja, nas áreas onde a altitude real é mais distinta da altura média. No caso dos fundos de vale, com o aumento da camada atmosférica a ser atravessada, deveria diminuir a transmitância atmosférica e a radiação solar. Em consequência, seriam esperadas reduções em $R_{n_{oc}}$ e em R_n . O contrário deveria ocorrer nos topos de montes. Entretanto, salienta-se que a altura média utilizada no cálculo foi de 635 m (estação meteorológica de Bento Gonçalves), o que no recorte feito na imagem 2 se aproxima da altura dos topos dos montes (Figura 6). Portanto, no caso em análise as maiores diferenças seriam esperadas somente nos vales dos rios.

Nas imagens, entretanto, sobre os rios R_n utilizando o MNT mostrou-se superior àquele obtido com a altura fixa, ou seja, o oposto do que era

esperado. Uma possível explicação, que deve ser investigada em trabalhos futuros, é o efeito do sombreamento do relevo, causando diminuição na radiação incidente efetivamente, já que o sensor capta imagens às 10h e 30 min.

No histograma de frequência destas imagens observa-se que as diferenças foram pequenas, variando de -40 a 60 W.m^{-2} para o Rn_{oc} (Figura 34).e de -15 a 30 W.m^{-2} para Rn (Figura 36). Ao analisar a imagem de radiação solar global estimada a partir do uso do MNT encontra-se a explicação. A radiação solar estimada ao longo da cena teve uma variação entre 630 e 645 (Figura 37), o que pode ser considerada pequena frente às variações reais que ocorrem pelo efeito de sombreamento e diferenças de geometria de iluminação dos *pixels*.

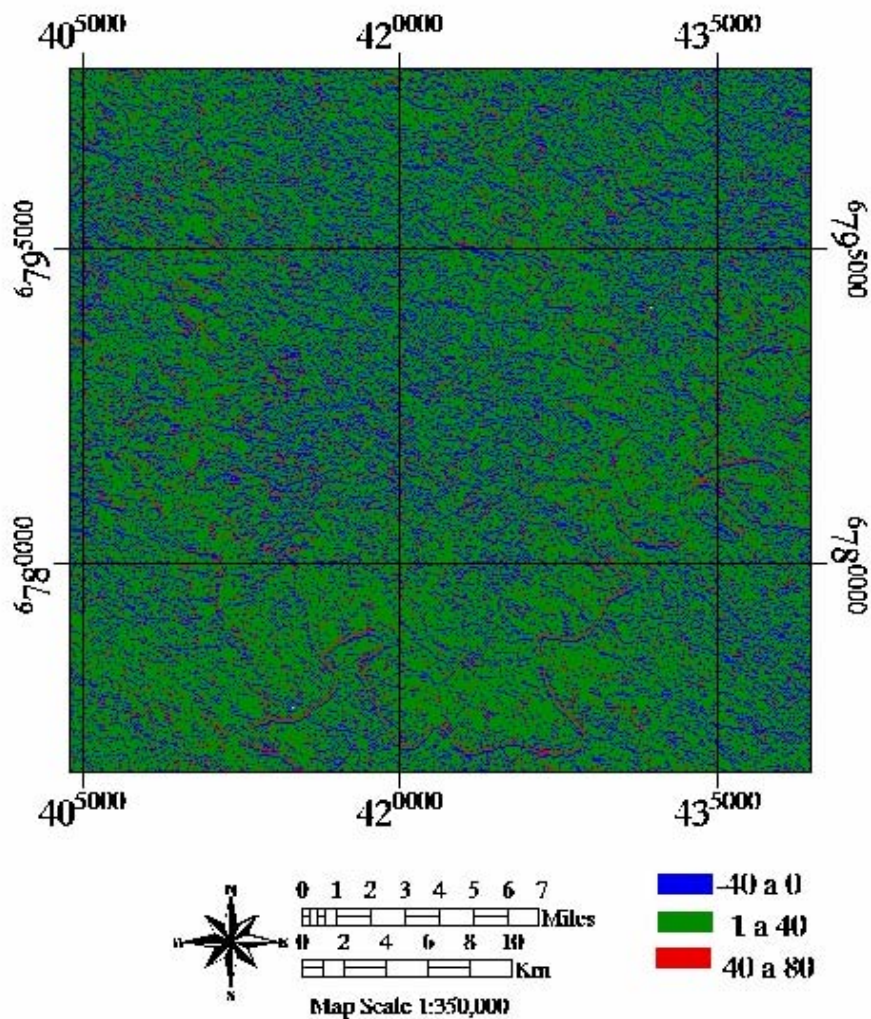


FIGURA 33. Imagem diferença entre o Rn_{OC} (atitude fixa) e o Rn_{OC} (MNT) ($W.m^{-2}$), em 22 de março de 2007.

