



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

Nº de ordem: MET-UFAL- MS- 63

**ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA NA BACIA DO BAIXO JAGUARIBE
UTILIZANDO TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO**

Eduardo de Almeida Guimarães Peixoto

**Maceió-AL
Novembro/2009**

EDUARDO DE ALMEIDA GUIMARÃES PEIXOTO

**ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA NA BACIA DO BAIXO JAGUARIBE
UTILIZANDO TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO**

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas – UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia. N° de ordem: MET-UFAL-MS-063

Orientador: **Prof. Dr. Frederico Tejo Di Pace**

**Maceió-AL
Novembro/2009**

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária Responsável: Helena Cristina Pimentel do Vale

P379e Peixoto, Eduardo de Almeida Guimarães.
Estimativa do balanço de energia na bacia do Baixo Jaguaribe utilizando técnicas de sensoriamento remoto / Eduardo de Almeida Guimarães Peixoto, 2009.
xi, 72f. : il., graf., tabs.

Orientador: Frederico Tejo Di Pace.
Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2009.

Bibliografia: f. 66-72.

1. Meteorologia. 2. Sensoriamento remoto. 3. Balanço de energia. 4. Fluxo de calor latente. I. Título.

CDU: 551.521.32



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

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-063.

***“ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA NA BACIA DO
BAIXO JAGUARIBE UTILIZANDO TÉCNICAS DE
SENSORIAMENTO REMOTO”***

Eduardo de Almeida Guimarães Peixoto

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

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Frederico Tejo Di Pace

Prof. Dr. Frederico Tejo Di Pace
(Orientador)

José Maria Brabo Alves

Dr. José Maria Brabo Alves
(Membro Externo - FUNCEME)

Heliofábio Barros Gomes

Prof. Dr. Heliofábio Barros Gomes
(Membro interno)

Maceió – AL
novembro/2009

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a meus pais, Junior e Edith pelo amor, força, compreensão e incentivo oferecidos ao longo da minha trajetória

Á minha noiva, Anelise, pelo companheirismo e dedicação durante a realização desta pesquisa.

Ao meu filho, Pedro, pela alegria e motivação.

Amo todos vocês.

AGRADECIMENTOS

A Frederico Tejo Di Pace, orientador da dissertação, pela colaboração e apoio na realização desse estudo.

A Capes, pelo apoio dado ao desenvolvimento desta pesquisa;

Ao Instituto de Ciências Atmosféricas, pela oportunidade a mim concedida para a realização do mestrado.

A colega de curso Fátima Novaes, pela ajuda concedida em algumas etapas.

E aos professores do Mestrado pelos ensinamentos concedidos.

LISTA DE TABELAS

Tabela 01.- Informações dos satélites Landsat	5
Tabela 02.- Características dos satélites e sistemas sensores da série Landsat.....	6
Tabela 03. Principais aplicações de cada uma das faixas espectrais do Landsat–5 .	7
Tabela 04. Informações do açude de maior importância do Baixo Jaguaribe	16
Tabela 05. Informações do Projeto de Irrigação Tabuleiro de Russas.....	17
Tabela 06. Coeficientes de calibração (mínima [a] e máxima [b]) e irradiância espectral no topo da atmosfera (K_{λ_i}).....	25
Tabela 07. Valores da declinação solar, ângulo zenital, ângulo horário, distância relativa terra-sol e temperatura do ar próximo à superfície na hora da passagem do satélite na área de estudo	36
Tabela 08. Parâmetros estatísticos do albedo (mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão) para os dias 28 de setembro de 2007 e 13 de agosto de 2008	39
Tabela 09. Parâmetros estatísticos do IVDN (mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão) para os dias 28 de setembro de 2007 e 13 de agosto de 2008	44
Tabela 10. Parâmetros estatísticos do Rn (mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão) para os dias 28 de setembro de 2007 e 13 de agosto de 2008	49
Tabela 11. Parâmetros estatísticos do H (mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão) para os dias 28 de setembro de 2007 e 13 de agosto de 2008	55
Tabela 12. Parâmetros estatísticos do fluxo de calor latente (mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão) para os dias 28 de setembro de 2007 e 13 de agosto de 2008	60

LISTA DE FIGURAS

Figura 01. Fluxo de radiação com sua distribuição na atmosfera	13
Figura 02. Representação dos fluxos de energia vertical que mais atuam no sistema solo-planta-atmosfera.....	14
Figura 03. Açude Santo Antônio de Russas.....	16
Figura 04. Fotos do Perímetro irrigado Tabuleiro de Russas	18
Figura 05. Normais Climatológicas de Precipitação: (a) Russas, (b) Morada Nova, (c) Limoeiro do Norte.....	19
Figura 06. Tipos de solo do Baixo Jaguaribe	20
Figura 07. Tipos de vegetação do Baixo Jaguaribe	21
Figura 08. Localização da área de estudo dentro da bacia do Baixo Jaguaribe	22
Figura 09. Exemplo de cálculo de “a” “b”, para cômputo de “dT”	32
Figura 10. Fluxograma com as etapas da iteração para obtenção da carta de H	34
Figura 11. Acumulado de chuva de 28/06/2007 à 28/09/2007 e de 13/05/2008 à 13/08/2008	37
Figura 12. Área de estudo com a localização dos postos pluviométricos de Quixeré, Russas, Peixe e Bixopa	37
Figura 13. Histogramas da freqüência do albedo da superfície para os dias 28/08/2007 (a) e 13/08/2008 (b).....	40
Figura 14. Mapas do albedo à superfície da área estudada para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).....	42
Figura 15. Mapa da diferença do albedo à superfície entre os dias 28/09/2007 e 13/08/2008	43
Figura 16. Histogramas da freqüência do IVDN para os dias 28/08/2007 (a) e 13/08/2008 (b).....	46
Figura 17. Mapas do IVDN da área estudada para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).....	47
Figura 18. Mapa da diferença do IVDN entre os dias 28/09/2007 e 13/08/2008	48
Figura 19. Histogramas da freqüência do Saldo de radiação à superfície para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).....	50
Figura 20. Mapas do saldo de radiação instantâneo á superfície da área estudada para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b)	52

Figura 21. Mapa da diferença do saldo de radiação instantâneo entre os dias 28/09/2007 e 13/08/2008	53
Figura 22. Histogramas da frequência do fluxo de calor sensível para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).....	56
Figura 23. Mapas do fluxo de calor sensível da área estudada para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).....	58
Figura 24. Mapa da diferença do fluxo de calor sensível entre os dias 28/09/2007 e 13/08/2008	59
Figura 25. Histogramas da frequência do fluxo de calor latente para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).....	61
Figura 26. Mapas do fluxo de calor latente da área estudada para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).....	63
Figura 27. Mapa da diferença do fluxo de calor latente entre os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).....	64

SIGLAS E SÍMBOLOS

AVHRR	- Advanced Very High Resolution Radiometer
COGERH	- Companhia de gestão dos Recursos Hídricos
DGI	- Divisão de Geração de Imagens
ERTS	- Earth Resources Technology Satellites
ETM	- Enhanced Thematic Mapper
ETM+	- Enhanced Thematic Mapper Plus
FUNCEME	- Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
IAF	- Índice de Área Foliar
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPLANCE	- Instituto de Planejamento do Ceará
IVDN	- Índice de Vegetação da Diferença Normalizada
IVAS	- Índice de Vegetação Ajustado ao Solo
LANDSAT	- Land Remote Sensitive Satélite
MDE	- Modelo de Elevação Digital
MSS	- Multispectral Scanner
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
PCD	- Plataforma de Coleta de Dados
REM	- Radiação Eletromagnética
RGB	- Red, Green and Blue
RVB	- Return Bean Vidcon
SEBAL	- Surface Energy Balance Algorithm for Land
SRH	- Secretaria de Recursos Hídricos
SEAGRI	- Secretaria de Agricultura
TM	- Thematic Mapper
TS	- Temperatura da Superfície
R _n	- Saldo de Radiação
H	- Fluxo de Calor Sensível
LE	- Fluxo de Calor Latente
G	- Fluxo de Calor no Solo
ND	- Numero Digital
L _{λi}	- Radiância Espectral Monocromática

$K_{\lambda i}$	- Irradiância Solar Espectral Monocromática no Topo da Atmosfera
$\rho_{\lambda i}$	- Reflectância Monocromática
Z	- Ângulo Zenital
dr	- Inverso do Quadrado da Distância Relativa Terra-Sol
UA	- Unidade Astronômica
DJ	- Dia Juliano
α	- Albedo
α_{toa}	- Albedo no Topo da Atmosfera
α_p	- Albedo Planetário
ϵ_{NB}	- Emissividade Termal
d_{t-s}	- Distância relativa Terra-Sol
ϵ_o	- Emissividade da Superfície
ϵ_a	- Emissividade Atmosférica
t_{sw}	- Transmissividade Atmosférica
RL_{\uparrow}	- Radiação de Onda Longa Emitida pela Superfície
Rs_{\downarrow}	- Radiação de Onda Curta Incidente
RL_{\downarrow}	- Radiação de Onda Longa Emitida pela Atmosfera
Z_{om}	- Coeficiente de Rugosidade
u	- Velocidade do Vento
u^*	- Velocidade de Fricção
u_{100}	- Velocidade do Vento a 100 metros
r_{ah}	- Resistência Aerodinâmica
c_p	- Calor Específico
ρ	- Densidade
Y_m	- Transporte de Momentum
Y_h	- Transporte de Calor
dT	- Diferença de Temperatura
δ	- Declinação Solar
ω	- Ângulo Horário

RESUMO

PEIXOTO, E.A.G. Estimativa do balanço de energia à superfície na bacia do baixo Jaguaribe-CE utilizando técnicas de sensoriamento remoto. Maceió, 2009, 73p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Ciências Atmosféricas – Coordenação de Pós-graduação.

Utilizando técnicas de sensoriamento remoto, o presente trabalho teve como objetivo a obtenção do balanço de energia à superfície na Bacia do Baixo Jaguaribe, no perímetro irrigado Tabuleiro de Russas e no açude Santo Antônio de Russas. Foram utilizadas para isso, duas imagens do sensor TM do satélite Landsat 5 obtidas junto ao DGI (Departamento de Geração de Imagens) do INPE compostas por seis bandas, (1,2,3,4,5,7) do espectro do visível e de uma banda do termal, (6), datadas de 28/09/2007 e 13/08/2008. Após, relacionou-se as variações dos resultados obtidos, com os índices de chuva observados em quatro pluviômetros, pertencentes à FUNCEME, inseridos na área de estudo. Não houve registro de chuva durante os cinco dias anteriores à imagem de 2007. Já em 2008, três pluviômetros registraram chuvas de 14 mm, 15 mm e 3,2 mm. Para o processamento das imagens, usou-se o Software ERDAS 8.7, utilizando-se para a estimativa do balanço de energia, o método proposto pelo algoritmo SEBAL (Surface Energy Balancy Algorithm Land). Através desse algoritmo estimou-se: albedo, índices de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, entre outros. Para a obtenção de alguns desses parâmetros utilizou-se dados meteorológicos de superfície, obtidos na estação automática do município de Russas. O albedo médio, em 2008, foi de 0,249, e em 2007, de 0,236, constatando-se um pequeno aumento em 2008. O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada apresentou média de 0,376 em 2008 e 0,162 em 2007, verificando-se uma forte influência das chuvas nesse parâmetro. O saldo de radiação em 2007, 570 W/m², foi superior ao de 2008, 522 W/m². Conclui-se que, esse aumento está relacionado com menor índice de albedo e maior incidência da radiação de ondas curtas em 2007. O fluxo de calor sensível em 2007 foi de 303 W/m² e, em 2008, de 185 W/m², observando-se, dessa forma, que as chuvas, em 2008, diminuíram significativamente o fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente apresentou valores opostos ao fluxo de calor sensível, como se esperava. Em 2007, a média obtida foi de 162 W/m², e em 2008, aumentou, devido às chuvas, para 272 W/m².

Palavras chave: Sensoriamento remoto, balanço de energia, fluxo de calor latente.

ABSTRACT

Using techniques of remote detection, this work aimed to obtain the energy balance in the Basin of Low Jaguaribe, Perimeter irrigated Tabuleiro de Russas and dam Santo Antônio de Russas. Two images of sensor TM of the satellite Landsat 5 obtained together DGI (Department of Generation of Images) of INPE, composed by six bands, (1,2,3,4,5,7) of the spectrum of the visible and a thermal band, (6) dated of 13/08/2007 and 28/09/2008, were used for this. After, I linked the variations of the obtained results, with the indexes of rain observed in four pluviometers, belonging to FUNCEME, entered in the study area. There was not rain registration during the five previous days the image of 2007, already in 2008, three pluviometers registered 14 mm, 15 mm and 3,2 mm. The processing of the images, the Software ERDAS 8.7 was used, being used for the estimate of the energy balance, the method proposed by the algorithm SEBAL (Surface Energy Balancy Algorithm Land). This algorithm calculated: reflectance, vegetation indexes, temperature of the surface, radiation balance, flow of sensitive heat, flow of latent heat among others. For the obtaining of some of those parameters was used surface data obtained in the automatic station of the municipal district of Russas. The medium reflectance, in 2008, was of 0,249. and in 2007, it was of 0,236, being verified a small increase in 2008. The Index of Vegetation of the normalized difference presented average of 0,376 in 2008, and 0,162 in 2007, being verified a strong influence of the rains in that parameter. The radiation balance in 2007, 570 W/m^2 , was higher than 2008, 522 W/m^2 . I concluded that this increase is related with smaller reflectance index and larger incidence of the radiation of short waves in 2007. The flow of sensitive heat in 2007 was of 303 W/m^2 and, in 2008, it was of 185 W/m^2 , observed that the rains, in 2008, will reduce the flow of sensitive heat. The flow of latent heat presented opposite values to the flow of sensitive heat as expected. In 2007 the obtained average was 162 W/m^2 , and in 2008, it increased due ace rains, for 272 W/m^2 .

Key words: Remote detection, energy balance, flow of latent heat.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	I
AGRADECIMENTOS	II
SUMÁRIO.....	III
LISTA DE TABELAS	IV
LISTA DE FIGURAS	V
SIGLAS E SÍMBOLOS	VI
RESUMO.....	VIII
ABSTRACT	VIII
1. INTRODUÇÃO	1
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	3
2.1. Sensoriamento remoto	3
2.2. Satélite LANDSAT	5
2.3. Algoritmo SEBAL.....	8
2.4. Índice de vegetação da diferença normalizada	9
2.5. Albedo	10
2.6. Temperatura da superfície	12
2.6. Balanço de energia à superfície	13
2.6.1. Saldo de radiação	15
3. MATERIAIS E MÉTODOS.....	16
3.1. Material	16
3.1.1. Caracterização da área de estudo	16
3.1.2. Base de dados	23
3.2. Métodos	24
3.2.1. Etapa 1 (Calibração Radiométrica)	24
3.2.2. Etapa 2 (Reflectância Monocromática)	24
3.2.3. Etapa 3 (Albedo no Topo da Atmosfera)	25
3.2.4. Etapa 4 (Albedo da Superfície)	25
3.2.5. Etapa 5 (Índices de Vegetação)	26
3.2.6. Etapa 6 (Emissividades).....	27
3.2.7. Etapa 7 (Temperatura da Superfície).....	27
3.2.8. Etapa 8 (Radiação de Onda Longa Emitida).....	27
3.2.9. Etapa 9 (Radiação de Onda Longa Incidente)	28

3.2.10. Etapa 10 (Radiação de Onda Longa Incidente)	28
3.2.11. Etapa 11 (Fluxo de Calor no Solo)	29
3.2.12. Etapa 12 (Fluxo de Calor Sensível).....	29
3.2.13. Etapa 13 (Fluxo de Calor Latente)	35
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	36
4.1. Albedo.....	39
4.2. Índice de vegetação da diferença normalizada.....	44
4.3. Saldo de radiação	49
4.4. Fluxo de calor sensível	54
4.5. Fluxo de calor latente.....	60
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	65
5.1. CONCLUSÕES	65
5.2. RECOMENDAÇÕES	66
6- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67

1-INTRODUÇÃO

O Estado do Ceará tem um regime pluviométrico irregular, onde há má distribuição temporal e espacial das chuvas, ou seja, as precipitações ocorrem por no máximo quatro meses ao longo do ano, podendo chover de forma considerável em um determinado local e não chover praticamente nada no outro. O estado também tem um grande déficit hídrico, com uma média anual de precipitação em torno de 700 mm e uma taxa anual média de evaporação de 2000 mm e cerca de 70% da superfície do estado é formada por rocha cristalina de solo raso com potencial hídrico subterrâneo muito baixo. Devido a esses e a outros fatores, o estado tem enfrentado, ao longo de décadas, problemas com a escassez de água. Portanto, tornou-se fundamental uma correta utilização dos recursos hídricos disponíveis, evitando dessa forma o desperdício de água e energia.

Nos últimos anos, o Ceará vem se destacando pelas políticas públicas de gerenciamento dos recursos hídricos e pela construção de reservatórios artificiais, chegando hoje à aproximadamente 8000 açudes públicos e particulares. Boa parte desses reservatórios é monitorada pela COGERH (Companhia de Gestão de Recursos Hídricos do Ceará). Atualmente, a capacidade de armazenamento total do estado é de 17,8 milhões de metros cúbicos, a maior do nordeste (COGERH, 2008).

Devido ao grande número de reservatórios, muitos rios foram perenizados, dentre eles, o rio Jaguaribe, o maior do estado, permitindo assim a prática da agricultura irrigada que vem crescendo muito no estado, principalmente no Baixo Jaguaribe, onde muitos projetos de irrigação pública estão sendo implementados. Um deles é o projeto Irrigado Tabuleiro de Russas, o maior projeto de irrigação do estado. O perímetro terá capacidade de gerar 55 mil empregos e 120 milhões de reais em receita anual para o estado. A área contará com a produção de milho, feijão, algodão, melão, abóbora, abacaxi, citrus e uva.

A agricultura irrigada é a atividade que mais consome água doce no mundo, cerca de 70% do total disponível. Estudos mostram que as culturas irrigadas produzem cerca de 40% de todo alimento produzido no mundo (Seckler et al , 1998). Portanto, cabe à ciência desenvolver métodos para calcular as reais necessidades hídricas dos diversos tipos de cultura. A necessidade hídrica de uma cultura é estimada através da quantidade de água perdida da planta para a atmosfera, evapotranspiração, e da quantidade de água infiltrada no solo. Muitos métodos já foram desenvolvidos para estimar a evapotranspiração, mas todos são pontuais. O

sensoriamento remoto torna-se então uma poderosa ferramenta auxiliar nesse processo, pois, através dele, utilizando-se algoritmos, pode-se estimar o balanço de energia, parâmetro fundamental para a obtenção da evapotranspiração, em grandes áreas de forma rápida e econômica. Autores como Nóbrega (2004) e Silva (2002) já utilizaram essas técnicas. Um dos algoritmos utilizados com mais sucesso, em áreas semi-áridas, para a obtenção do balanço de energia, é o SEBAL, desenvolvido por Bastiaanssen em 1995, que constitui um algoritmo semi-empírico que promove a parametrização do balanço de energia e fluxos de superfície baseado em alguns dados locais e medições espectrais de satélites (Weligepolage, 2005).

Baseado nessas considerações, esse trabalho tem como objetivo estimar, Na Bacia do Baixo Jaguaribe, o balanço de energia à superfície, para que esse possa servir de subsídio para a obtenção da evapotranspiração, podendo, dessa forma, atender a demanda de informações necessárias para uma correta utilização dos recursos hídricos disponíveis. O estudo utilizará técnicas de sensoriamento remoto para a obtenção do balanço de energia, que será estimado em dois anos com regimes pluviométricos distintos, estabelecendo assim, a influência dos índices de chuva no balanço de energia, auxiliando ainda mais o agricultor para que esse tenha mais conhecimento das variações ocorridas com as chuvas.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Sensoriamento Remoto

O Sensoriamento Remoto é definido de diferentes maneiras por diversos autores, sendo a definição mais usual a adotada por Avery e Berlin (1982) e Meneses (2001): uma técnica para obter informações sobre objetos através de dados coletados por instrumentos que não estejam em contato físico com os objetos investigados.

O desenvolvimento inicial do sensoriamento remoto é cientificamente ligado ao desenvolvimento da fotografia e à pesquisa espacial. As fotografias aéreas foram os primeiros produtos a serem utilizados, depois com o avanço surgiram os sensores a bordo de satélites e imagens obtidas em outras faixas além do visível.

Os principais elementos do sensoriamento remoto são: “a radiação eletromagnética” (REM), elemento base que conecta todos os demais, o alvo, ou seja, o objeto a ser investigado (cidades, vegetação rios e etc.), o sensor que é o instrumento que obtém dados da REM refletida ou emitida pelo alvo e a fonte que no caso do estudo de recursos naturais é o sol.

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 a intensidade é transformada em um valor numérico digital que, em se tratando de sensores orbitais, pode ser armazenado a bordo do satélite, ou transmitidas para receptores na Terra (CCRS, 2008).

Em sensoriamento remoto quanto maior a resolução do sensor, melhores serão os resultados obtidos do alvo de interesse, portanto existem três tipos de resolução, que são; resolução espacial que é definida pela capacidade do sistema sensor em “enxergar” objetos na superfície terrestre, ou seja, quanto menor o objeto possível de ser visto, maior a resolução espacial, a resolução espectral que é referente ao número de bandas espectrais de um sistema sensor e da largura do intervalo do comprimento de onda coberto por cada banda; quanto maior o número de bandas e menor a largura do intervalo, maior será a resolução espectral do sensor, e por último a resolução radiométrica que é dada pelo número de níveis digitais, representando níveis de cinza, usados para expressar os dados coletados pelo sensor; quanto maior o número de níveis, maior a resolução radiométrica

(Crósta, 1992). Além dessas, existe também a resolução temporal que se refere ao intervalo de tempo entre uma imagem e outra do mesmo local.

Huete (1988) afirma que a composição espectral do fluxo radiante proveniente da superfície da terra produz informações sobre as propriedades físicas, químicas e biológicas de solos, água e vegetação que caracterizam o sistema terrestre.

Os sensores remotos podem registrar a radiância em diferentes intervalos de comprimento de onda do espectro eletromagnético. Contudo, nem todo o espectro eletromagnético pode ser medido por um sensor remoto. Os constituintes atmosféricos (oxigênio, ozônio, vapor d'água, gás carbônico etc.) absorvem parte da radiação solar incidente, que, conseqüentemente, não alcança a superfície da Terra. Entretanto, em alguns intervalos de comprimento de onda, esta absorção é relativamente pequena, sendo denominados de janelas atmosféricas, ou seja, nesses intervalos a atmosfera é praticamente transparente à REM (CCRS, 2008). Desta forma, o posicionamento das bandas espectrais dos sistemas sensores deve estar entre os limites desses intervalos.

De acordo com Collwel (1983), Jensen (1986) e Novo (1989) a visão sinóptica e os aspectos multiespectrais e multitemporal dos sensores orbitais, aliada ao crescente desenvolvimento de sistemas computacionais (hardware e software) de tratamento de imagens, caracterizam o sensoriamento remoto como uma tecnologia indispensável nas análises e estudos dos fenômenos ambientais terrestres. Tendo então como principais vantagens o estímulo às pesquisas multidisciplinares, informações de áreas de difícil acesso, universalização dos dados e das técnicas de tratamento e análise de dados digitais, facilidade do recobrimento de grandes áreas (visão sinóptica), cobertura repetitiva com mesma hora local, grande quantidade de dados pontuais, sobre uma 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 (Curran, 1985; Novo, 1992).

2.2 Satélite Landsat

No início da década de 70, a NASA (National Aeronautics and Space Administration) colocou em órbita o primeiro satélite de sensoriamento remoto não tripulado que tinha como objetivo a aquisição de dados espaciais e temporais da superfície da terra, de forma global, contínua e repetitiva. Esse satélite era chamado inicialmente de ERTS 1 (Earth Resources Technology Satellites).

Logo após o início de caráter experimental do projeto, o satélite foi renomeado com o nome de LANDSAT (Land Remote Sensitive Satélite) assim como todos os outros da série lançados posteriormente. Em pouco tempo, o programa LANDSAT tornou-se um dos programas de maior sucesso dentre os existentes, tendo até hoje uma série de sete satélites lançados a intervalos médios de três a quatro anos, tendo como único insucesso a queda do Landsat 6 no pacífico. Á baixo na Tabela1, o histórico dos lançamentos da série, e quais se encontram ativos.

Tabela 1. Informações dos satélites Landsat

Satélite	Lançamento	Status
Landsat 1	23/07/1972	Inativo
Landsat 2	22/01/1975	Inativo
Landsat 3	05/03/1978	Inativo
Landsat 4	16/07/1982	Inativo
Landsat 5	01/03/1984	Ativo
Landsat 6	05/10/1993	Inativo
Landsat 7	15/04/1999	Ativo

Fonte:Lillesand e Kiefer (1995)

Os três primeiros satélites da série carregavam a bordo dois tipos de sensores: a câmera RVB (Return Beam Vidicon) e o MSS (Multispectral Scanner) onde somente o MSS foi mantido nos próximos lançamentos devido a superioridade técnica. O Landsat-4 e o 5 vieram equipados com o instrumento chamado (TM) Thematic Mapper. Os valores digitais das imagens produzidas pelo Thematic Mapper-TM são representados numa gama mais ampla de valores de brilho ou níveis de cinza (registra 256 níveis de cinza) do que em uma imagem MSS (Multi Spectral Scanner), que registra digitalmente apenas 125 níveis de cinza diferentes (Swains e Davis, 1978). O TM é caracterizado por uma resolução espacial de 30m, e de 120m no canal térmico, no MSS essa resolução é de, 80m, e 240m no canal térmico.

Segundo Garcia (1982), o satélite Landsat 5 tem órbita quase polar e heliossíncrona, numa altitude média de 705 km, imageando a mesma área a cada 16 dias, com 185 x 185 km de largura de faixa imageada. O mesmo cruza o equador de Norte para o Sul (órbita descendente) às 9h:45min local, com tempo de percurso de órbita igual a 98,2 minutos, realizando 14 órbitas por dia. No intuito de substituir o Landsat-5 foi lançado em 5 de outubro de 1993 o satélite Landsat6, tendo como carga útil o sensor ETM (Enhanced Thematic Mapper). Contudo esse satélite falhou ao atingir a órbita final e não chegou a operar (NASA, 2002).

Com o lançamento do satélite Landsat-7 em abril de 1999 entrou em operação o sensor ETM+ (Enhanced Thematic Mapper plus), com características semelhantes ao TM, possuindo ainda uma banda pancromática com resolução espacial de 15 x 15 m e alteração da resolução da banda termal de 120 x 120 m para 60 x 60 m, além de um sofisticado sistema de calibração a bordo (LANDSAT, 2003). O ETM + parou de operar por problemas técnicos em maio de 2003, porém no período em que ele operou simultaneamente com o sensor TM do Landsat-5 entre abril de 1999 e maio de 2003, a resolução temporal do sistema Landsat-5 e 7 passou de 16 dias para 8 dias, facilitando assim a obtenção de imagens livres de nuvens. A Tabela 2 apresenta as características dos satélites e sensores da série Landsat.

Tabela 2. Características dos satélites e sistemas sensores da série Landsat

Satélite	Inclinação	Sensor	Altitude (km)	Resolução Espacial (m x m)	Resolução Temporal (dias)
Landsat1	99,9°	MSS RBV	907	80	16
Landsat2	99,2°	MSS RBV	908	80	16
Landsat3	99,3°	MSS RBV	915	80 e 240	16
Landsat4	98,3°	MSS TM	705,3	80 e 30	16
Landsat5	98,3°	MSS TM	705,3	80 e 30	16
Landsat6	-----	-----	-----	-----	-----
Landsat7	98,2°	MSS ETM+	705	80, 30 e 15	16

Fonte: Lillesand e Kiefer (1995)

A Tabela a seguir apresenta descrições das principais aplicações de cada uma das faixas espectrais do sensor TM

Tabela 3. Principais aplicações de cada uma das faixas espectrais do Landsat - 5

<i>Bandas</i>	<i>Intervalo Espectral (micrômetros)</i>	<i>Principais características e aplicações das bandas TM do satélite LANDSAT-5</i>
1	0,45-0,52	Apresenta grande penetração em corpos de água, com elevada transparência, permitindo estudos batimétricos. Sofre absorção pela clorofila e pigmentos fotossintéticos auxiliares (carotenóides). Apresenta sensibilidade a pluma de fumaça oriunda de queimadas ou atividade industrial. Pode apresentar atenuação pela atmosfera.
2	0,5-0,60	Apresenta grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de quantidade e qualidade. Boa penetração em corpos de água.
3	0,63-0,69	A vegetação verde, densa e uniforme, apresenta grande absorção, ficando escura, permitindo bom contraste entre áreas ocupadas com vegetação (ex: solo exposto, estradas e áreas urbanas). Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal (ex: campo, cerrado e floresta). Permite o mapeamento da drenagem através da visualização da mata galeria e entalhe dos cursos dos rios em regiões com pouca cobertura vegetal. É a banda mais utilizada para delimitar a mancha urbana, incluindo identificação de novos loteamentos. Permite a identificação de áreas agrícolas.
4	0,76-0,90	Os corpos de água absorvem muita energia nesta banda e ficam escuras, permitindo o mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos de água. A vegetação verde, densa e uniforme, reflete muita energia nesta banda, aparecendo bem clara nas imagens. Apresenta sensibilidade à rugosidade da copa das florestas (dossel florestal). Serve para mapear áreas ocupadas com vegetação que foram queimadas. Permite a identificação de áreas agrícolas.
5	1,55-1,75	Apresenta sensibilidade ao teor de umidade das plantas, servindo para observar estresse na vegetação, causado por desequilíbrio hídrico. Esta banda sofre perturbações em caso de ocorrer excesso de chuva antes da obtenção da cena pelo satélite.
6	10,4-12,5	Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais de rochas, solos, vegetação e água.
7	2,08-2,35	Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo obter informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia. Esta banda serve para identificar minerais com íons hidroxilas. Potencialmente favorável à discriminação de produtos de alteração hidrotermal.

Fonte:Lillesand e Kiefer (1995)

2.3. Algoritmo SEBAL

O sensoriamento remoto tem sido uma ferramenta fundamental na estimativa de vários parâmetros, tais como as componentes do balanço de energia e muitos outros. Para a obtenção destes parâmetros, vários algoritmos foram desenvolvidos, dentre eles o mais destacado é o SEBAL (Surface Energy Balancy Algorithm Land) que é um algoritmo semi-empírico que promove a parametrização do balanço de energia e fluxos de superfície baseado em alguns dados locais e medições espectrais de satélites (Weligepolage, 2005). Este algoritmo foi desenvolvido por Bastiaanssen em 1995 e usa como dados de entrada, as imagens do visível, infravermelho próximo e termal.

O SEBAL requer poucas informações de superfície para calcular os fluxos; não envolve modelos prognósticos de simulação numérica; calcula os fluxos independentemente da cobertura do solo e utiliza imagens com resolução espacial de poucos metros até alguns quilômetros (Bastiaanssen et al., 1998a). Com relação à validação dos resultados obtidos pelo algoritmo, autores constataram que o erro em uma escala de 1 hectare, varia de 10 a 20% e as incertezas diminuem a medida que essa escala aumenta. Para uma área de 1000 ha, o erro é reduzido a 5% para regiões com 1 milhão de ha de terra cultivável, o erro é tão pequeno que se torna insignificante (Lopes, 2003). O SEBAL pode ser aplicado em diversos agroecossistemas, sem a necessidade de informações sobre uso da terra ou tipo de cultura (Bastiaanssen, 1998). Porém, o uso do SEBAL requer algumas condições especiais; a imagem deve ser isenta de nebulosidade, para não interferir na radiância e os dados fornecidos pelas imagens referem-se ao instante da passagem do satélite.

O SEBAL possui várias etapas seqüenciais e somente para a obtenção do Balanço de Radiação são requeridas onze etapas e para a obtenção da evapotranspiração são necessários mais 14 passos. Onde em cada um deles é feito o cômputo de uma ou mais variáveis necessárias para a etapa seguinte. Esta seqüência deve ser seguida de maneira a minimizar todos os erros de cálculo.

Ayenew (2003) fez uso do algoritmo SEBAL para calcular a evaporação diária dos “*Ethiopian rift lakes*” e das áreas circunvizinhas. O autor observou que a estimativa da evaporação dos lagos ocorreu com uma confiança maior do que a evapotranspiração das áreas em redor, uma vez que os processos físicos envolvidos na evaporação da superfície líquida são mais fáceis de serem obtidos usando-se

satélites, do que aqueles envolvidos na evapotranspiração da superfície heterogênea do solo. Alguns fatores também melhoram a eficiência dos resultados, como, por exemplo, um terreno bastante heterogêneo e de preferência plano com áreas irrigadas ou de pasto.

2.4. Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN)

O (IVDN) é determinado a partir da razão entre a diferença e a soma das reflectâncias nas bandas do vermelho (canal 3) e infravermelho próximo (canal 4). Os valores deste índice variam de -1 á +1 permitindo assim identificar a presença de água, quando seu valor for baixo ou negativo e a presença de área verde quanto mais próximo de +1 este índice se encontrar, auxiliando desta forma o monitoramento das áreas verdes de uma região assim como a saúde dessa vegetação. Para que essas imagens sejam melhor interpretadas, faz-se necessário considerar os ciclos fenológicos da vegetação em estudo, a fim de se distinguir as oscilações naturais do seu estado e as mudanças na distribuição espacial resultantes de desmatamentos e outras formas de intervenção sobre a vegetação.

Este índice está fortemente relacionado com o albedo da superfície, pois quando o albedo de uma região estiver alto, por exemplo, quando há a presença de uma cidade, o (IVDN) será baixo e quando o albedo for baixo como acontece na presença de vegetação saudável o índice será alto.

Smith et al. (1990) correlacionou mapas de vegetação usando o (IVDN) no deserto da Califórnia, com diversos parâmetros climatológicos e geográficos, e concluiu que a vegetação no semi-árido é controlada primeiramente pela precipitação e que a temperatura não é de grande influência na vegetação. Ele também afirmou que é difícil quantificar a cobertura vegetal usando o (IVDN) quando há mais de 60% de solo e rocha em meio à vegetação.

Barbosa (1998) comparou composições mensais de (IVDN) de 1982 a 1985 com totais mensais de precipitação no Nordeste do Brasil e concluiu que há padrões semelhantes, podendo assim ser correlacionadas. Assim o (IVDN) poderia ser utilizado como indicador do regime pluviométrico do Nordeste do Brasil.

Huete et al (1997) utilizou medidas de solo e imagens de satélite para saber qual a influência da quantidade de água do solo no (IVDN), obteve que a vegetação com solo exposto escuro e molhado apresentou índices maiores, do que para a mesma vegetação em solos liso e seco, e concluiu também que em uma

cobertura parcial de vegetação nas vizinhanças de um açude pode ter o mesmo (IVDN) que em solos secos com cobertura total de vegetação.

2.3. Albedo

O albedo é a medida da quantidade de radiação solar refletida por um corpo ou superfície dependendo da faixa do espectro considerada e da direção em que ele é medido. É calculado como sendo a razão entre a irradiância refletida pela irradiância recebida. Ele varia de 0 a 1, quanto mais próximo de 1 maior será a reflexão e quanto mais próximo de 0 maior será a absorção.

O albedo da superfície varia de 0.05 (para oceanos em calmaria) até 0.9 (para neve seca e fresca). Os oceanos têm albedo muito variável, pois, este depende do ângulo zenital, velocidade do vento, nebulosidade e impurezas na água.

Em superfícies vegetadas o albedo depende das características do solo e das condições fisiológicas do dossel das plantas. Dosséis com folhas de formatos irregulares e muito espaçadas entre si têm albedo menor do que dosséis com folhas que possuem a mesma geometria. Já o solo terá maior albedo quanto mais liso for a sua textura e menor for a quantidade de água retida nele. Sabe-se que o albedo tem influência direta na temperatura da superfície do solo.

Vários autores concluíram que o albedo cresce à medida que o ângulo de elevação do sol aumenta e decresce à medida que ele se aproxima do zênite.

Accioly et al. (2001) analisaram as mudanças do albedo em uma área em desertificação bastante degradada pelo homem, entre o período de 1994 e 1999. Utilizaram no estudo duas imagens do sensor TM do satélite Landsat correspondente aos dois anos, mapas de solo, curvas de nível e um modelo de elevação digital do terreno (MDE). Os softwares usados para o processamento das imagens foi o ERDAS e o PC Arc/Info 3.5.

Os autores concluíram que houve uma variação maior que 20%, e que o principal agente causador disto não foi a degradação do solo, e sim a diminuição nos níveis dos açudes devido a seca que assolou a região de 1997 à 1999.

Dickison et al. (1990) afirmam que o albedo da superfície é um parâmetro importante para modelos climáticos, pois, o mesmo é uma representação adequada para os processos de realimentação de energia à superfície.

Saunders (1990) desenvolveu um método que calcula a reflectância da superfície em banda larga usando para isso os canais do visível e infravermelho próximo do satélite AVHRR-NOAA 9. Para os processos de interferência atmosférica

o método estima de forma separada, a espessura óptica e o espalhamento de Rayleigh em função dos aerossóis e gases e para ângulos fora do nadir, onde a espessura óptica é maior devido à curvatura da terra. O modelo acrescenta 20% ao valor estimado. Para se calcular a reflectância em banda larga o modelo integra os valores nas duas bandas estreitas e atribui peso a elas, que ficou estimado em torno de 50% para cada banda. Neste método os pesos são estimados diretamente como as frações das radiâncias solares no topo da atmosfera integrados do menor comprimento de onda do espectro solar até o valor médio dos dois canais e desde até o final do espectro, em relação à radiância solar integrada em toda a faixa solar.

Kassar, (1995) concluiu que a melhor maneira para se determinar o albedo da superfície através de imagens de satélite, seria aplicar as correções atmosféricas para a radiância em cada canal, e depois corrigir a anisotropia da superfície fazendo-se as integrações nos comprimentos de ondas desejados.

2.4. Temperatura da superfície (TS)

A temperatura da superfície terrestre é um dos parâmetros meteorológicos mais importantes. A partir dele pode-se monitorar áreas em desertificação, indicar áreas em degradação e principalmente observar mudanças climáticas. Estimar esta variável através do sensoriamento remoto não é uma tarefa fácil, pois, a absorção da atmosfera no canal do termal, e a estimativa da emissividade da superfície podem ser fontes de erros apreciáveis na obtenção da (TS).

Anding e Kauth (1970) sugerem um método para estimar a temperatura da superfície usando apenas as temperaturas de brilho dos canais 4 e 5 do sensor AVHRR, este método depende somente da emissividade da superfície. O método mostrou-se eficaz em locais relativamente secos. A dificuldade do método é exatamente a estimativa da emissividade da superfície.

Lopes et al. (2005) estimaram temperatura da superfície e albedo para analisar a degradação na bacia do rio Brígida, no estado de Pernambuco. Os autores concluíram que o aumento da temperatura está diretamente relacionado com o desmatamento que a área vem sofrendo ao longo dos anos. Este aumento da temperatura (TS) é responsável pela decomposição da matéria orgânica e aeração do solo.

Schmugge et al. (1991) mostraram que superfícies bastante vegetadas e superfícies de água apresentam pouca variação na emissividade, enquanto que em solo há uma variação considerável. Os autores utilizaram o radiômetro "Thermal Infrared Multispectral Scanner (TIMS)", a bordo de aviões.

Guoquan e Zhangzhi (1992) desenvolveram um método que obteve uma boa correlação entre a emissividade e o Índice de Área Foliar (IAF). Concluíram que à medida que o Índice de Área Foliar aumenta a emissividade aumenta até tornar-se constante. O método mostrou que para valores de IAF igual ou maior que 2, a emissividade fica igual a 0,98.