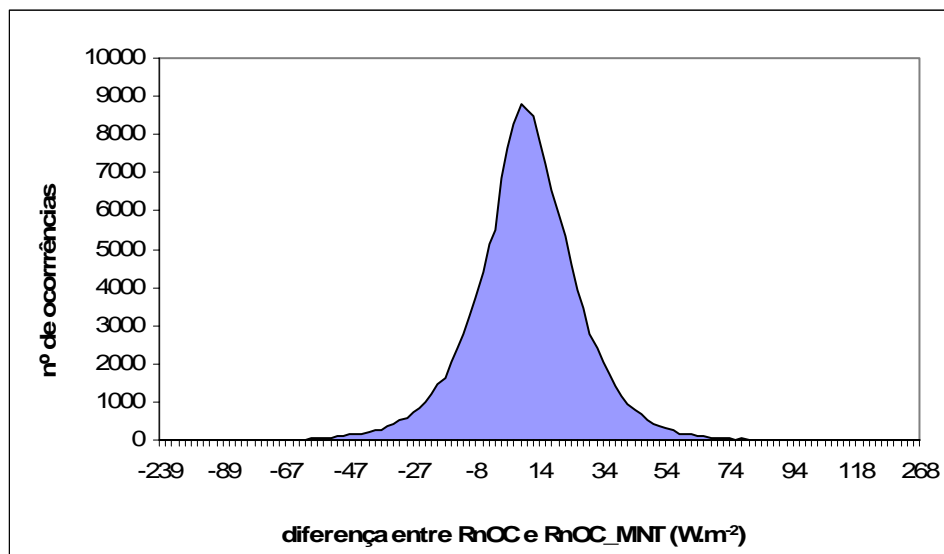


FIGURA 34. Histograma de freqüência da imagem diferença entre o Rn_{OC} obtido a partir de uma altura fixa e o Rn_{OC} obtido a partir do MNT.

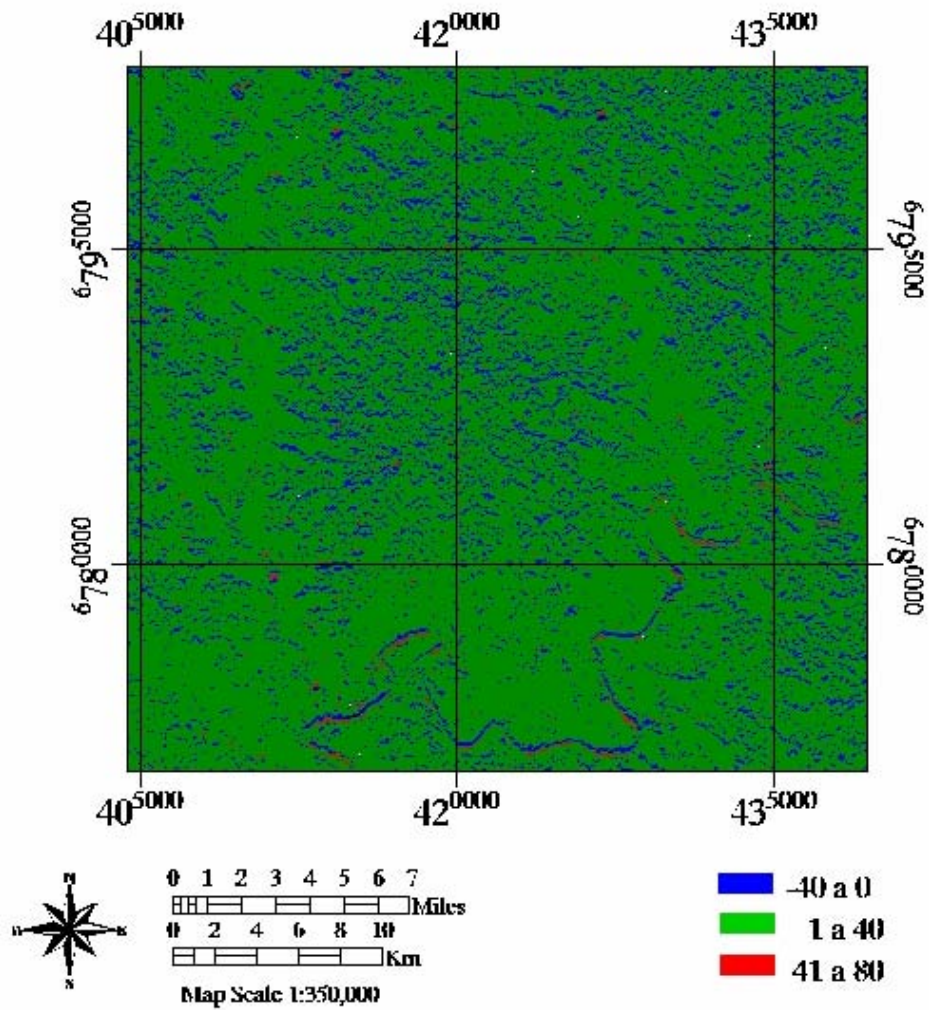


FIGURA 35. Imagem diferença entre o R_n (atitude fixa) e o R_n (MNT) ($W.m^{-2}$), 22 de março de 2007.

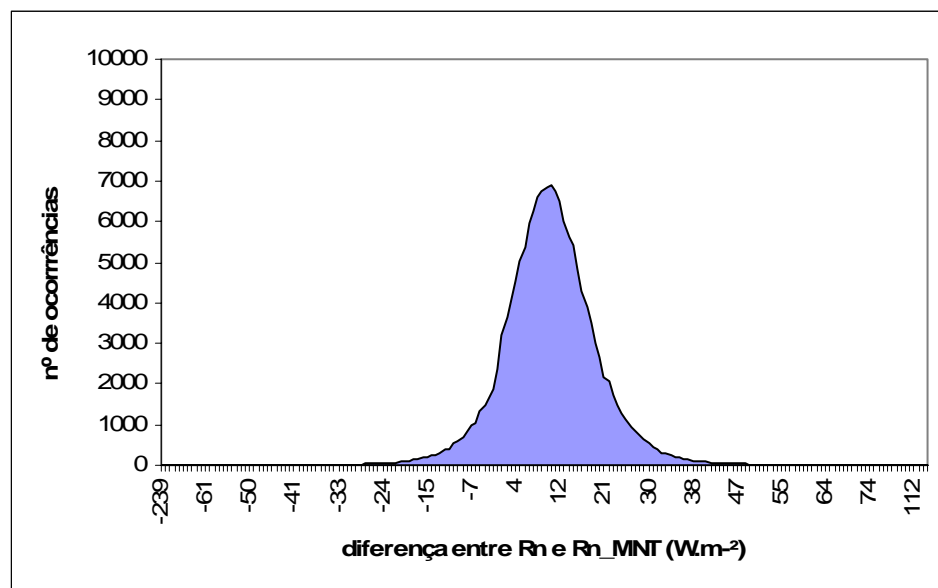


FIGURA 36. Histograma de freqüência da imagem diferença entre o R_n obtido a partir de uma altura fixa e o R_n obtido a partir do MNT.

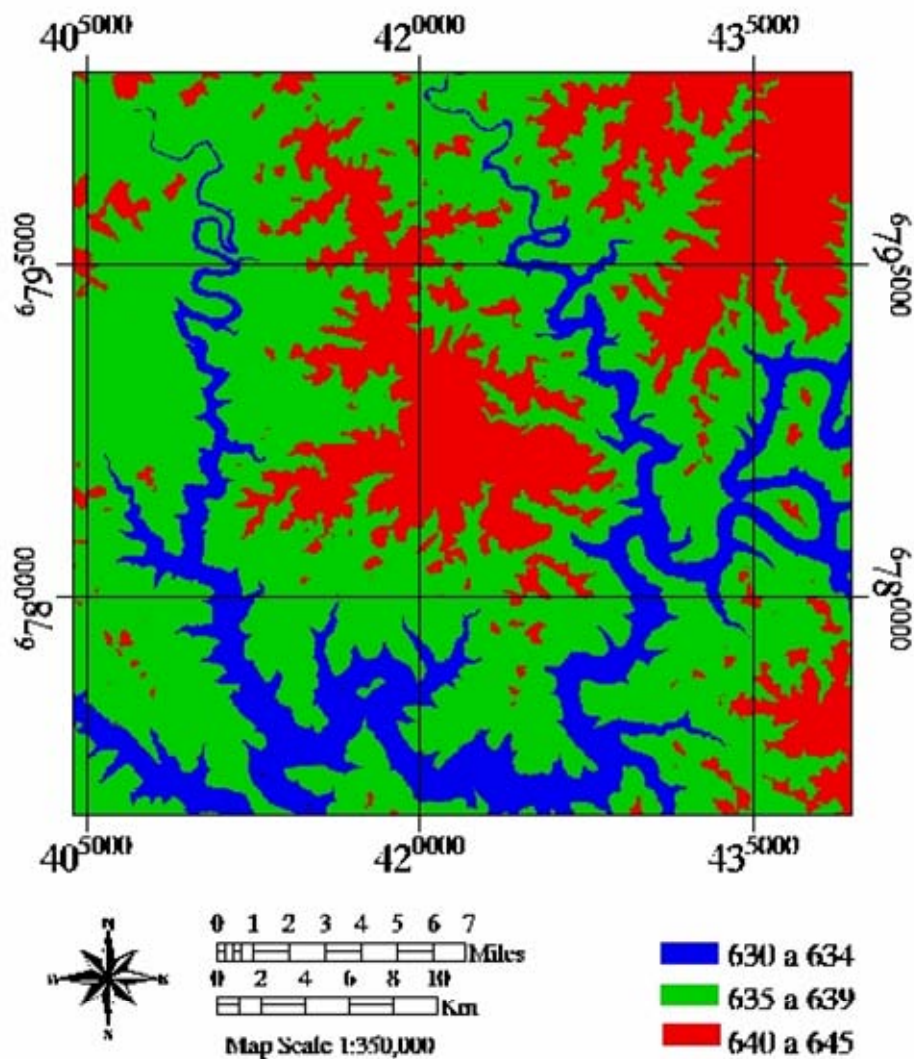


FIGURA 37. Imagem da radiação incidente estimada ($W.m^{-2}$) utilizando MNT, 22 de março de 2007.