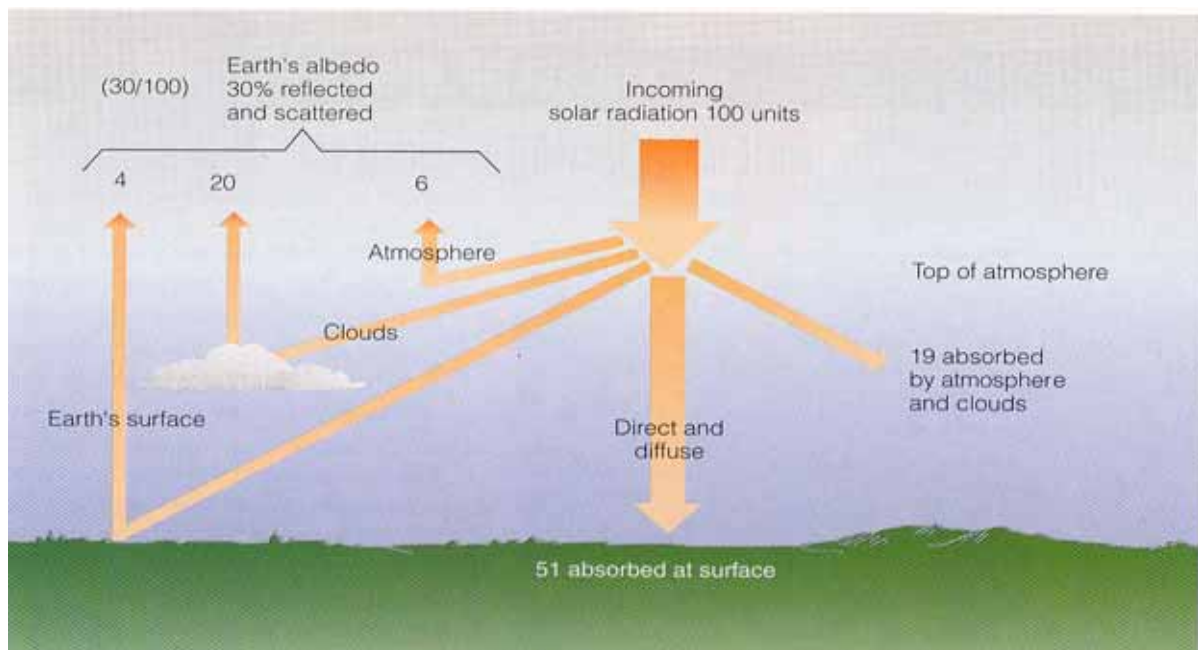
Hipps (1989) demonstrou que para medidas de temperatura obtidas por um radiômetro, deve-se descontar a emissividade aparente, que é a parte da emissividade correspondente à radiação espalhada e refletida pela atmosfera.

2.7. Balanço de energia á superfície

A energia solar origina-se no seu centro, onde os núcleos de átomos de hidrogênio submetidos alta pressão fundem-se originando núcleo de hélio com liberação de energia para o meio. Na superfície do Sol, a temperatura fica em torno de 6000 K. A energia resultante dessa reação é irradiada para o espaço e parte dela atinge a atmosfera terrestre com uma intensidade de cerca de, 1373 W/m² (Energias Renováveis, 2006).

O balanço de energia radiante na terra é complexo. Parte da radiação solar (em torno de 30 %) é refletida pela atmosfera e pelas nuvens e o restante é absorvido pela superfície e pela atmosfera. A seguir mostraremos uma figura com as quantidades absorvidas e refletidas pela atmosfera e superfície. Nas regiões tropicais os raios solares estão mais pertos da vertical, enquanto que nas regiões polares eles estão muito inclinados em relação ao solo. Assim a radiação solar é mais intensa e penetrante nas primeiras latitudes e praticamente escassa nas altas latitudes. Ainda a cada momento a metade do globo não é iluminada.

Na figura 1 são observados os fluxos de radiação que são absorvidos e refletidos a partir do topo da atmosfera.



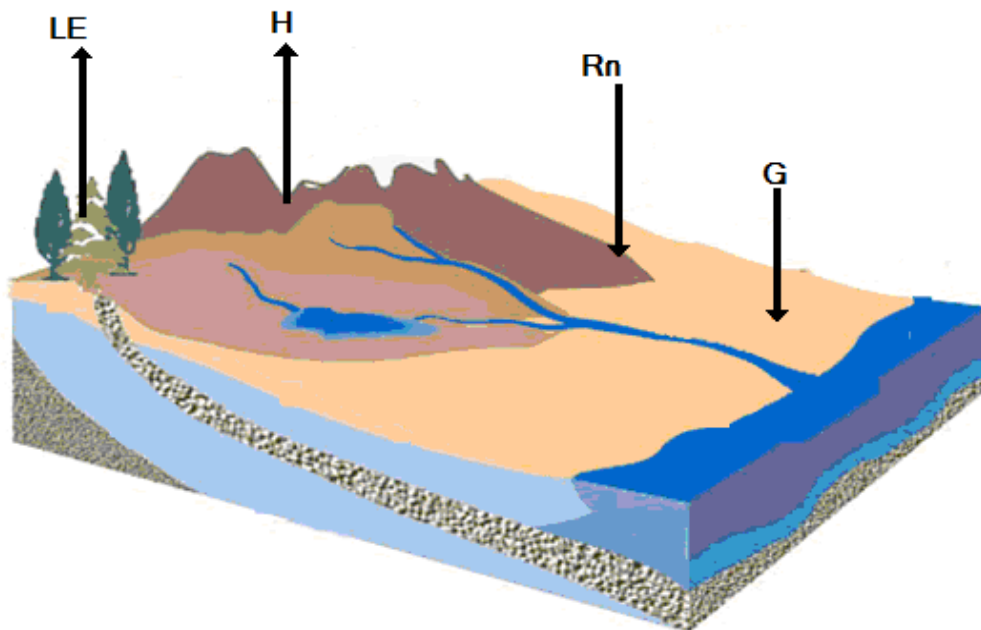
Fonte: Meireles, 2007

Figura 1. Fluxo de radiação com sua distribuição na atmosfera.

A radiação que chega à superfície da terra pode ser direta como a radiação solar incidente, ou indireta como a radiação termal emitida pelas nuvens e pela atmosfera. Há essencialmente quatro tipos de fluxos de energia em uma superfície ideal, conhecidos como saldo de radiação à superfície (R_n), fluxo de calor sensível (H), que representa o transporte de calor sensível da superfície para a atmosfera devido à turbulência próxima à superfície, fluxo de calor latente (LE) que é a taxa de calor latente cedida da superfície devido a evapotranspiração (ET) e ocorre devido a transferência vertical de vapor de água de superfície para a atmosfera gerando evaporação e evapotranspiração, e fluxo de calor no solo (G) (Arya, 1988).

Silva (2006) usando técnicas de sensoriamento remoto estimou fluxos de calor sensível e latente no semi-árido nordestino em diversos alvos. Encontrou valores médios dos fluxos de calor sensível e latente de 106 e 470 W/m^2 em área irrigada, 189 e 335 W/m^2 na caatinga e 189 e 362 W/m^2 em solo exposto.

Na figura 2 é mostrado um esquema do fluxo vertical de radiação no sistema solo-planta-atmosfera



Fonte: Feitosa, 2005

Figura 2. Representação dos fluxos de energia vertical que mais atuam no sistema solo-planta-atmosfera.

A radiação solar que incide sobre a superfície terrestre e que depende do ângulo de elevação do Sol e das condições atmosféricas induz os processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera, e metabolismo de animais e vegetais. Essa energia é muito importante para o estudo dos componentes do balanço de radiação à superfície.

2.7.1. Saldo de Radiação (R_n)

A contabilização de toda a energia radiante recebida e perdida pela superfície determina o balanço de radiação, e essa diferença entre o que a superfície recebe e perde, nos dá o saldo de radiação, ou seja, a quantidade de energia que a superfície tem disponível para realizar seus processos biológicos, físicos e químicos.

Gruber (1978), usando dados do visível e infravermelho do satélite NOAA entre junho de 1974 e maio de 1975, estimou o saldo de radiação em escala planetária. O autor concluiu que o saldo varia com a latitude segundo a estação do ano.

Moran et al. (1989), Utilizando imagens do sensor TM-Landsat5 obtiveram medidas de calor latente e saldo de radiação e correlacionaram com medidas feitas pela razão de Bowen sobre campos de diversos cultivos, e concluíram que há uma boa correlação.

Bastiaassen et al. (1998), estudaram o comportamento de alguns elementos da superfície utilizando o algoritmo por ele criado, o SEBAL, na área da bacia do rio Heibe em Buansu na China e concluíram que o saldo de radiação em áreas de deserto e oásis são de 400 W/m^2 e 500 W/m^2 respectivamente.

Silva et al. (2002) determinaram o saldo de radiação no perímetro irrigado Senador Nilo Coelho, com imagens do TM-Landsat5, usando o método proposto por Bastiaanssen (1995), e concluíram que o saldo de radiação em grandes áreas como perímetros irrigados pode ser obtido com a aplicação de leis de radiação eletromagnética, imagens de satélite, um reduzido número de dados de superfície e um software capaz de processar digitalmente as imagens geradas pelo sensor TM.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. MATERIAIS

3.1.1. Caracterização da área de estudo

A bacia do baixo Jaguaribe compreende uma parte da grande Bacia do rio Jaguaribe, situando-se a jusante da ponte do Peixe Gordo até sua foz no Atlântico, abrangendo uma área total de 8.893km², tendo nesse trecho o rio Palhano como principal afluente do Jaguaribe, e possuindo 207 açudes, com uma capacidade de armazenamento de 296,71 hm³, a menor dentre as bacias do Jaguaribe. Cerca de um quinto do total acumulado refere-se a médios açudes. Destacando-se o açude Santo Antônio de Russas o único da região que é monitorado pela COGERH (Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos), (Figura 3 e Tabela 4).



Fonte: SRH (2008)

Figura 3. Açude Santo Antônio de Russas

Tabela 4. Informações do açude de maior importância do Baixo Jaguaribe

Açude	Município	Coordenadas (UTM)	Capacidade de Armazenamento (m³)	Vazão regularizada (m³/s)
Santo Antônio de Russas	Russas	592.374 E 9.463.495 N	24.000.000	0,360

Fonte: SRH (2008)

Uma característica marcante dessa Sub-bacia é o alargamento da planície aluvial com a formação de grandes extensões de solos irrigáveis, permitindo assim a presença de grandes áreas irrigadas.

Encontra-se nesta área o maior projeto de irrigação do Ceará, o perímetro irrigado Tabuleiro de Russas, que atualmente conta com menos de 20% da sua área em produção, tem capacidade de gerar 55 mil empregos e R\$ 120 milhões anuais em receitas para o interior do Ceará, (Tabela 5 e Figura 4).

Tabela 5. Informações do Projeto Tabuleiro de Russas

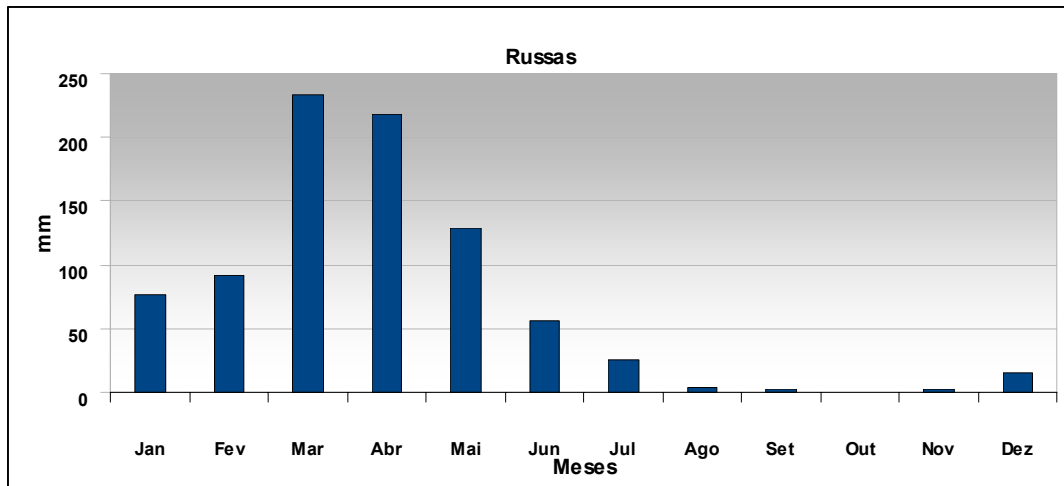
Área (ha)	10460
Fonte hídrica	Rio Banabuiu
Situação	Em Implementação
Culturas	Milho, Feijão, Algodão, Melão, Abobora, Abacaxi, Citrus, Uva

Fonte: SEAGRI, 2000

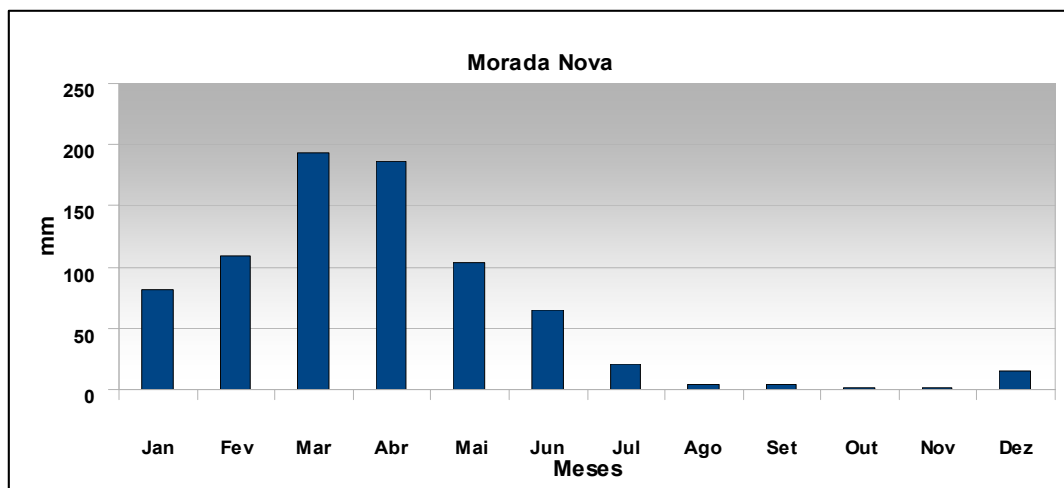


Figura 4. Fotos do Perímetro irrigado Tabuleiro de Russas

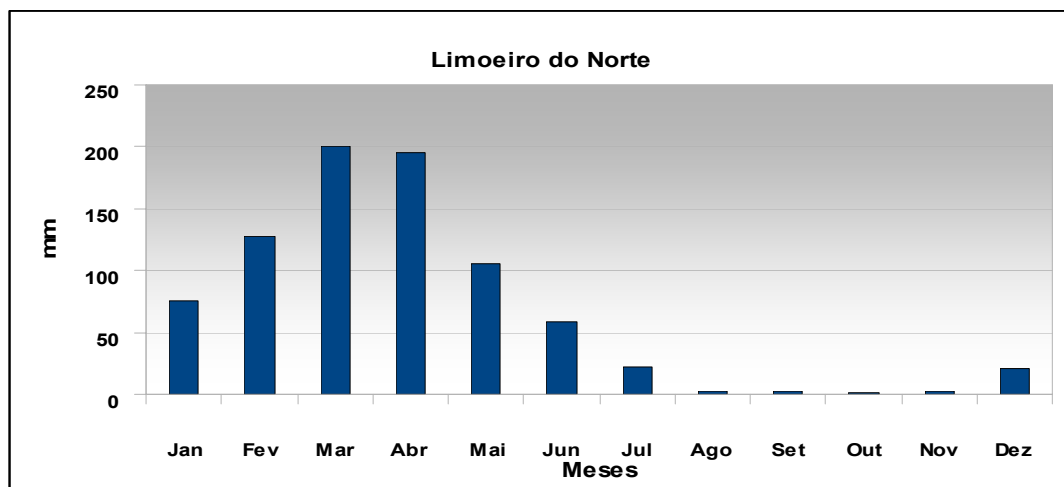
Na Bacia do Baixo Jaguaribe o tipo de clima que predomina segundo a classificação de Köppen, é o BSw'h', ou seja, clima semi árido quente com estação chuvosa atrasando-se para o outono. Apresenta pequenos períodos de chuvas sazonais com precipitações escassas e mal distribuídas, e a estação seca pode prolongar-se por até dez meses. A Figura 5 apresenta as normais climatológicas de precipitação para três municípios localizados na área de estudo



(a)



(b)



(c)

Figura 5. Normais Climatológicas de Precipitação do período de 1961 a 1990 para: (a) Russas, (b) Morada Nova e (c) Limoeiro do Norte.

Na Bacia do Baixo Jaguaribe, segundo o Mapa de Solos do Estado do Ceará (IPLANCE, 1997), há predominância de seis tipos de solo, (Figura 6)

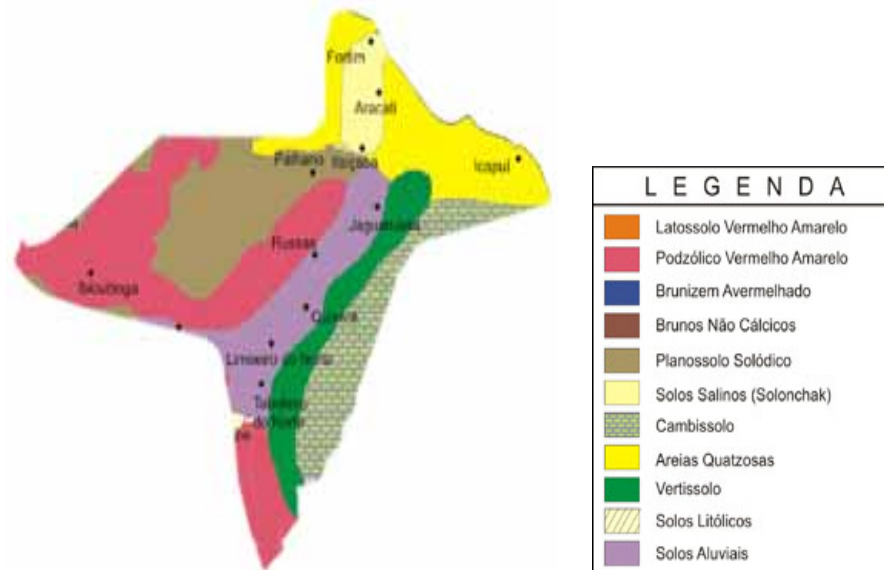


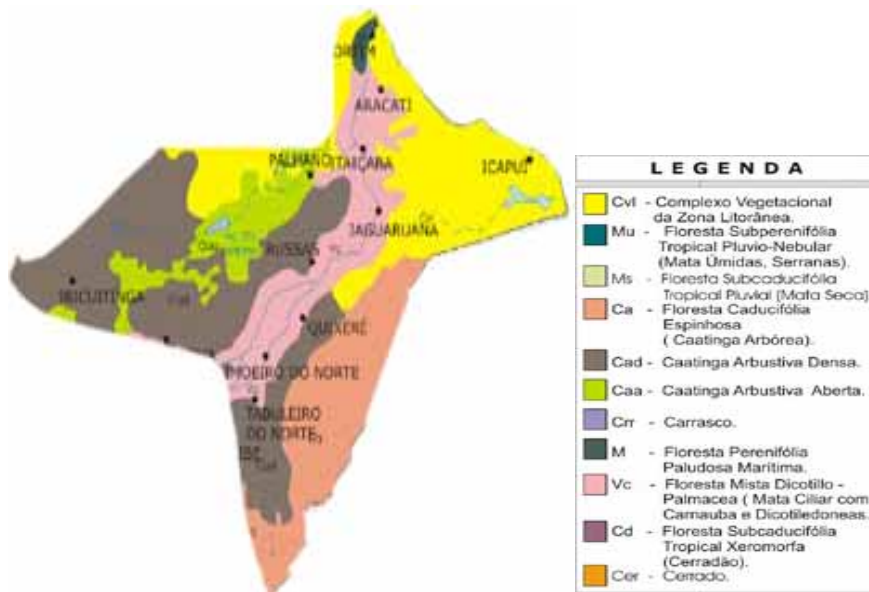
Figura 6. Tipos de solo do Baixo Jaguaribe

Fonte: IPLANCE, 1997

- **Aluviais:** São solos muito férteis e próprios para atividade agrícola, ocorrem principalmente ao longo dos rios, este solo é formado por sedimentos fluviais não consolidados na natureza.
- **Podzólico Vermelho-Amarelo:** São solos formados por sedimentos argilo-arenosos, ricos em compostos minerais, rasos e bem drenados. É um solo de fácil erosão onde se destacam culturas cíclicas como milho e feijão e também a fruticultura.
- **Planossolo Solódico:** Solos típicos de áreas baixas, com textura arenosa na superfície e argilosa logo abaixo. É um solo de má drenagem e ruim para a agricultura. Nele se cultiva algodão, e é usado também para pastagem.
- **Areias Quatzosas:** São solos minerais profundos, ou seja, não há presença de matéria orgânica em profundidades maiores, solos compostos por sedimentos arenosos, usado no cultivo de coqueiros, cajueiros, mandioca e batata doce.
- **Cambiosolos:** São solos com pouca profundidade e ainda em processo de desenvolvimento e pode ou não ocorrer presença de rocha na superfície.

- **Vertissolo:** Solo que apresenta rachadura durante período de secas e expansão em períodos chuvosos, solo com textura argilosa.

Na figura abaixo são mostrados, no Baixo Jaguaribe, os tipos de vegetação presentes segundo o mapa de unidades fitoecológicas do estado do Ceará, (IPLANCE, 1997).



Fonte: IPLANCE, 1997

Figura 7. Tipos de vegetação do Baixo Jaguaribe

- **Cvl:** Complexo Vegetacional da Zona Litorânea
- **Cad:** Caatinga Arbustiva Densa.
- **Vc:** Mata Ciliar com Carnaúbas e Dicotiledôneas.
- **Ca:** Floresta Caducifolia Espinhosa (Caatinga Arbórea).
- **Caa:** Caatinga Arbustiva Aberta.

Na Figura abaixo, a localização da área estudada dentro da Bacia do Baixo Jaguaribe com uma imagem em composição falsa cor RGB das bandas 4, 3, e 2 do sensor TM do satélite Landsat e suas coordenadas (Latitude e Longitude). A área é composta na maior parte pelo município de Russas, e na minoria pelos municípios de Limoeiro do Norte ao sul, Quixeré na parte sudeste e Morada Nova a oeste.

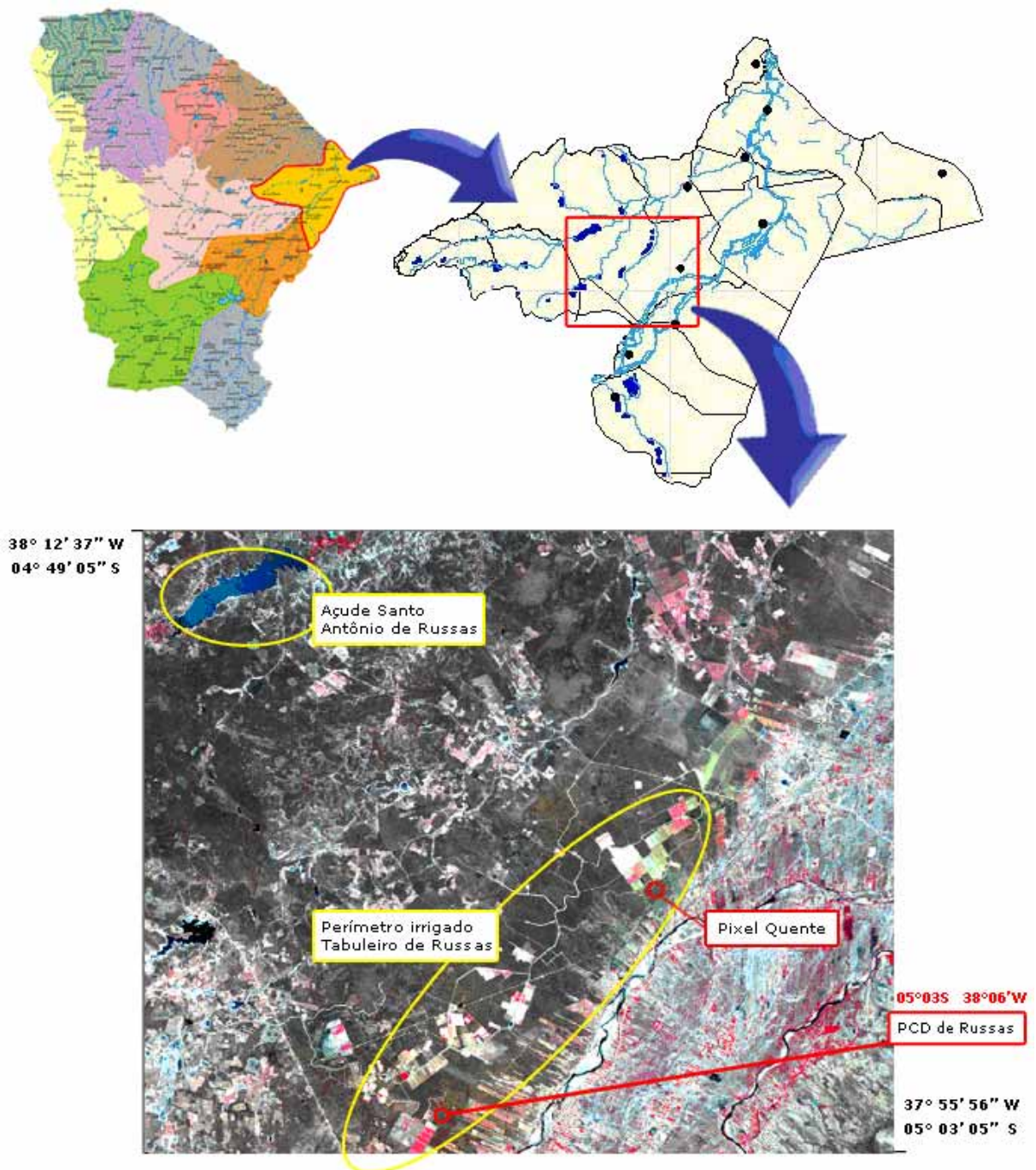


Figura 8. Composição falsa cor RGB das bandas 4, 3 e 2 da imagem de satélite TM Landsat referente a área de estudo

3.1.2. Base de Dados

No presente trabalho foram utilizados os seguintes materiais:

Duas imagens do sensor (TM) do Landsat 5, adquiridas através da Divisão de Geração de Imagens (DGI) junto ao Instituto Nacional de Pesquisas espaciais (INPE) com uma matriz de dados de 898560 pixels. As imagens correspondem à passagem do satélite na órbita 216 ponto 63, nos dias 28/09/2007 (dia 271 do calendário Juliano) e 13/08/2008 (dia 226 do calendário Juliano), às 09h30min local. A imagem é composta por sete bandas espectrais, cujas características são apontadas na Tabela 3.

O software ERDAS Imagine 8.7, para o processamento das imagens, tais como: empilhamento das bandas, recorte, classificação e outras tarefas.

Dados da plataforma automática de coleta de dados (PCD) do município de Russas, que foram adquiridos junto a Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). Foram obtidos dados de temperatura do ar e velocidade do vento a dez metros da superfície nos dias 28/09/2007 e 13/08/2008 às 9h00min local.

Dados de chuva observados, nos três meses anteriores à imagem, em quatro pluviômetros pertencentes à FUNCEME inseridos na área de estudo.

3.2 Métodos

Para o processamento das imagens a fim de se obter o balanço de energia a superfície foram aplicados os passos do algoritmo SEBAL através da ferramenta Model Maker do Erdas IMAGINE 8.7. Os passos são mostrados detalhadamente a seguir para um melhor entendimento da metodologia utilizada na pesquisa.

Etapa 1. Calibração Radiométrica

A radiância espectral de cada banda ($L_{\lambda i}$) é o início efetivo do cálculo do balanço de radiação e consiste em conversão do Número Digital (ND) de cada pixel da imagem em radiância espectral monocromática. Para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, essas radiâncias representam a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda. Já para a banda 6, segundo a equação de Markham & Baker (1987), representa a energia emitida por cada pixel. A radiância monocromática de cada uma das sete bandas é obtida segundo a expressão:

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i + a_i}{255} ND \quad (1)$$

Onde a e b são as radiâncias espectrais mínimas e máximas ($W/m^2/Sr/\mu m$) conforme Tabela 6, ND é a intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 255) e i corresponde as bandas (1, 2, ... e 7) do satélite TM - Landsat 5.

Etapa 2. Reflectância monocromática

A Etapa 2 compreende o cômputo da reflectância monocromática de cada banda ($\rho_{\lambda i}$), definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletida e o fluxo de radiação solar incidente que é obtida segundo a equação (Allen et al., 2002):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (2)$$

Onde $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda, $K_{\lambda i}$ é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera ($W/m^2/\mu m$, Tabela 6), Z é o ângulo zenital solar e d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (em unidade astronômica – UA), dada por Tasumi (2003):

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(DJ \frac{2\pi}{365}\right) \text{ onde: } \left(DJ \frac{2\pi}{365}\right) \text{ está em radianos} \quad (3)$$

Para o dia 28 de setembro de 2007, ρ_r foi igual a 0,998 e para 13 de agosto de 2008 foi igual a 0,975. O ângulo zenital da imagem é informado no cabeçalho das imagens adquiridas, ou seja: para DJ=271 tem-se $Z= 26,5^\circ$ e para DJ=226 tem-se $Z=36,7^\circ$.

Tabela 6. Coeficientes de calibração (mínima [a] e máxima [b]) e irradiância espectral no topo da atmosfera ($K_{\lambda i}$).

Descrição das Bandas	Coeficientes de Calibração (W/m ² /sr/μm)		K _{λi} (W/m ² /μm)
	a	b	
Banda1(Azul)	-1,52	193	1957
Banda2(Verde)	-2,84	365	1826
Banda3(Vermelho)	-1,17	264	1554
Banda4(Infravermelho Próximo)	-1,51	221	1036
Banda5(Infravermelho Médio)	-0,37	30,2	215
Banda6(Infravermelho Termal)	1,2378	15,303	-
Banda7(Infravermelho Médio)	-0,15	16,5	80,67

Etapa 3. Albedo no Topo da Atmosfera

A Etapa 3 representa o cômputo do albedo no topo da atmosfera α_{toa} , isto é, o albedo não ajustado a transmissividade atmosférica, que é obtida pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas:

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (4)$$

Onde $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5, \rho_7$ são os albedos planetários para as bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7 respectivamente

Etapa 4. Albedo da Superfície

Na Etapa 4 obtém-se o albedo da superfície (α) ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos pela equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \quad (5)$$

Onde α_{toa} é o albedo planetário, α_p é a radiação solar refletida pela atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, mas para o modelo SEBAL é recomendado o uso do valor de 0,03, com base em Bastiaanssen (2000) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica, que para condições de céu claro, pode ser obtida por Allen et al (2002):

$$\tau_{sw} = 0,75 \times 10^{-5} z \quad (6)$$

Onde z é a altitude de cada pixel (m). Para efeito de simplificação, foi utilizado $z = 60$ m, que representa a altitude média da do Baixo Jaguaribe, sendo admitido que na área estudada a mesma, é constante para todos os pixels, obtendo-se $t_{sw} = 0,7512$.

Etapa 5. Índices de Vegetação: IVDN, IVAS e IAF

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN) é obtido através da razão entre a diferença das refletividades do Infravermelho próximo (ρ_{iv}) e do vermelho (ρ_v), e a soma das mesmas (Allen et al. 2002):

$$NDVI = \frac{\rho_{iv} - \rho_v}{\rho_{iv} + \rho_v} \quad (7)$$

Onde ρ_{iv} e ρ_v correspondem, respectivamente, às bandas 4 e 3 do TM - Landsat 5. O IVDN é um indicador sensível da quantidade e da condição da vegetação verde. Seus valores variam de -1 a $+1$ e para superfícies com alguma vegetação o IVDN varia de 0 a $+1$, já para a água e nuvens o IVDN geralmente é menor que zero.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (IVAS) que é um índice que busca amenizar os efeitos do “background” do solo, foi utilizado a expressão (Huete, 1988):

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{iv} - \rho_v)}{(L + \rho_{iv} + \rho_v)} \quad (8)$$

Onde L é constante, neste estudo, utilizou-se $L = 0,5$, que é o valor mais freqüente na literatura (Accioly et al., 2002; Boegh et al., 2002).

O Índice de Área Foliar (IAF) é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. O IAF é um indicador da biomassa de cada pixel da imagem sendo o mesmo computado pela seguinte equação empírica obtida por Allen et al (2002):

$$IAF = \frac{-\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (9)$$

Etapa 6. Emissividades

Para a obtenção da temperatura da superfície, foi utilizada a equação de Planck invertida, válida para um corpo negro. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal (ε_{NB}). Por sua vez, quando do cômputo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, há de ser considerada a emissividade de banda larga (ε_0) (6 – 14 μm). Segundo Allen et al. (2002), as emissividades (ε_{NB}), e (ε_0) podem ser obtidas, para $IVDN > 0$ e $IAF < 3$, por:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331 \times IAF \quad (10)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF \quad (11)$$

Para pixels com $IAF \geq 3$, $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$. Para corpos de água ($IVDN < 0$), no caso da área de estudo a água dos açudes e os leitos dos rios Jaguaribe e Banabuiú, foram utilizados os valores de $\varepsilon_{NB} = 0,99$ e $\varepsilon_0 = 0,985$, conforme Allen et al. (2002).

Etapa 7. Temperatura da Superfície

Para a obtenção da temperatura da superfície (T_s) foram utilizados a radiância espectral da banda termal 6, e a emissividade da banda termal obtida na etapa anterior. Dessa forma, obteve-se a temperatura da superfície (K) pela seguinte expressão (Morse et al., 2000; Allen et al., 2002):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda 6}} + 1\right)} \quad (12)$$

Onde K_1 e K_2 são constantes iguais a 607,76 $\text{W/m}^2/\text{sr/mm}$ e 1260,56 K, Respectivamente.

Etapa 8. Radiação de Onda Longa Emitida

A radiação de onda longa emitida pela superfície RL_{\uparrow} (W/m^2) foi obtida através da equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T^4$$

Onde ε_0 é a emissividade de cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) e T_s é a temperatura da superfície (K).

Etapa 9. Radiação de onda curta incidente

A radiação de onda curta incidente $R_{s\downarrow}$ (W/m^2) é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, que para condição de céu claro é dada pela seguinte expressão (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2000; Allen et al., 2002):

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad (13)$$

Onde S é a constante solar ($1367 W/m^2$), Z é ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica. $R_{s\downarrow}$ foi considerado constante em toda a área de estudo e dessa forma foram obtidos para as imagens de 28/09/2007 e de 13/08/2008 os seguintes valores: $916,76 W/m^2$ e $803,12 W/m^2$, respectivamente.

Etapa 10. Radiação de onda longa incidente

A radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície $R_{L\downarrow}$ (W/m^2), foi computada pela equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (14)$$

Onde ε_a é a emissividade atmosférica obtida por: $\varepsilon_a = 0,85(-\ln(\tau_{sw}))^{0,09}$ (Bastiaanssen, 1995; Allen et al., 2002), σ é a constante de Stefan-Boltzman e T_a é a temperatura do ar (K). Para 28 de setembro de 2007 obteve-se a $T = 301,9 K$ e para 13 de agosto de 2008 obteve-se a $T = 300,6 K$. Esses valores foram obtidos na PCD do município de Russas às 9:00h.

O saldo de radiação à superfície R_n (W/m^2) foi computado utilizando-se a seguinte equação do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (15)$$

Onde $R_{s\downarrow}$ é a radiação de ondas curtas incidente, α é o albedo corrigido de cada pixel, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ε_0 é a emissividade de cada pixel.

Etapa 11. Fluxo de calor no solo

Bastiaanssen (2000) desenvolveu uma equação empírica, válida para o meio-dia, destinada ao cálculo do fluxo de calor no solo.

$$G = [T_s (0,0038 + 0,0074\alpha)(1 - 0,98NDVI^4)]R_n \quad (16)$$

Onde T_s é a temperatura da superfície (°C); α o albedo corrigido do pixel; NDVI o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada e R_n o Saldo de Radiação. Para a correção de valores do fluxo de calor no solo para NDVI <0, utilizou-se a seguinte expressão:

- $G = 0,5R_n$ (Allen et al., 2002)

Etapa 12. Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível (H) é a parte mais importante do algoritmo SEBAL. No entanto, para obtê-lo, é necessário calcular antecipadamente alguns outros parâmetros, onde são necessários dados de estação meteorológica representativa da imagem, como a velocidade do vento (m/s) e a altura média da vegetação em torno da estação (adotado como igual a 0,3 m). É necessário também o conhecimento de dois pixels extremos da imagem, denominados pixel quente (*hot pixel*) e pixel frio (*cold pixel*). O primeiro, *hot pixel*, representa o pixel onde a temperatura se apresenta mais elevada (área degradada, por exemplo) e onde o fluxo de calor sensível é máximo. O *cold pixel*, contrariamente ao primeiro, representa o pixel, onde a temperatura é mais amena (espelho d'água, por exemplo), onde o fluxo de calor sensível (H) é igual à zero. A partir desses dois elementos, determina-se a variação de temperatura (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}). Inicialmente, é preciso computar o coeficiente de rugosidade (z_{om}) e a velocidade de fricção (u^*) na estação meteorológica. Para o cálculo do coeficiente de rugosidade local z_{om} (m), utilizou-se a equação de Brutsaert (1982), conforme segue:

$$Z_{om} = 0,12h \quad (17)$$

Onde h é a altura da vegetação em torno da estação meteorológica.

Para o cálculo da velocidade de fricção u^* (m/s), usou-se a equação do perfil logaritmo do vento para a condição de estabilidade neutra, qual seja:

$$u_* = \frac{k \cdot u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (18)$$

Onde k é a constante de Von Karman (0,41); u_x a velocidade do vento (m/s); z_x a altura em que foi tomado o valor da velocidade do vento e z_{om} o coeficiente de rugosidade local.

Posteriormente, ainda assumindo a atmosfera em equilíbrio neutro e assumindo que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, pode-se estimar a velocidade do vento a 100 m de altitude, altura esta chamada de *blending heigh*, segundo expressão:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)}{k} \quad (19)$$

Onde k já foi definido anteriormente; u^* a velocidade de fricção (m/s) e z_{om} o coeficiente de rugosidade local (m).

Obtida a velocidade do vento a 100m (u_{100}), computou-se uma nova velocidade de fricção (u^*), para cada pixel, sendo computado anteriormente um novo coeficiente de rugosidade (z_{om}), desta vez para cada pixel, em função do SAVI, pela seguinte equação:

$$z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI) \quad (20)$$

A velocidade de fricção (u^*), para cada pixel da imagem, é dada pela seguinte equação:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)} \quad (21)$$

Onde (u_{100}) é a velocidade do vento (m/s) a 100 m; (z_{om}) é a velocidade de fricção pixel a pixel e k já foi definido anteriormente.

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

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \cdot k} \quad (22)$$

Onde Z_1 , Z_2 : alturas acima da superfície (0,1 e 2 m respectivamente); u^* e k já foram definidos anteriormente. A partir deste momento, pode-se iniciar o processo iterativo com o objetivo de calcular o verdadeiro valor de H , uma vez que este está sujeito às variações da condição inicial de cada pixel. O processo iterativo inicia-se com o cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície, dT ($^{\circ}\text{C}$), para cada pixel e é representado pela seguinte equação:

$$dT = a + bTs \quad (23)$$

Onde a e b são constantes de calibração da diferença de temperatura e T_s a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$).