Os diagramas de dispersão (Figura 38) mostram que o maior impacto se dá sobre Rn_{oc} (maior nuvem de dispersão) do que sobre Rn , o que é coerente com o esperado.

O estudo feito evidenciou que, na estimativa do saldo de radiação, utilizando o modelo numérico de terreno, há a necessidade de análise não somente da elevação do terreno (MNT), mas também levar em consideração outros elementos como a declividade e orientação do mesmo, pois com estas informações pode-se obter o ângulo zenital da normal à cada pixel. No

caso deste estudo, o ângulo zenital foi considerado constante em toda a cena. Com a inclusão dessas variáveis, possivelmente será observada maior diferença entre os métodos, já que a topografia influencia a quantidade de radiação que incide na superfície, conforme foi constatado por Di Pace (2004). O autor observou que, com aplicação do MNT, foram encontrados valores menores de Rn do que quando houve a aplicação do MNT.

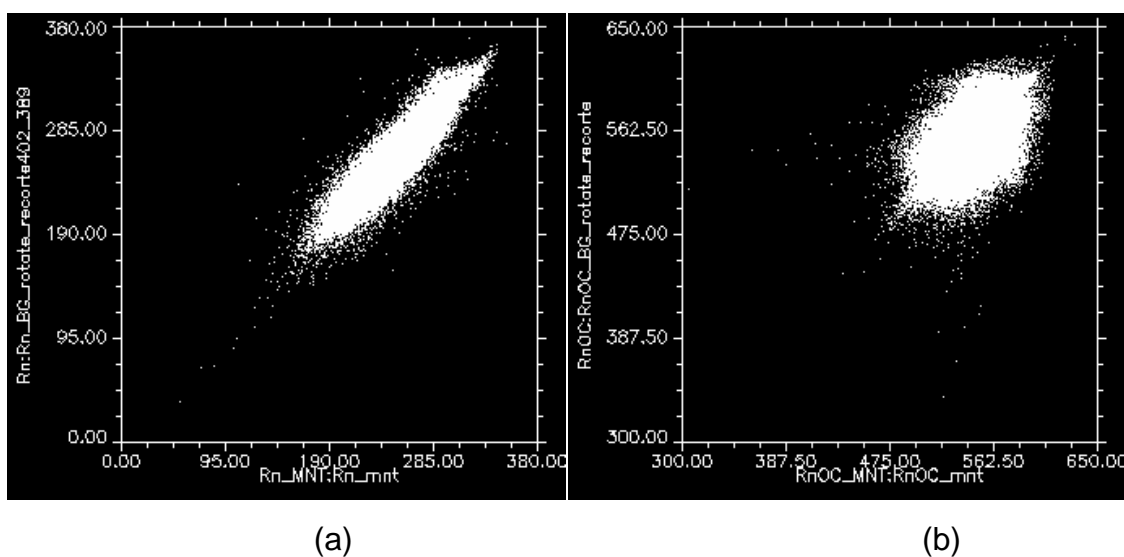


FIGURA 38. Diagrama de dispersão entre o saldo de radiação obtido com altitude fixa e com a aplicação do MNT (a) e entre o saldo de radiação de ondas curtas obtido com altitude fixa e com a aplicação do MNT (b)

5 CONCLUSÕES

As análises realizadas a partir das medições em superfície mostram que o albedo é característico do tipo de cobertura, sendo o valor sobre um corpo d'água menor do que sobre a vegetação. Ocorrem variações temporais nos valores do albedo, as quais estão associadas, principalmente, ao ângulo de elevação solar e às condições de nebulosidade. O albedo médio diário é semelhante ao albedo no horário de passagem do satélite ASTER, às 10:30h hora local ou 13:30TMG. .

Em condições de ausência de nuvens, o saldo de radiação pode ser obtido a partir de medições dos canais refletivos e termais do sensor ASTER, complementadas com informações de superfície. A informação gerada mostra a distribuição espacial do saldo de radiação, o que é um avanço em relação à obtenção deste elemento a partir de medições em superfície.

A técnica de balanço de radiação com imagens do satélite ASTER possibilita a obtenção de valores com magnitude esperada para os componentes do balanço de radiação, tanto sobre as áreas vegetadas, como para o solo descoberto e corpos d'água. Porém, para verificar a acurácia do método são necessárias fazer medições em superfícies coincidentes com o momento da passagem do sensor ASTER.

Mesmo que os dados mostrem que usando imagens do sensor ASTER sejam geradas estimativas do saldo de radiação para grandes áreas e com valores dentro da faixa esperada, especialmente para superfícies com relevo acidentado, é necessário levar em consideração a altitude, inclinação e orientação do terreno.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAMS, M. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and reflection Radiometer (ASTER): Data products for the high spatial resolution Imager on NASA'S TERRA plataforma. **International Journal of Remote Sensing**, London, v.21, n.5, p. 847-859, 2000.

ANDRADE, G. R.; SEDIYAMA, G. C.; DELGADO, R. C.; LIMA, E. P.; MENEZES; S. J. M. C. Estimativa do saldo de radiação utilizando o algoritmo Sebal e imagens do sensor MODIS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 15., 2007, Aracaju. **Anais...** Aracaju: SBAGRO, 2007.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. North Carolina : Academic Press, 1988. p. 9–33. (International Geophysics Series)

ATAÍDE, K. R da P.; SILVA, B. B. da; CAVALCANTI, E. P. Resultados preliminares da estimativa do saldo de radiação diurno usando imagens do sensor MODIS (TERRA e Acqua) para dias de céu claro. **Revista SODEBRAS**, São Paulo, v. 1, n 1, 2006.

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

BAPTISTA, G. M. de M.; CARVALHO, J. M. de; CAMACHO, R. G. V.; BIAS, E. de S.; ZARA, L. F. Variação sazonal da vegetação e da temperatura da superfície em Mossoró, RN, por meio de dados ASTER. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBSR, 2005. p. 2843-2850.

BASTABLE, H. G.; SHUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. L. G. Observations of climate albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian Forest. **International Journal of Climatology**, Chicester, v.13, p.783-96, 1993.

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

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A.

A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 212-213, p. 198-212, 1998.

BASTIAANSSEN, W. G. M; PELGRUM H.; WANG, J.; MORENO, Y.M.J.; ROERINK, G. J. ; VAN DER WAL. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Validation. **Journal of Hidrology**, Amsterdam, v. 212, p. 213-229, 1998b.

BASTOS, E. J. B.; PONTES, E. G. S. Uma comparação de Estimativas do Balanço de Radiação na Superfície mediante dados de Imagens Meteosat-5 e NOAA-14 AVHRR para a região de São Gonçalo no Sertão Paraibano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., 1996, Campos do Jordão. **Anais...** Campos do Jordão: SBMET, 1996. v. 2, p.1485-1487.

BEZERRA, M. V. **Balanço de energia em áreas irrigadas utilizando técnicas de sensoriamento remoto**. Campina Grande, 2004. 125f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Programa de pós-graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004.

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

BURMAN, R.; POCHOP, L.O. **Evapotranspiration and climatic data**. Amsterdam : Elsevier, 1994. 278 p.

CABRAL, S. L.; DI PACE, F. T.; COSTA, N. F. S da; OLIVEIRA, A. D. S. R. Análise preliminar do albedo da superfície na mesorregião leste de Alagoas utilizando imagem do sensor TM/Landsat-5 com algoritmo SEBAL. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 15., 2007, Aracaju. **Anais...** Aracaju: SBAGRO, 2007.

CEBALLOS, J. C.; BASTOS, E. J. B. Um Estudo de Imagens Landsat – 5 no Agreste Paraibano. In: Reflectâncias de duas Épocas do Ano. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 3, n.1, p. 207-215, 1988.

CORREIA, F. W. S. **Estudo do balanço de radiação em área de policultivo na Amazônia**. 2000. 105f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos, 2000.

CROSTA, A. P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento remoto**. Campinas : IG/UNICAMP, 1992. 170 p.

CUNHA, E. G.; BERGAMASCHI, H.; BERLATO, M. A.; MATZENAUER, R. Balanço de radiação em cultura do milho. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 6., 1989, Maceió. **Anais...** Maceió: SBAGRO, 1989. p. 322-329.

DASH, P.; GOTTSCHKE, F. M.; OLESEN, F. S.; FISCHER, H. Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice-current trends. **International Journal of Remote Sensing**, London, v. 23, n. 13, p. 2563-2594, 2002.

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

DI PACE, F.T. **Estimativa do balanço de radiação à superfície utilizando imagens TM - Landsat 5 e Modelo de Elevação Digital**. 2004. 145f. Tese (Doutorado em meteorologia) – Programa de pós-graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004.

DOORENBOS, J., PRUIT, W. O. **Crop water requirements**. Roma, FAO. 1977.144 p.

FERREIRA, N. J. (Coord.); FERNANDES, A.; FERREIRA, A. G.; SILVA, B. B. da; ARAÚJO, C. E. S.de; RAMOS, F. M.; FRANÇA, H. **Aplicações ambientais brasileiras dos satélites NOAA e Tiros-N**. São Paulo: Oficina de Textos, 2004.

FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A.; BERGAMASCHI, H. Balanço de radiação da soja em região subtropical do Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 26, n. 3, p. 411-418, 1991.

FONTANA, D. C.; CUNHA, G. R.; BERGAMASCHI, H.; MATZENAUER, R.; BUENO, A. C. Balanço de radiação e energia em cultura de girassol. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 6., 1989, Maceió. **Anais...** Maceió: SBMET, 1989. p. 313-321.

FRITSCHER, L.J. Net and solar radiation over irrigated field. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v.4, p.55-62, 1967.

GILLESPIE, A.; COTHEM, J. S.; ROKUGAWA, S.; MATSUNAGA, T.; HOOK, S. J.; KAHLE, A. B. A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images, **IEEE Transactions on geoscience and Remote Sensing**, Washington, v. 36, n. 4, p.1113-1126, 1998.

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

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanço de Radiação em Três Ecossistemas da Floresta Amazônica**: Campina, Campinarana e Mata Densa. São José dos Campos, 1994. 183f. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas).- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, 2004.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balço de Radiação e Energia numa cultura de soja irrigada**. Campina Grande, 1989. 110f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) - Programa de Pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 1989.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo – Algorithms, **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 76, n.2: p.213-238, 2001.

LOPES, G. M. **Balço de radiação em áreas irrigadas com técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5 - TM**. Campina Grande, 2003. 146f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) - Programa de pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2003.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; RAYMOND, L. H.; GAY, L. W., SLATER, P. N. Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground based meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v.30, p.77-87. 1989.

MOURA, M. S. B. **Fenologia e consumo hídrico da goiabeira (Psidium gajava L. irrigada)**. Campina Grande, 2001. 108f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) - Programa de pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2001.

MOURA, M. S. B.; SILVA, B. B. da; AZEVEDO, P. V. Balço de radiação sobre um pomar de goiabeiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: SBMET, 2002.

MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. da F.; BENINCASA, M.; SOUZA, J. L. de, FILHO, M. F. do . Variação do albedo em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 7, n. 2, p. 163-168, 1999.

NOVO, E. M., 1989. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. São Paulo : Edgard Blucher. 307 p.

PAIVA, C. M., **Estimativa do balço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR**. 2005. 218 p. Tese (Doutorado em Física) – Programa de pós-graduação em engenharias, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

PINKER, R. T.; CORIO, L. A. Surface Radiation Budget from satellites. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 112, p. 209-215, 1984.

RIVAS, R., CASELLES, V. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 93, p.68– 76, 2004.

SANTOS, C. A. C.dos; BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B. da, Estimativa da evapotranspiração diária utilizando técnicas de sensoriamento remoto orbital. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 15., 2007, Aracaju. **Anais...**Aracaju: SBAGRO, 2007.

SCHUMUGGE, T.; HOOK, S. J.; COLL, C. Recovering surface temperature and emissivity from thermal infrared multiespectral data, **Remote Sensing of environment**, New York, v. 65, n. 2, p.121-131, 1998.

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

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

SILVA, B. B. da; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos componentes do balanço de energia à superfície com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia. **Anais...**Goiânia: SELPER, 2005. v. 1, p. 3325-3332.

SILVA, B. B. da; LIMEIRA, R. C.; FEITOSA, J. R.; FILHO, J. F. da C. Balanço de radiação em áreas irrigadas com técnicas de sensoriamento remoto In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 13., 2003, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: SBAGRO, 2003. v. 1, p.373 – 374.

SILVA, B. B. da; MOURA, M. S. B.; FEITOSA, J. R. P.; GALVÍNCIO, J. D., FILHO; J. F. da C., Balanço de radiação no perímetro irrigado Nilo Coelho utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5 - TM In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: SBMET, 2002.

SILVA, B. B. da; SLACK, D. C. Influência do saldo de radiação na determinação do índice de estresse hídrico da cultura. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília. **Anais...** Brasília: SBMET, 1998.

SLATER, P.N. **Optics and optical Systems.**: Addison-Wesley, 1980. 275p.

SOUZA, J. L. de; ESCOBEDO, J. F.; TORNERO, M. T. T. Albedo e estimativa do saldo de radiação em feijão-vagem sob cobertura de plástico e ambiente externo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 34, n. 10, p. 1763-1774, 1999.

SRIDHAR, V.; ELLIOTT, R. L. On the development of a simple downwelling long-wave radiation scheme. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 112, p. 237-243, 2002.

YANG, L. Integration of a numerical model and remotely sensed data to study urban/rural land surface climate processes. **Computers and Geosciences**, Ottawa, v. 26, p. 451-468, 2000.

ABRAMS, M. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and reflection Radiometer (ASTER): Data products for the high spatial resolution Imager on NASA'S TERRA platform. **International Journal of Remote Sensing**, London, v.21, n.5, p. 847-859, 2000.