Para a obtenção das variáveis “ a ” e “ b ”, partiu-se da seguinte situação. Para o pixel frio, o valor do fluxo de calor sensível (H) é nulo e o fluxo de calor latente (λET) é dado pela seguinte equação:

$$\lambda ET_{frio} = Rn - G \quad (24)$$

Para o pixel quente, o fluxo de calor latente (λET) é considerado nulo e o fluxo de calor sensível (H) é dado por:

$$H_{quente} = Rn - G = \frac{\rho \cdot c_p (a + bTs)}{r_{ah}} \quad (25)$$

Onde ρ é a densidade do ar ($1,15 \text{ kg/m}^3$); c_p o calor específico do ar (1004 J/kg/K); a e b são constantes de calibração da diferença de temperatura; T_s a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível (s/m). Assim, tem-se duas equações com duas incógnitas, o que possibilita a obtenção dos valores iniciais de “ a ” e “ b ”. Estes valores, em cada iteração, vão mudando até que se atinja uma condição de constância. A Figura 9 traz um exemplo de cálculo de “ a ” e “ b ”.

Por exemplo:

$$H_{frio} = 0 \Rightarrow a + bT_s = 0 \text{ (I)}$$

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

Com o valor da temperatura para o pixel frio e os valores de r_{ah} , Rn , G e temperatura para o pixel quente, resolvemos a equação II, obtendo o seguinte sistema de equações:

$$\begin{cases} H_{frio} = a + b \cdot 22,0 = 0 \\ H_{quente} = a + b \cdot 40,5 = 13,93 \end{cases}$$

Resolvendo:

$$b = 13,93 / (40,5 - 22,00) = \mathbf{0,75}$$

$$a = -0,75 * 22,00 = \mathbf{-16,5}$$

Figura 9. Exemplo de cálculo de “a” “b”, para cômputo de “dT”

O valor inicial de H não é representativo, vez que foi obtido para uma condição atmosférica que geralmente não corresponde à realidade, servindo apenas como ponto de partida para o processo iterativo, onde em suas etapas subseqüentes, se considera a real condição de estabilidade de cada pixel. Devido aos efeitos turbulentos aquecerem a superfície e afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, obtendo-se o comprimento Monin-Obukhov (L) em metros, que é utilizado para identificar a condição de estabilidade da atmosfera e que é computado pela seguinte expressão:

$$L = -\frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{kgH} \quad (26)$$

Onde ρ , c_p , u_* , T_s e k já foram definidos anteriormente; g é o módulo do campo gravitacional terrestre (9,81 m/s²) e H o fluxo de calor sensível (W/m²).

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (Y_m) e de calor (Y_h) deverão ser considerados. Estas variáveis irão auxiliar a nova modalidade de cálculo da velocidade de fricção (u^*) e da resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}), continuando o processo iterativo. Para isto, utilizam-se das seguintes fórmulas (Bastiaanssen, 1995, Morse et al., 2000; Allen et al., 2002; Bezerra, 2004; Feitosa, 2005):

I - Se $L < 0$ (condição de instabilidade):

- $x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25}$
- $x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25}$
- $x_{(100m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L}\right)^{0,25}$
- $\psi_{h(0,1m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2} \right)$
- $\psi_{h(2m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2} \right)$
- $\psi_{h(100m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(100m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(100m)}) + 0,5\pi$

II - Se $L > 0$ (condição de estabilidade):

- $\psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right)$
- $\psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right)$
- $\psi_{m(100m)} = -5 \left(\frac{100}{L} \right)$

III - Se $L = 0$ (condição de neutralidade): $m = 0$ e $h = 0$

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

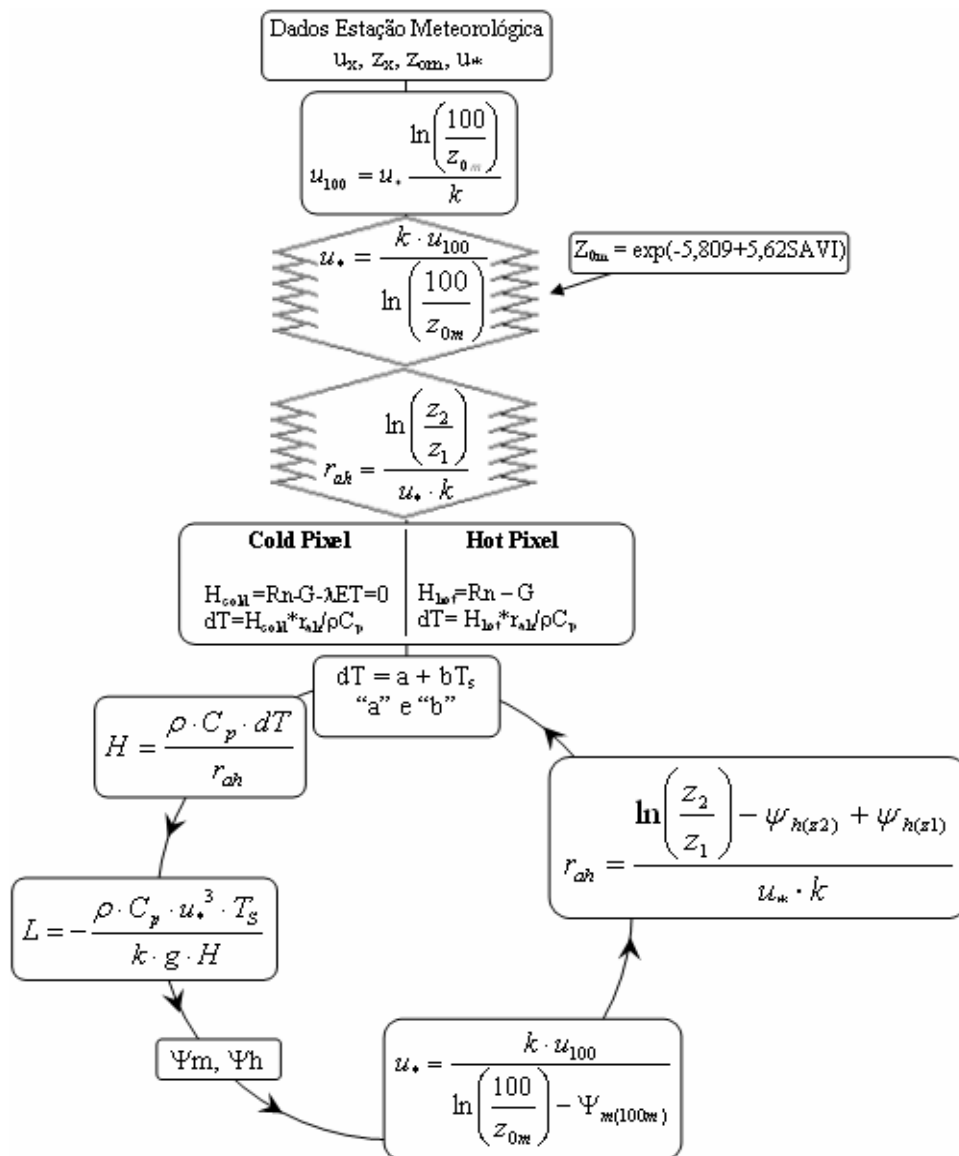
$$u_* = \frac{k \cdot u_{100}}{\ln \left(\frac{100}{z_{0m}} \right) - \psi_{m(100m)}} \quad (27)$$

Posteriormente, obteve-se o valor da resistência aerodinâmica corrigida ao transporte de calor (r_{ah}) pela seguinte equação:

$$r_{ah} = \frac{\ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (28)$$

Onde Z_2 e Z_1 valem 2 m e 0,1 m respectivamente e $Ch(Z_2)$ e $Ch(Z_1)$ são as condições de estabilidade para o transporte de calor sensível a 2,0 m e 0,1 m respectivamente.

Com esses dados, inicia-se uma nova iteração, conforme a Figura 9, recalculando-se os valores de “a” e “b”, dT , H , L , C_m , Ch , u^* e r_{ah} , até que os valores de “a” e “b” se mostrem constantes.



Fonte: Meireles, 2007

Figura 10. Fluxograma com as etapas da iteração para obtenção da carta de H.

Etapa 13. Fluxo de calor Latente

Com as cartas do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor sensível (H), calculou-se a carta do fluxo de calor latente (λET), pela seguinte equação:

$$\lambda ET = R_n - G - H \quad (29)$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na Tabela 7 estão os parâmetros astronômicos relativos ao dia e horário da passagem do satélite, e a temperatura do ar próximo a superfície no mesmo instante.

Tabela 7. Valores da declinação solar, ângulo zenital, ângulo horário, distância relativa terra-sol e temperatura do ar próximo à superfície na hora da passagem do satélite na área de estudo.

<i>Parâmetros / dias</i>	<i>28/09/2007</i>	<i>13/08/2008</i>
Declinação solar (δ) Graus ($^{\circ}$)	-2,15	14,33
Ângulo Zenital (Z) Graus ($^{\circ}$)	26,5	36,5
Ângulo horário (v) Graus ($^{\circ}$)	37,5	37
Distância relativa Terra-Sol (d T-S) (UA)	0.975	0.998
Temperatura do ar próximo à superfície (K)	301.9	300.6

Na figura 11 são apresentados os mapas do Ceará com os acumulados de chuva dos três meses anteriores às datas das imagens e na figura 12 é mostrada a combinação das bandas 4, 3 e 2/RGB em composição colorida falsa cor da área estudada, com a localização dos quatro postos pluviométricos monitorados pela FUNCEME. Observa-se que nos três meses anteriores à 28/09/2007 o acumulado de chuva no Ceará foi pouco significativo, apenas 10 mm, ficando 73% abaixo da média para este trimestre, enquanto que, para os três meses anteriores à 13/08/2008, o acumulado registrado foi de 95,4 mm, 33% abaixo da média para o período. Nos cinco dias anteriores à data da imagem de 2007, não há registro de chuva nos quatro postos localizados nela, e nos cinco dias anteriores à data da imagem de 2008, os postos de Bixopa, Russas e Peixe registraram 14 mm, 15 mm e 3,2 mm respectivamente. Esses dados foram obtidos junto a FUNCEME.

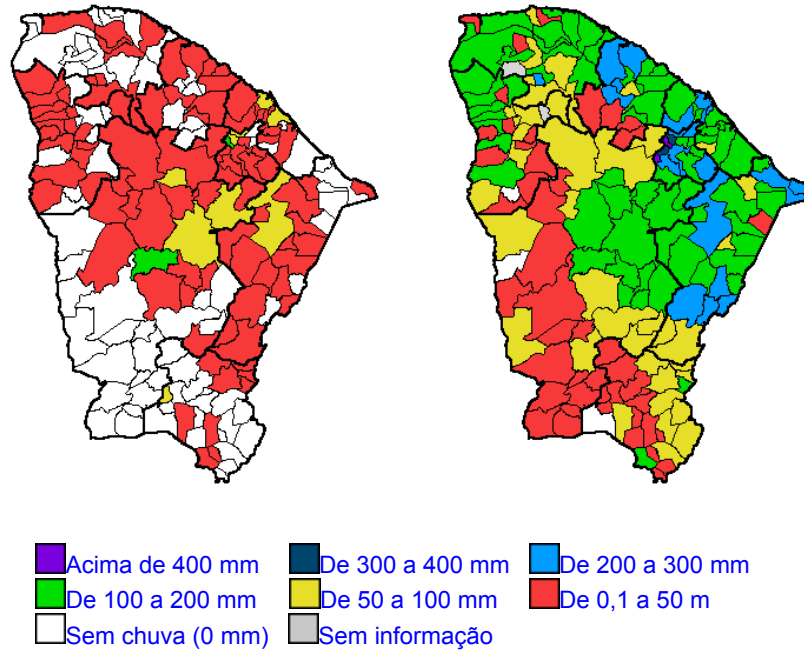


Figura 11 - Acumulado de chuva de 28/06/2007 à 28/09/2007 e de 13/05/2008 à 13/08/2008.

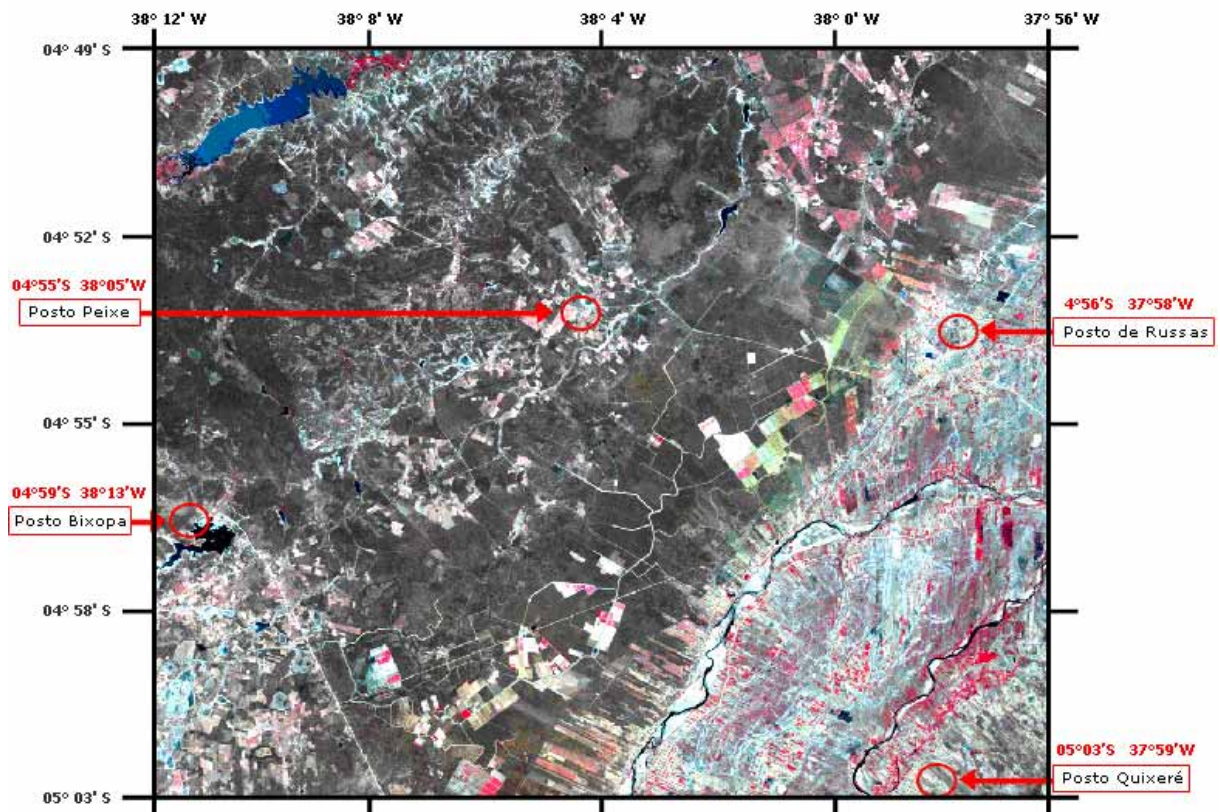


Figura 12. Área de estudo com a localização dos postos pluviométricos de Quixeré, Russas, Peixe e Bixopa.

Dentro dos parâmetros expostos nos resultados e discussões, serão analisados os resultados estatísticos de cada parâmetro para cada imagem, assim como as imagens classificadas dos dois anos. Em uma segunda etapa, será analisada a álgebra das imagens, para desta forma, quantificar as variações entre os dois anos estudados.

4.1 Albedo

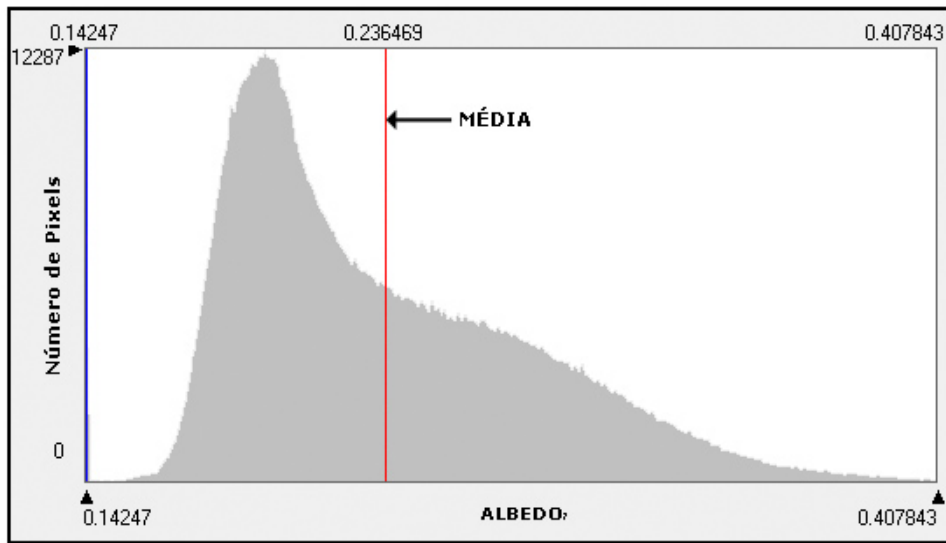
O albedo da superfície é um importante modulador na quantidade de energia disponível para os processos de troca de calor.

A Tabela 8 apresenta os valores de máximo, mínimo, média, moda e desvio padrão do albedo da superfície para os dois anos pesquisados. Observa-se que o valor médio do albedo aumentou de 0,236 em 2007 para 0,249 em 2008. Nota-se também que os extremos foram maiores no ano de 2008, assim como o desvio padrão. O valor que ocorreu com maior frequência (moda) foi semelhante nos dois anos, aproximadamente, 0.1975.

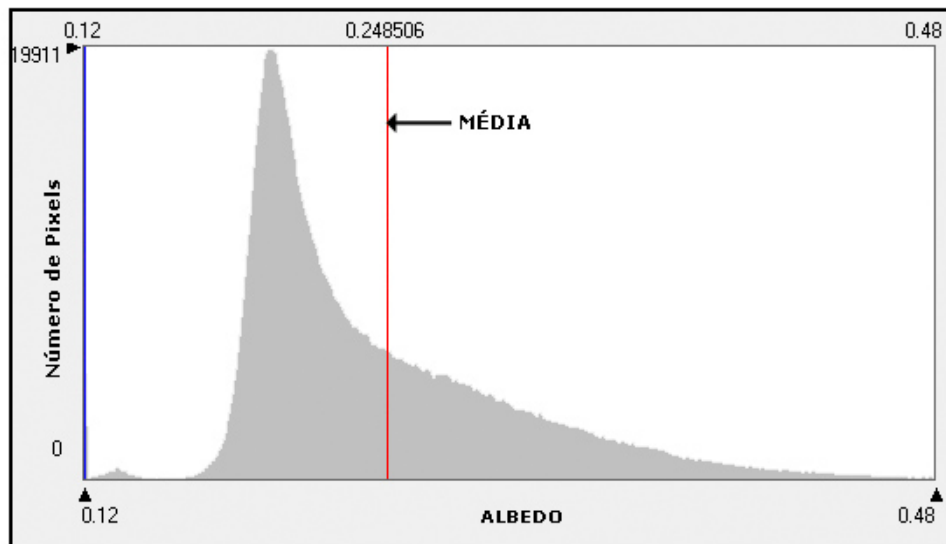
Tabela 8. Parâmetros estatísticos do albedo (mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão) para os dias 28 de setembro de 2007 e 13 de agosto de 2008.

<i>Albedo da Superfície</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>	<i>Média</i>	<i>Moda</i>	<i>Desvio padrão</i>
2007	0,14	0,407	0,236	0,197	0,049
2008	0,12	0,48	0,249	0,198	0,065

A figura 13 representa os histogramas de frequência do albedo. Observa-se uma pequena variação na média do albedo do ano de 2007 para 2008, porém, nota-se que os valores do albedo em 2007 estão mais próximos da média, enquanto que, em 2008, esses valores estão mais dispersos.



(a)



(b)

Figura 13. Histogramas da frequência do albedo da superfície para os dias 28/08/2007 (a) e 13/08/2008 (b).