ANDRADE, G. R.; SEDIYAMA, G. C.; DELGADO, R. C.; LIMA, E. P.; MENEZES, S. J. M. C. Estimativa do saldo de radiação utilizando o algoritmo Sebal e imagens do sensor MODIS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 15., 2007, Aracaju. **Anais...** Aracaju-SE, 2007.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. North Carolina : Academic Press, 1988. p. 9–33. (International Geophysics Series)

ATAÍDE, K. R. da P.; SILVA, B. B.; CAVALCANTI, E. P. Resultados preliminares da estimativa do saldo de radiação diurno usando imagens do sensor MODIS (TERRA e Acqua) para dias de céu claro. **Revista SODEBRAS**, [São Paulo], v. 1, n 1, 2006. (disponível em : www.sodebras.com.br – acesso em 27 de janeiro de 2007).

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

BAPTISTA, G.M.de M.; CARVALHO, J.M. de; CAMACHO, R.G.V.; BIAS, E.de S.; ZARA, L. F. Variação sazonal da vegetação e da temperatura da superfície em Mossoró, RN, por meio de dados ASTER. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12. 2005, Goiânia. **Anais...** Goiânia, 2005. p. 2843-2850.

BASTABLE, H.G.; SHUTTLEWORTH, W.J.; DALLAROSA, R.L.G. et al. Observations of climate albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian Forest. **International Journal of Climatology**, Chicester, v.13, p.783-96, 1993.

BASTIAANSSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. 1995. 237 f. Thesis (Ph.D.) - Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 1995.

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

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

BASTIAANSSEN, W. G. M.; PELGRUM H.; WANG, J.; MORENO, Y.M.J.; ROERINK, G. J. ; VAN DER WAL. The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Validation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v.212, p. 213-229, 1998b.

BASTOS, E. J. B.; PONTES, E. G. S. Uma comparação de Estimativas do Balanço de Radiação na Superfície mediante dados de Imagens Meteosat-5 e NOAA-14 AVHRR para Região de São Gonçalo no Sertão Paraibano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., 1996, Campos do Jordão, SP. **Anais...** Campos do Jordão, 1996. v. 2, p.1485-1487.

BEZERRA, M.V. **Balanço de energia em áreas irrigadas utilizando técnicas de sensoriamento remoto**. 2004. 125 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Programa de pós-graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004.

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

BURMAN, R.; POCHOP, L. O. **Evapotranspiration and climatic data**. Amsterdam : Elsevier, 1994. 278 p.

CABRAL, S.L.; DI PACE, F.T.; COSTA, N. F. S da; OLIVEIRA, A.D.S.R. Análise preliminar do albedo da superfície na mesorregião leste de Alagoas utilizando imagem do sensor TM/Landsat-5 com algoritmo SEBAL. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 15., Aracaju, 2007. **Anais...** Aracaju-SE, 2007.

CEBALLOS, J. C. ; BASTOS, E. J. B. Um Estudo de Imagens Landsat – 5 no Agreste Paraibano. In: Reflectâncias de duas Épocas do Ano. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos-SP, v. 3, n.1, p. 207-215, 1988.

CORREIA, F. W. S. **Estudo do balanço de radiação em área de policultivo na Amazônia**. 2000. 105f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos, 2000.

CROSTA, A. P. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento remoto**. Campinas : IG/UNICAMP, 1992. 170 p.

CUNHA, E.G.; BERGAMASCHI, H.; BERLATO, BERLATO, M.A.; MATZENAUER, R. Balanço de radiação em cultura do milho. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 6., Maceió – AL, 1989. **Anais...** Maceió, 1989. p. 322-329.

DASH, P.; GOTTSCHKE, F.M.; OLESEN, F.S.; FISCHER, H. Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice-current trends, **International Journal of Remote Sensing**, London v.23, n.13, p. 2563-2594, 2002.

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

DI PACE, F.T. **Estimativa do balanço de radiação à superfície utilizando imagens TM - Landsat 5 e Modelo de Elevação Digital**. 2004. 145f. Tese (Doutorado em meteorologia) – Programa de pós-graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004.

DOORENBOS, J., PRUIT, W.O. **Crop water requirements**. Roma, FAO. 1977.144 p.

FERREIRA, N.J. (Coord.), FERNANDES, A., FERREIRA, A.G., SILVA, B.B.da, ARAÚJO, C.E.S. de. RAMOS, F. M., FRANÇA, H. **Aplicações ambientais brasileiras dos satélites NOAA e Tiros-N**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2004.

FONTANA, D.C.; BERLATO, M.A.; BERGAMASCHI, H. Balanço de radiação da soja em região subtropical do Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.26, n.3, p.411-418, 1991.

FONTANA, D.C.; CUNHA, G.R., M.A.; BERGAMASCHI, H., MATZENAUER, R., BUENO, A.C. Balanço de radiação e energia em cultura de girassol. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 6., Maceió, 1989. **Anais...** Maceió: SBMET, 1989. v.1, p. 313-321.