Na figura 14 podem ser vistas as imagens com os valores instantâneos do albedo da superfície. A cor azul destaca as áreas com albedo menor que 0,18. Esse intervalo de albedo é característico dos rios, riachos, reservatórios artificiais e algumas áreas onde a vegetação encontra-se mais densa e o solo com bastante umidade. Esta cor representa 5,5% da área estudada em 2007 e 2,8% em 2008.

Observa-se que em 2007, além dos corpos hídricos, algumas áreas de mata nativa tiveram valores de albedo nesse intervalo, acreditando-se que as condições do solo tenham causado essa diminuição em relação a 2008, visto que, os índices de vegetação, nesta área, demonstraram vegetação menos densa em 2007. Observa-se também que parte do maior corpo hídrico da imagem, o açude Santo Antônio de Russas, a noroeste da imagem, apresentou coloração em ciano, indicando albedo pertencente ao intervalo entre 0,18 e 0,23. Este alto índice de albedo, em 2007, no açude, pode representar um processo de eutrofização: presença de matéria orgânica na água. Esse fenômeno pode ter como possíveis causas a escassez de chuva e as altas temperaturas. Duas características verificadas neste ano. Já em 2008, praticamente todo o açude apresentou albedo menor que 0,18, pois o açude recebeu água nova das chuvas.

As cores ciano e verde representam albedo entre 0,18 e 0,25, estas somaram 71% da área estudada em 2007, e 70% em 2008, havendo, portanto, pouca diferença neste intervalo que representa o albedo predominante da mata nativa do local. Mesmo com maior índice de chuva em 2008, este não foi suficiente para aumentar a densidade da vegetação nativa, e como consequência, diminuir o albedo da mesma. Albedo acima de 0,25, identificado na imagem pelas cores verde escuro, amarelo e vermelho, representam 23,5% da área em 2007 e 27,2% em 2008. Esse intervalo compreende em sua grande maioria as áreas do perímetro irrigado, zona urbana, pontos onde as rochas encontram-se descobertas, áreas sem vegetação e parte dos leitos dos dois rios que, nesta época, estão sem água, portanto, com areia exposta. Os altos índices observados no perímetro irrigado devem-se ao fato de que, no período em que as imagens foram feitas, ele estava em fase de construção, apresentando assim, muitas áreas em processo de desmatamento para o plantio. Nota-se também que, há crescimento dessas áreas de 2007 para 2008, indicando assim, o aumento do perímetro irrigado. Há também, em 2008, ao longo dos rios, um número maior de pixels com albedo acima de 0,36 demonstrando neste ano uma área maior sendo preparada para plantio.

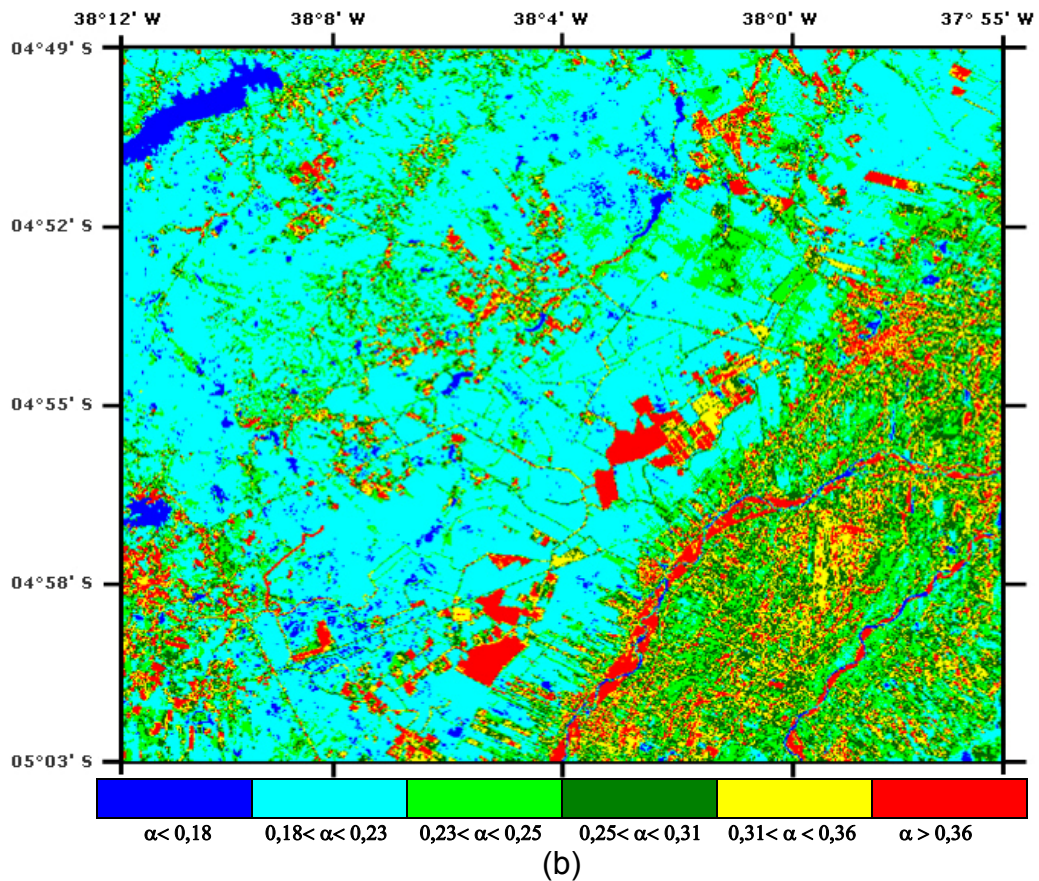
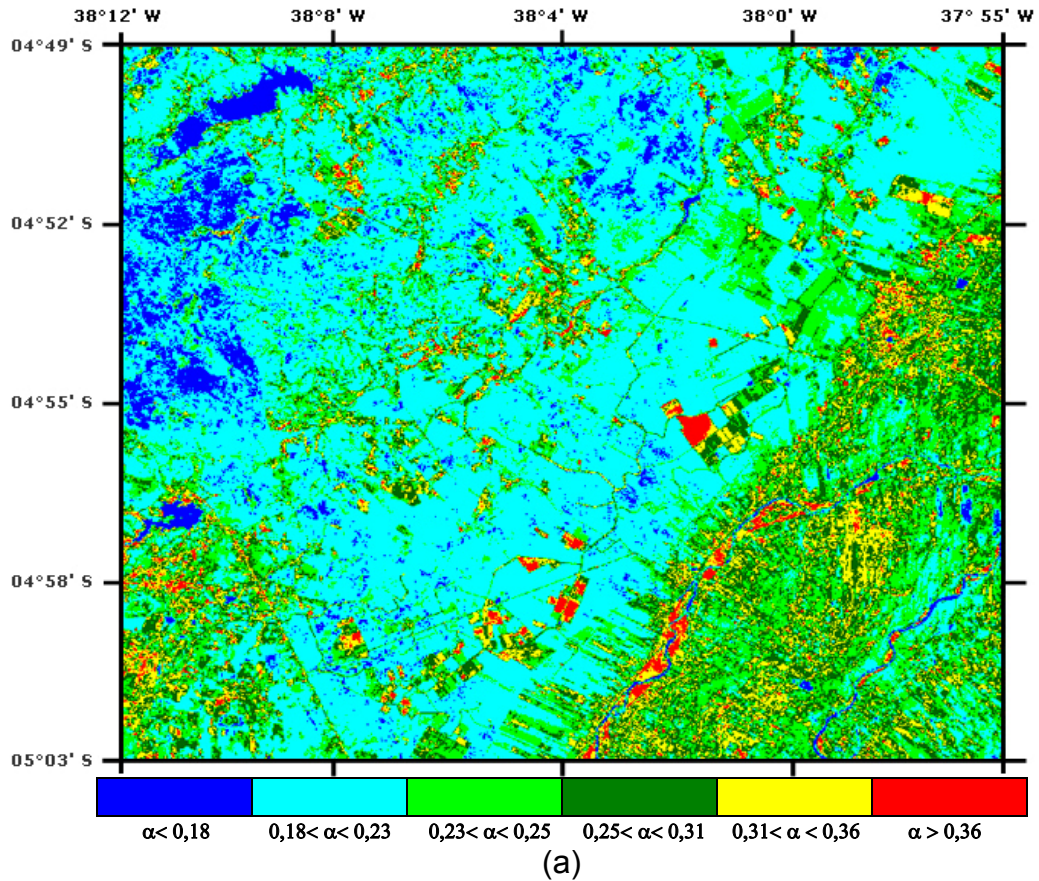


Figura 14. Mapas do albedo à superfície da área estudada para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).

Na figura 15, têm-se um produto gerado pela diferença entre o albedo das imagens de 2008 e 2007, indicando, desta forma, os locais onde ocorreram variações. Na cor vermelha estão as áreas onde houve aumento do albedo instantâneo em 2008. Esse crescimento ocorreu em 49% da área estudada. Na tonalidade azul estão áreas onde houve diminuição, estas ocorreram em 34% da região. Em branco, representando 17% da imagem, estão localidades em que o albedo instantâneo não variou ou variou menos de 0,01.

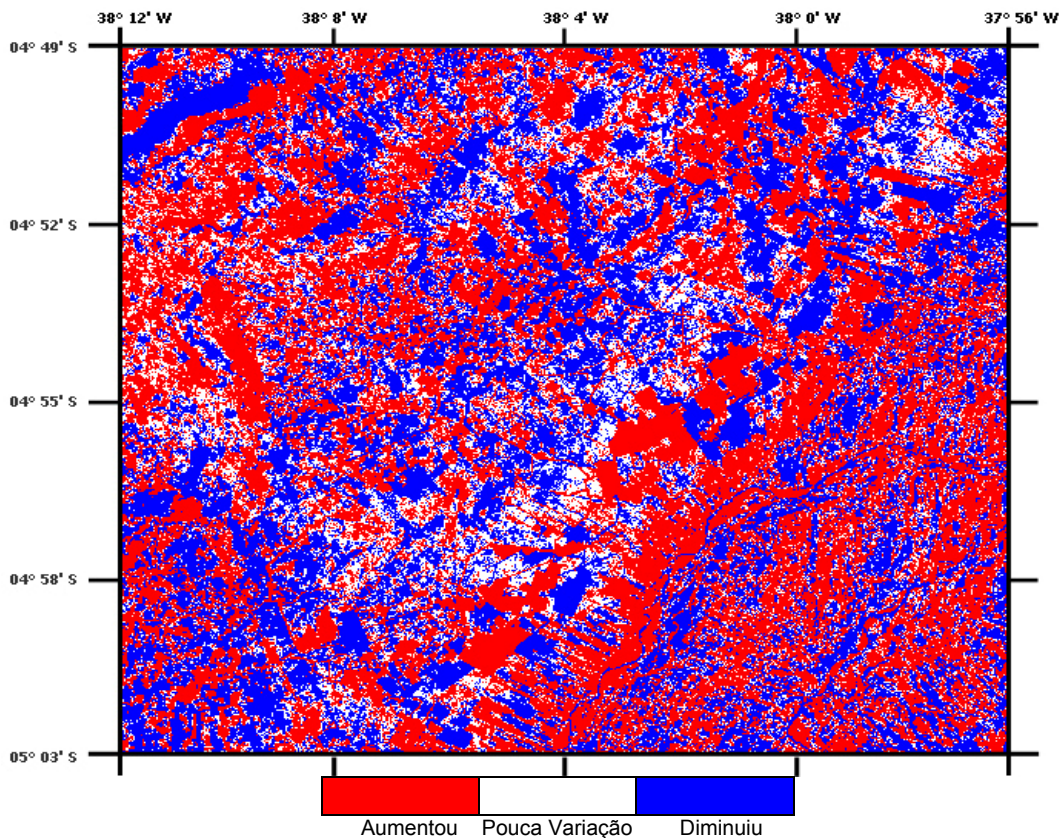


Figura 15. Mapa da diferença do albedo à superfície entre os dias 28/09/2007 e 13/08/2008

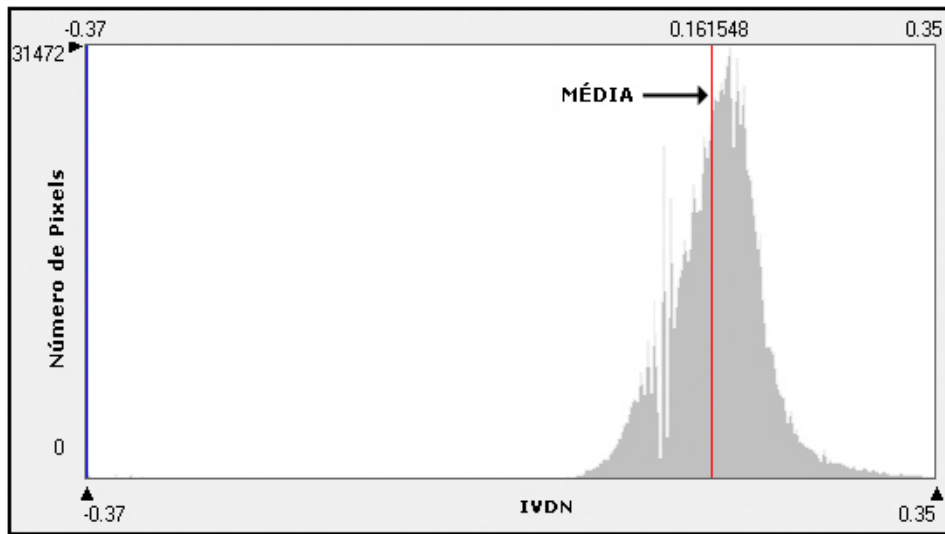
4.2 Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (IVDN)

Os valores de mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão do conjunto de dados do IVDN das duas imagens são mostrados da Tabela 9. Observa-se que os extremos e o desvio padrão foram maiores na imagem de 2008. A média aumentou de 0,162 em 2007, para 0,376 em 2008. Braga (2000) encontrou IVDN médio de 0,39 para o semi-árido nordestino, valor muito próximo ao encontrado nesse estudo para o ano de 2008. O valor que ocorreu com maior frequência, em 2007, foi de 0,162 que é, praticamente, o mesmo da média. Em 2008, esse valor foi de 0,3.

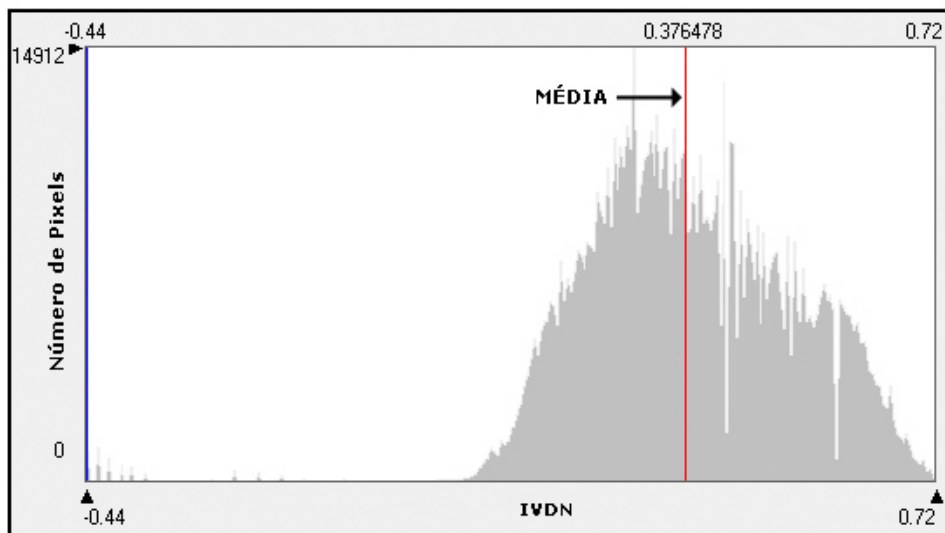
Tabela 9. Parâmetros estatísticos do IVDN (mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão) para os dias 28 de setembro de 2007 e 13 de agosto de 2008.

<i>IVDN</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>	<i>Média</i>	<i>Moda</i>	<i>Desvio padrão</i>
2007	-0,37	0,35	0,162	0,172	0,064
2008	-0,44	0,72	0,376	0,3	0,155

Na figura 16 estão os histogramas de frequência dos valores de IVDN dos dois anos. Os mesmos mostram que os valores de 2007 ficaram, em geral, mais próximos da média. Isso ocorre quando a moda e a média são próximas, fato observado na Tabela 4.3. Já em 2008, esses valores se dispersaram mais. Nota-se, também, que houve um aumento significativo da média em 2008.



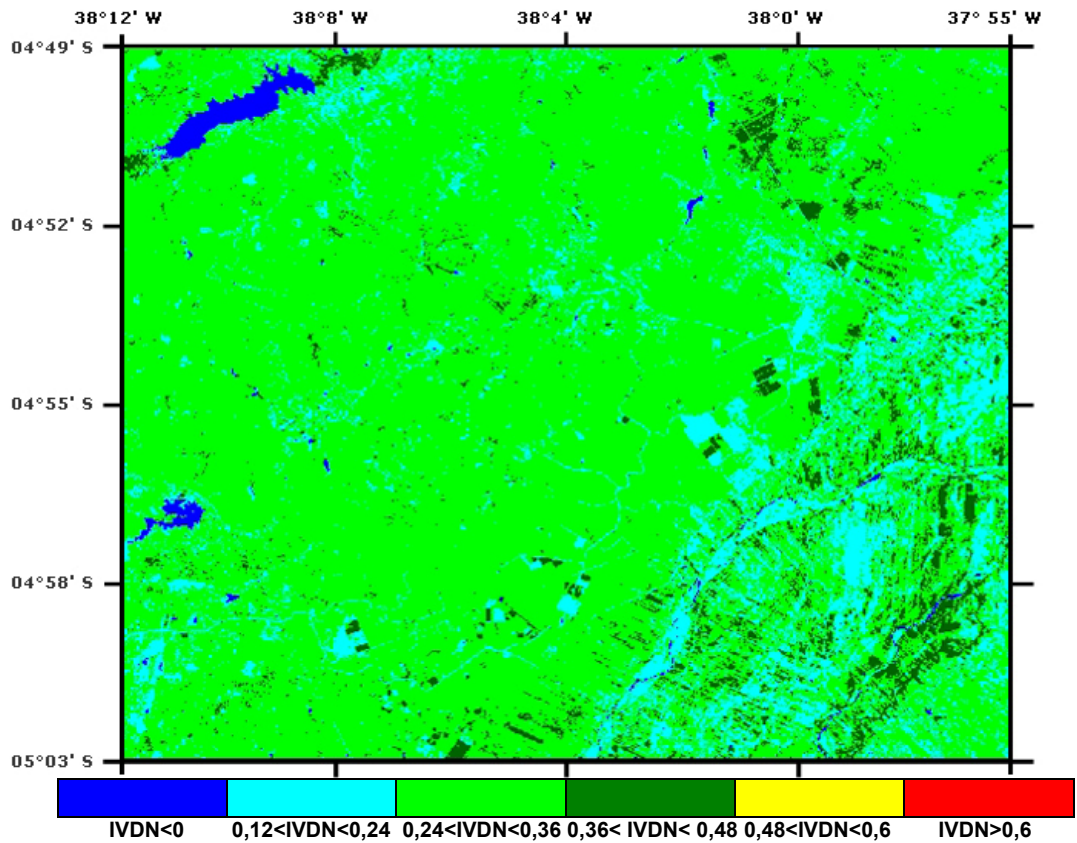
(a)



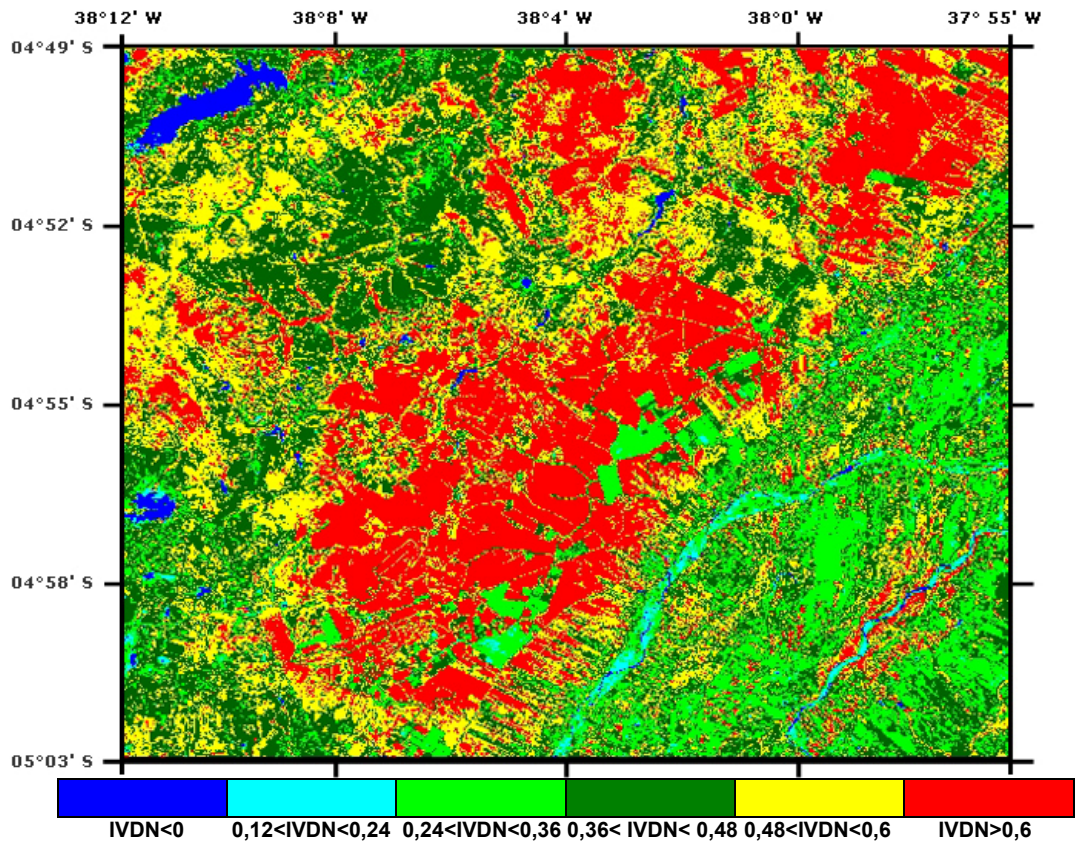
(b)

Figura 16. Histogramas da frequência do IVDN para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).