FRITSCHERIN, L.J. Net and solar radiation over irrigated field. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v.4, p.55-62, 1967.

GILLESPIE, A.; COTHEM, J.S.; ROKUGAWA, S.; MATSUNAGA, T.; HOOK, S.J.; KAHLE, A. B. A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images, **IEEE Transactions on geoscience and Remote Sensing**, Washington, v.36, n.4, p.1113-1126, 1998.

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

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanço de Radiação em Três Ecossistemas da Floresta Amazônica: Campina, Campinarana e Mata Densa**. 1994. 183f. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, 2004.

LEITÃO, M.M.V.B.R. **Balanço de Radiação e Energia numa cultura de soja irrigada**. 1989. 110f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) - Programa de Pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 1989.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo –

Algorithms, **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 76, n.2: p.213-238, 2001.

LOPES, G.M. **Balço de radiação em áreas irrigadas com técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5 - TM**. 2003. 146f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) - Programa de pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2003.

MORAN, M. S.; JACKSON, R. D.; RAYMOND, L. H.; GAY, L. W., and SLATER, P. N. Mapping surface energy balance components by combining Landsat Thematic Mapper and ground based meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v.30, p.77-87. 1989.

MOURA, M. S. B. **Fenologia e consumo hídrico da goiabeira (*Psidium gajava* L. irrigada**. Campina Grande: 2001. 108f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia) - Programa de pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2001.

MOURA, M. S. B., SILVA, Bernardo B. da, AZEVEDO, Pedro Vieira de Balço de radiação sobre um pomar de goiabeiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002, Foz do Iguaçu. **Anais**. São José dos Campos: SBMET, 2002.

MOURA, M.A.L., LYRA, R.F. da F., BENINCASA, M., SOUZA, J.L. de, FILHO, M.F.do . Variação do albedo em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.7, n.2, p. 163-168, 1999.

NOVO, E. M., 1989. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. São Paulo : Edgard Blucher. 307 p.

PAIVA, C. M., **Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR**. 2005. 218 p. Tese (Doutorado em Física) – Programa de pós-graduação em engenharias, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

PINKER, R. T.; CORIO, L.A. Surface Radiation Budget from satellites. **Monthly Weather Review**, Washington, v.112: p.209-215, 1984.

RIVAS, R., CASELLES, V. A simplified equation to estimate spatial reference evaporation from remote sensing-based surface temperature and local meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, New York, v.93, p.68– 76, 2004.

SANTOS, C.A.C.dos; BEZERRA, B.G.; SILVA, B.B. da, Estimativa da evapotranspiração diária utilizando técnicas de sensoriamento remoto orbital. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 15., Aracaju, 2007. **Anais...Aracaju**, SBAGRO, 2007. 1 CD-ROM.

SCHUMUGGE, T.; HOOK, S.J.; COLL, C. Recovering surface temperature and emissivity from thermal infrared multispectral data, **Remote Sensing of**

environment, New York, v.65, n.2: p.121-131. 1998.

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

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

SILVA, B.B. da; BEZERRA, M.V.C. Determinação dos componentes do balanço de energia à superfície com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., Goiânia, 2005. **Anais...**Goiânia: SELPER, 2005. v.1, p. 3325-3332.

SILVA, B. B. da, LIMEIRA, Rodrigo Cezar, FEITOSA, João Roberto, COSTA FILHO, José Ferreira da. Balanço de radiação em áreas irrigadas com técnicas de sensoriamento remoto In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 13, 2003, **Anais...** Santa Maria: SBAGRO, 2003. v.1, p.373 – 374.

SILVA, B. B. da, MOURA, M. S. B., FEITOSA, João Roberto Pinto, GALVÍNCIO, J. D., COSTA FILHO, José Ferreira da, Balanço de radiação no perímetro irrigado Nilo Coelho utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5 - TM In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, **Anais...** Foz do Iguaçu: SBMET, 2002. 1 CD-ROM;. São José dos Campos: SBMET, 2002.

SILVA, B. B. da, SLACK, D. C. Influência do saldo de radiação na determinação do índice de estresse hídrico da cultura. In:Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10 1998, **Anais**. SBMET. Brasília.1998.

SLATER, P.N. **Optics and optical Systems**. [Local de Publicação] : Addison-Wesley, 1980. 275p.

SOUZA, J.L. de, ESCOBEDO, J.F., TORNERO, M.T.T. Albedo e estimativa do saldo de radiação em feijão-vagem sob cobertura de plástico e ambiente externo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.34, n.10, p.1763-1774, 1999.

SRIDHAR, V.; ELLIOTT, R.L. On the development of a simple downwelling long-wave radiation scheme. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v.112: 237-243, 2002.

YANG, L. Integration of a numerical model and remotely sensed data to atudy urban/rural land surface climate processes. **Computers and Geosciences**, Ottawa, v.26 ,p. 451-468, 2000.