A figura 17 mostra as imagens classificadas com os valores de IVDN instantâneos para os dois anos. Na cor azul estão todos os valores negativos. Estes representam os corpos hídricos das imagens, e somam, aproximadamente, 1% da área nos dois anos pesquisados. Isto se deve ao fato de que as imagens foram feitas no período seco. Mesmo com maior índice pluviométrico em 2008, este ainda ficou abaixo da média histórica para o período, portanto, não foi suficiente para aumentar a quantidade de água na região. Logo concluímos que, para esse intervalo as diferenças na precipitação não causaram variações de um ano ao outro. Os pixels com valores de IVDN no intervalo entre 0 e 0,12 estão indicados na imagem pela cor ciano. Em 2007, essa cor representa 14 % do total, e em 2008, apenas 1 %. Esses baixos valores de IVDN correspondem às áreas de solo nu ou de caatinga com IAF próximo a zero. Em verde estão os valores pertencentes ao intervalo entre 0,12 e 0,24 representando maioria absoluta em 2007 com 80% da área estudada. Esses baixos valores de IVDN para o ano de 2007 indicam que grande parte da região está com solo exposto e vegetação pouco densa. Pace (2004) encontrou IVDN de 0,196 para solo exposto em Petrolina-PE, valor semelhante ao deste estudo. Em 2008, essa percentagem cai consideravelmente para 14%, evidenciando a influência direta da chuva neste intervalo. Esses valores, em 2008, ficaram restritos apenas às áreas dos leitos dos rios e às regiões com influências antrópicas: perímetro irrigado e zona urbana. IVDN entre que 0,24 e 0,36 são representados pela cor verde escuro. Em 2007, essas cores somam 5% da imagem, enquanto que, em 2008, cobrem 31% da área. Esses pixels correspondem, em 2007, às áreas com vegetação mais resistente ao déficit hídrico e às regiões irrigadas que estavam sendo cultivadas. Valores de IVDN maiores que 0,36 não são encontrados em 2007, já em 2008, correspondem à maior parte da região estudada com 53% do total, sendo as áreas de mata nativa próximas ao perímetro irrigado as que apresentaram maiores IVDN com valores superiores a 0,6. Conclui-se, portanto, que o IVDN é um parâmetro muito sensível à chuva nessa região, visto que, climatologicamente, a diferença pluviométrica entre os dois anos estudados não foi tão expressiva. Observa-se também que o IVDN no semi-árido apresenta resposta rápida à precipitação, pois as chuvas ocorreram poucos dias antes da imagem ser feita.



(a)



(b)

Figura 17. Mapas do IVDN da área estudada para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).

Na figura 18, temos a diferença entre as imagens dos índices de vegetação da diferença normalizada de 2008 e 2007, estimando-se assim, a variação ocorrida de um ano para o outro. Na figura, fica evidenciado o aumento significativo do IVDN em 2008, como resposta às chuvas ocorridas neste ano. A elevação ocorreu em 79% da imagem. Houve diminuição em 21% da área, sendo que, em 66% dos pixels onde houve diminuição, esta foi menor que 0,1.

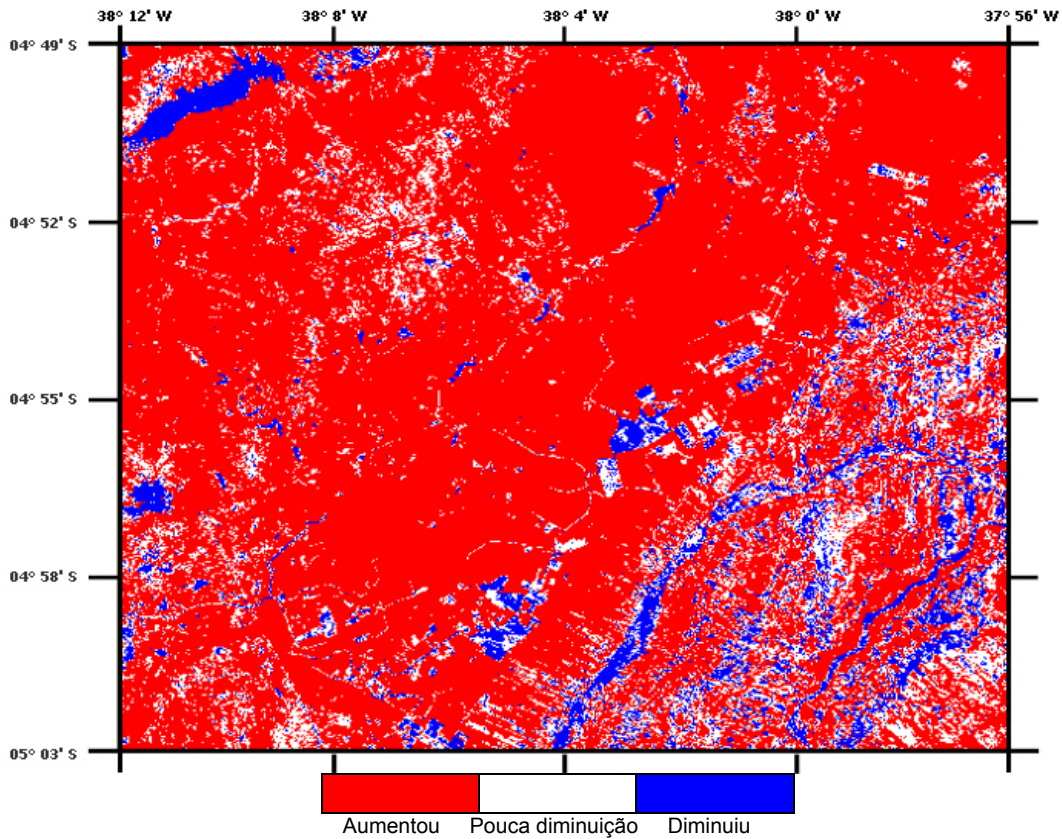


Figura 18. Mapa da diferença do IVDN entre os dias 28/09/2007 e 13/08/2008

4.3. Saldo de Radiação (Rn)

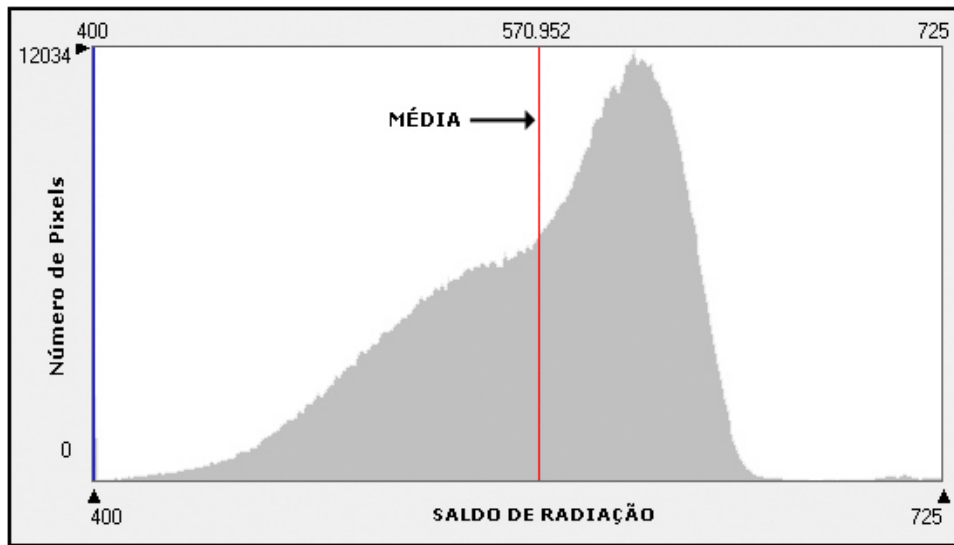
O saldo de radiação constitui a soma dos balanços de radiação das ondas curtas e das ondas longas. É um dos principais parâmetros estimados pelo algoritmo SEBAL, pois, todos os processos físico-químicos que ocorrem na superfície dependem da quantidade de energia disponível, que corresponde ao saldo de radiação.

Na Tabela 10 observam-se os valores estatísticos: mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão do saldo de radiação instantâneo à superfície no momento da passagem do satélite nos dois anos estudados. Observa-se que, entre os máximos dos dois anos, o de 2007 foi maior com 725 W/m², já o mínimo de 2008 ficou abaixo com 285 W/m². As médias ficaram relativamente próximas com valores de 570,95 e 522,28W/m² em 2007 e 2008 respectivamente. O ano de 2008 teve uma maior amplitude em seus valores, fato caracterizado pelo maior desvio padrão, de 59,8 contra 50,06 em 2007. 605.6 W/m² fora o valor mais encontrado em 2008 e 568,18 W/m² o mais freqüente em 2007.

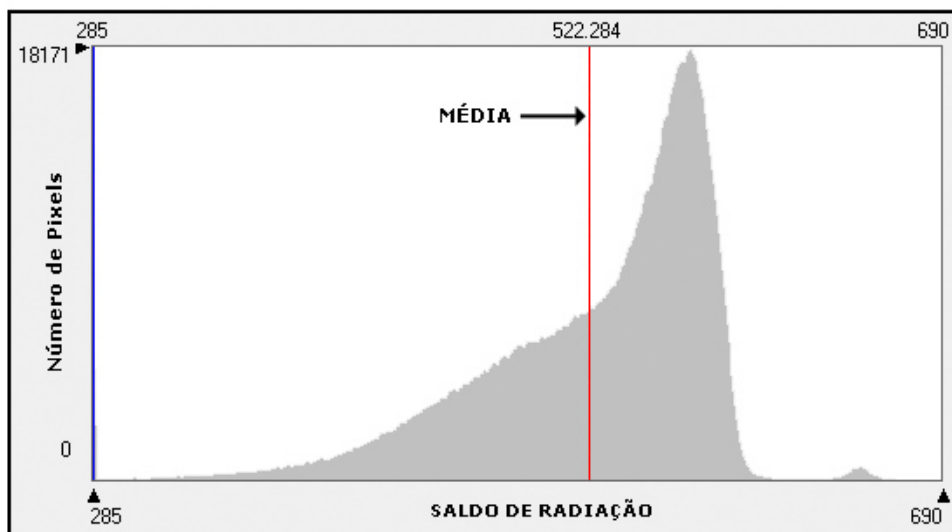
Tabela 10. Parâmetros estatísticos do Rn (mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão) para os dias 28 de setembro de 2007 e 13 de agosto de 2008.

Saldo de Radiação à superfície	Mínimo (W/m²)	Máximo (W/m²)	Média (W/m²)	Moda	Desvio padrão
2007	400	725	570,95	605,6	50,06
2008	285	690	522,28	568,18	59,8

Histogramas de freqüência com valores do saldo de radiação à superfície são observados na figura 19. Nota-se um padrão de distribuição semelhante nos dois anos. Observa-se que para valores do saldo de radiação abaixo da média nos dois anos, houve uma maior distribuição, enquanto que, para os valores acima da média, estes ocorreram com uma menor amplitude, e se repetindo com maior freqüência.



(a)



(b)

Figura 19. Histogramas da frequência do Saldo de radiação à superfície para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).

Imagens classificadas do saldo de radiação à superfície para os anos estudados são apresentadas na figura 20. Os pixels destacados em verde e amarelo correspondem às áreas com saldo de radiação instantâneo menor que 420 W/m^2 . Em 2007 essas cores representam apenas 0,5% da área total, enquanto que, em 2008 este índice é de 6,5%. Esses baixos valores de saldo de radiação correspondem às áreas com altos índices de albedo e radiação de ondas longas emitidas pela superfície, como afirma Ahrens, (2005). Observa-se, na imagem, que essas áreas são compostas por solo exposto e vegetação de caatinga pouco densa, comum na época em que as imagens foram feitas. Nota-se também que em 2008, foram observados valores de R_n menores que 320 (azul) nas áreas do perímetro irrigado. Silva (2004) encontrou valores de saldo de radiação em torno de 426 W/m^2 em solo exposto nos municípios de Petrolina-PE e Juazeiro-BA, valores muito próximos aos encontrados neste estudo.

As áreas com saldo de radiação variando entre 420 e 554 W/m^2 são representadas pelas cores verdes e verdes escuros. Os valores correspondentes a esse intervalo foram encontrados em 33% da área estudada em 2007, e 57% em 2008. Esses valores são representativos das áreas com pouco ou nenhuma cobertura vegetal. O maior percentual em 2008 deve-se, entre outros fatores, ao maior albedo registrado nesse ano em relação a 2007. As cores, amarelo e vermelho, representam saldo de radiação maior que 554 W/m^2 , estas somam 66% da área em 2007 e apenas 36% em 2008. Acredita-se que esta diferença expressiva ocorreu porque, além do albedo em 2008 ter sido, em geral, maior que 2007, a incidência da radiação de ondas curtas, em 2007, foi, aproximadamente, 113 W/m^2 maior que em 2008. Como a quantidade de energia vinda da atmosfera é um fator fundamental para a estimativa do saldo de radiação, essa maior disponibilidade energética em 2007 foi um dos motivos, pelo qual, o saldo de radiação da superfície, na maior parte das áreas, foi maior do que em 2008. Essa diminuição, em 2008, ocorreu em, aproximadamente, 77% da área estudada, havendo aumento em apenas 13%. Nos 10% restantes, a variação foi inferior a 10 W/m^2 . Concluindo que, de uma forma geral, a chuva contribuiu para a diminuição do saldo de radiação, porém, ficou demonstrado que ele não tem tanta sensibilidade à chuva como o IVDN, visto que as variações absolutas não foram tão significativas, nos levando a acreditar que o saldo de radiação sofre influência de outros fatores.

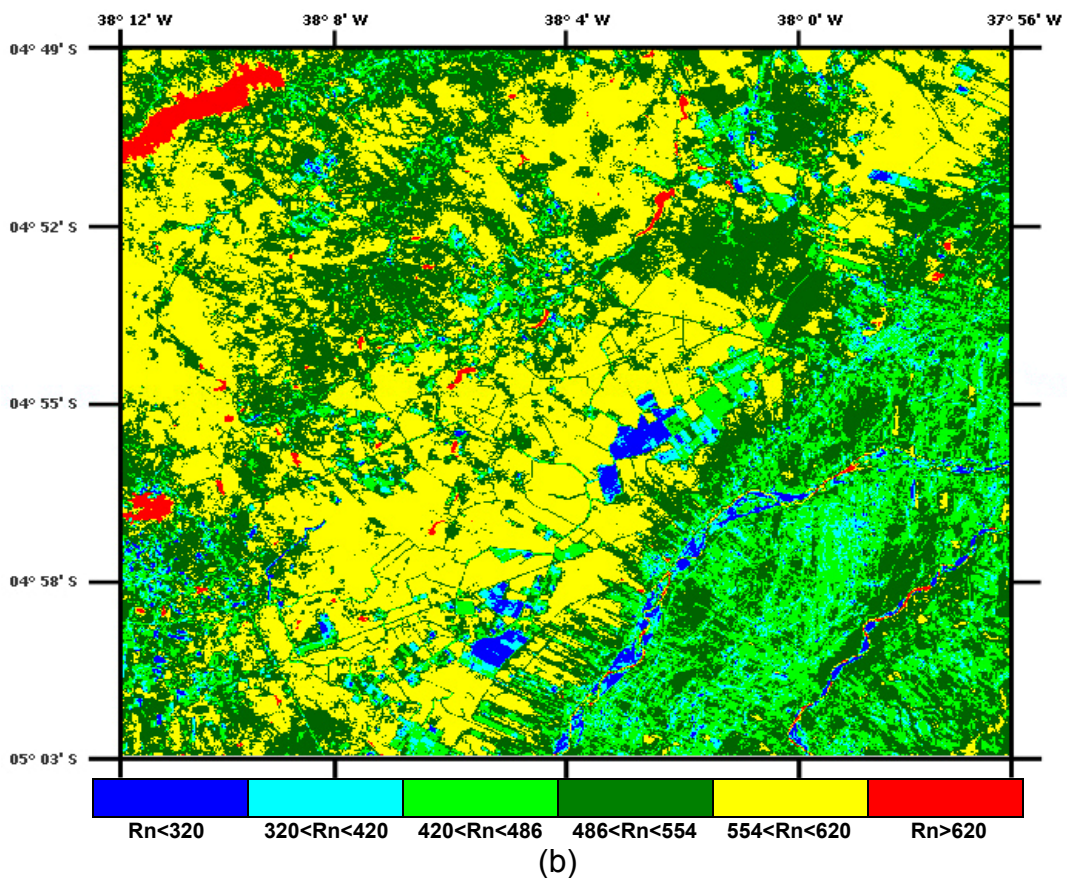
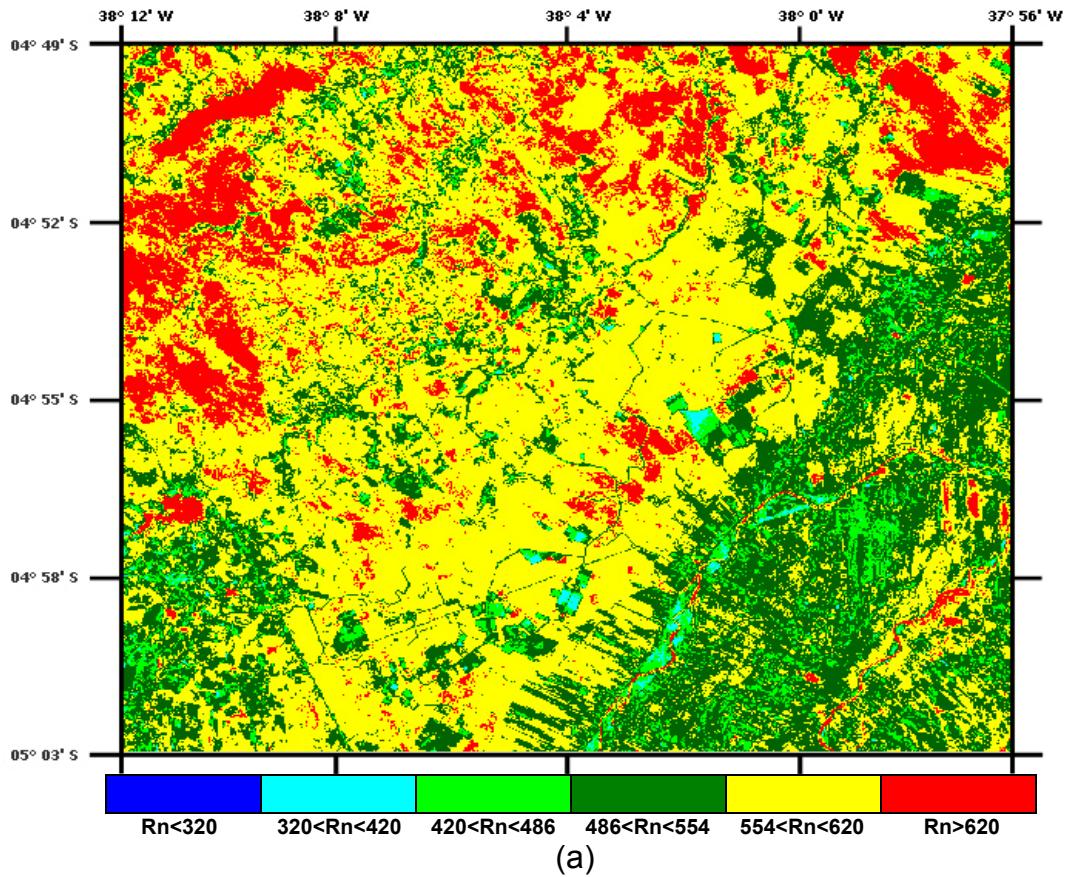


Figura 20. Mapas do saldo de radiação instantâneo á superfície da área estudada para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).

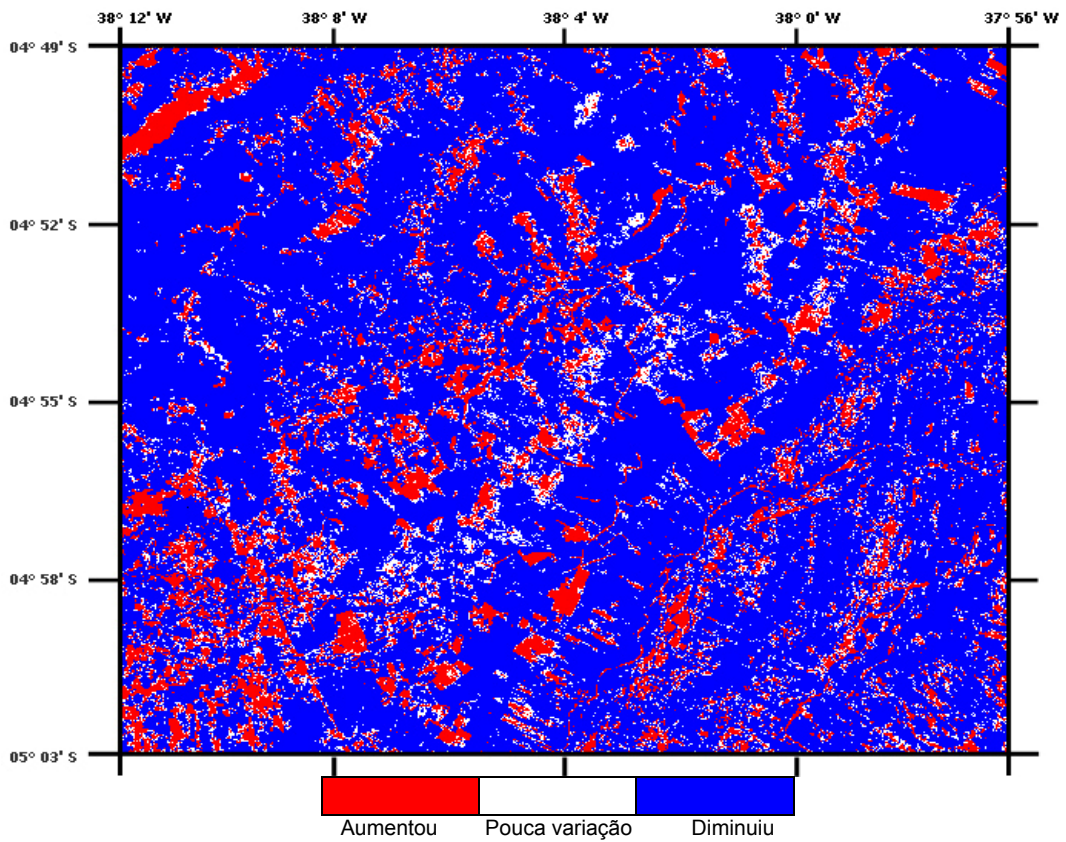


Figura 21. Mapa da diferença do saldo de radiação instantâneo entre os dias 28/09/2007 e 13/08/2008

4.4. Fluxo de Calor Sensível (H)

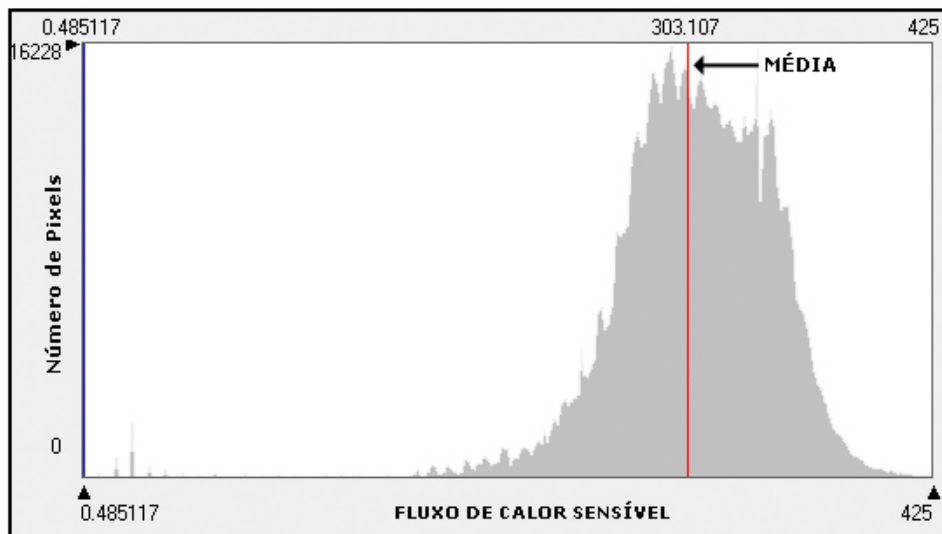
A estimativa do fluxo de calor sensível, através do algoritmo SEBAL, é feita com a escolha de dois pixels âncoras, o quente e o frio, conforme descrito na sessão de materiais e métodos desse estudo. O pixel quente deve ter; alta temperatura, albedo elevado e pouca ou nenhuma vegetação, representando assim, o local onde o fluxo de calor latente seja nulo. Nos dois anos estudados, os pixels quentes foram selecionados na região indicada pela figura 7. Essa é uma região de solo nu, onde a rocha matriz fica exposta. Em 2007, a temperatura da superfície no pixel quente foi de $40,8^{\circ}\text{C}$, já em 2008, esse valor caiu consideravelmente para $31,0^{\circ}\text{C}$, indicando desta forma, que o maior índice pluviométrico em 2008 teve como consequência a diminuição da temperatura da superfície entre outros. O pixel frio foi determinado de acordo com o estudo de Bastiaanssen (2000), onde o mesmo é selecionado em um grande corpo hídrico. Em 2007, o pixel frio, localizado no açude Santo Antônio de Russas, apresentou temperatura da superfície de 19°C . No ano seguinte, no mesmo açude, este apresentou temperatura de aproximadamente 16°C . Após a determinação dos pixels âncoras para as duas cenas estudadas, deu-se início ao processo iterativo também descrito na sessão materiais e métodos. Aqui foram necessárias seis iterações para que os valores de H convergissem para o mesmo ponto.

Os valores mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão do fluxo de calor sensível para os dois períodos estudados são apresentados na Tabela 12. Observa-se que entre os máximos, o de 2007 foi superior com 425 W/m^2 . A média de 2007, 303 W/m^2 , ficou 61% acima da de 2008, 185 W/m^2 . O valor do fluxo de calor sensível que mais se repetiu em 2007 foi de 292 W/m^2 , já em 2008 o valor mais freqüente foi menor, 193 W/m^2 . Todos os parâmetros estatísticos encontrados em 2007 foram superiores aos de 2008 com exceção do desvio padrão que em 2008, ficou ligeiramente maior, caracterizando uma maior dispersão dos valores encontrados neste ano.

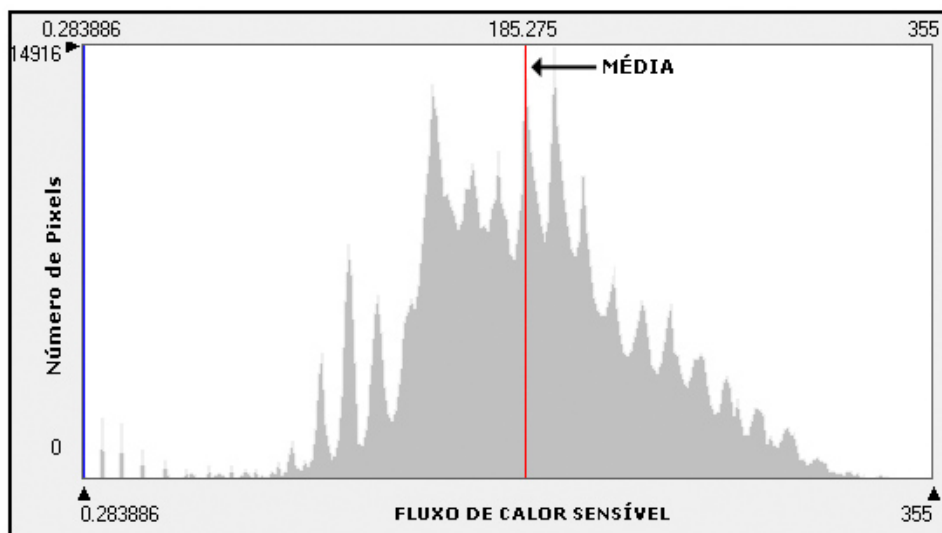
Tabela 11. Parâmetros estatísticos do H (mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão) para os dias 28 de setembro de 2007 e 13 de agosto de 2008.

<i>Fluxo de calor sensível (H)</i>	<i>Mínimo W/m²</i>	<i>Máximo W/m²</i>	<i>Média W/m²</i>	<i>Moda W/m²</i>	<i>Desvio padrão</i>
2007	0,48	425	303	292	45,2
2008	0,28	355	185	193	50,2

Na figura 22 são apresentados os histogramas de freqüência do fluxo de calor sensível para os dois períodos estudados. Nota-se que, em 2007, os valores ficaram mais concentrados em torno da média, já em 2008, estes se distanciaram mais. Observa-se também que, em 2008, houve uma queda suave na freqüência dos valores acima da média.



(a)



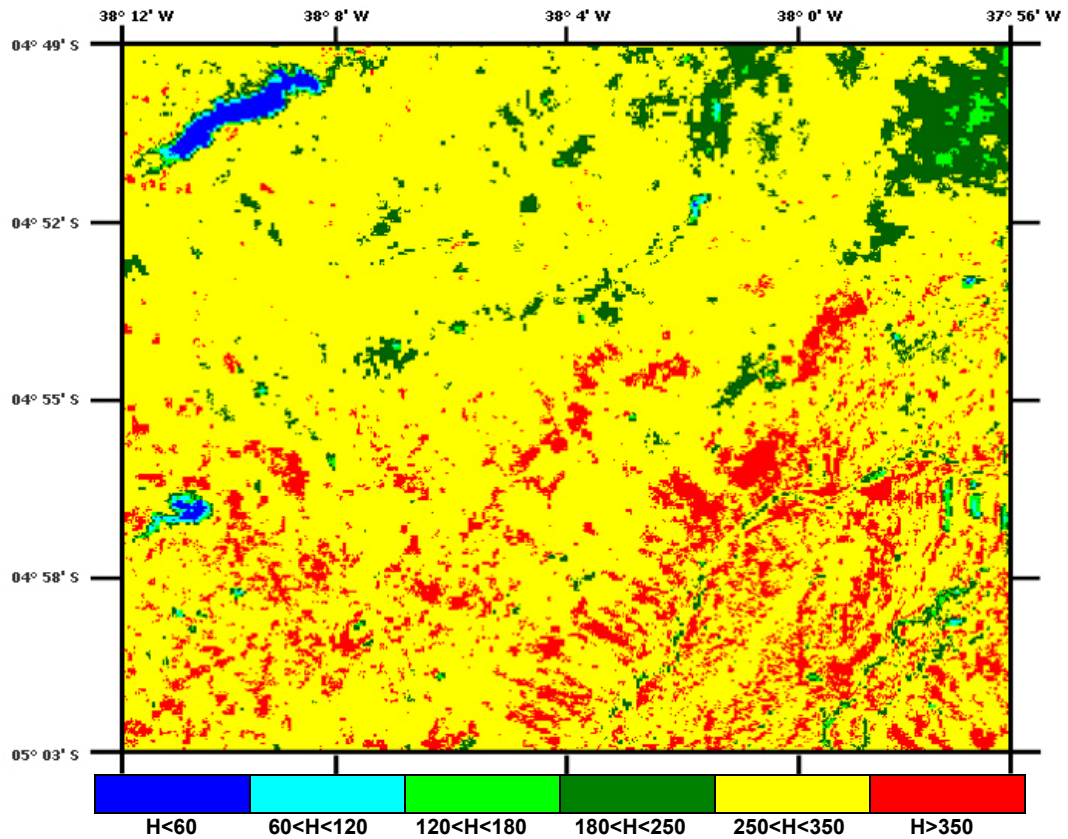
(b)

Figura 22. Histogramas da frequência do fluxo de calor sensível para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).

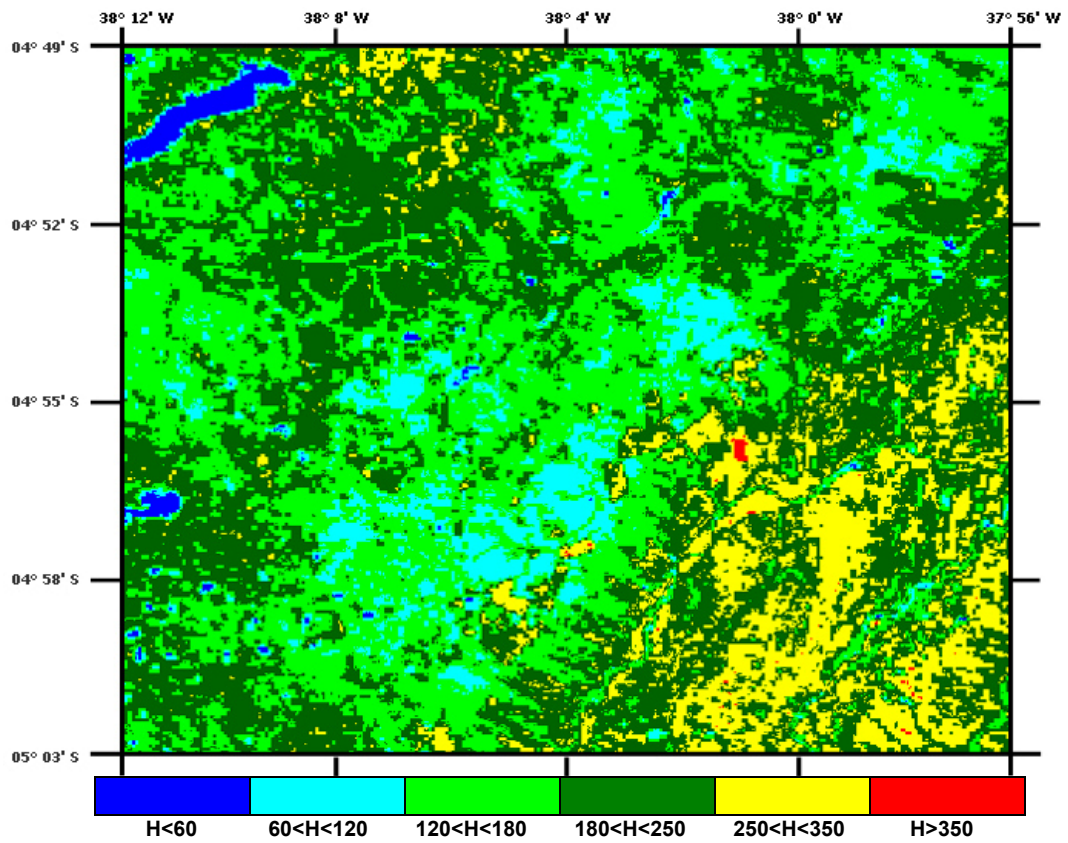
As imagens classificadas do fluxo de calor sensível dos dois anos estudados são mostradas na figura 23. Os valores de $H < 60 \text{ W/m}^2$ são indicados na

cor azul. Observa-se que esses valores ficaram restritos aos corpos hídricos nas duas imagens. Os baixos valores de H encontrados na água devem-se, entre outros fatores, ao alto calor específico da mesma. Nas tonalidades, ciano e verde estão os valores pertencentes ao intervalo de 60 a 180 W/m². Em 2007, apenas 0,9% de toda área estudada apresentou valores nesse intervalo. Esses pixels correspondem às áreas circundantes aos grandes corpos hídricos, a uma pequena região de mata nativa mais densa a nordeste da cena e a uma pequena área de cultura irrigada a sudeste da imagem. Silva e Bezerra (2006) encontraram valores mínimos de 157,7 W/m² para Caatinga e 62,8 W/m² para áreas irrigadas em estudo de estimativa dos fluxos de calor sensível e latente para os municípios de Petrolina-PE e Juazeiro-BA. Em 2008, esses valores abrangem 46% da região de estudo. Esse aumento considerável em relação a 2007 deve-se principalmente a maior quantidade de chuva que a região recebeu nos dias anteriores à imagem, como é mostrado nas considerações iniciais dessa mesma sessão. Observa-se que essas cores em 2008, estão mais concentradas na parte de mata nativa próxima ao perímetro irrigado. Evidenciando que a região de mata nativa sofre alterações no fluxo de calor sensível com a ocorrência de precipitação.

A cor verde escuro representa o intervalo de 180 a 250 W/m². No primeiro ano pesquisado esses valores cobriram 6,7% da área. No ano seguinte, a área ocupada pela cor verde foi de 41%. Neste ano, os pixels pertencentes a esse intervalo ficaram bem distribuídos por toda a cena. Acredita-se que seja a região de mata nativa menos densa ou até mesmo com solo nu sem déficit hídrico. Valores do fluxo de calor sensível superiores a 250 W/m² estão indicados nas imagens pelas cores amarelo e vermelho. Em 2007, houve predominância absoluta de tais valores, com aproximadamente 92% da área estudada, indicando que, no referido ano, praticamente toda a área analisada encontrava-se com características homogêneas de cobertura vegetal e temperatura da superfície. No outro ano estudado, esses valores representaram 11,6% do total. Esses valores ficaram restritos às áreas próximas aos rios, locais onde terra estava sendo preparada para cultivo e regiões de solo nu onde a rocha se encontra exposta.



(a)



(b)

Figura 23. Mapas do fluxo de calor sensível da área estudada para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).

Como observamos na figura 24, houve aumento em 2% da região estudada (vermelho), variação inferior 10 W/m² em 1% da região (branco) e na grande maioria dos pixels ocorreu, em 2008, diminuição (azul) no fluxo de calor sensível nos levando a concluir que o fluxo de calor sensível foi o parâmetro que teve maior sensibilidade à presença das chuvas em 2008, visto que a variação ocorreu em praticamente toda a cena estudada.

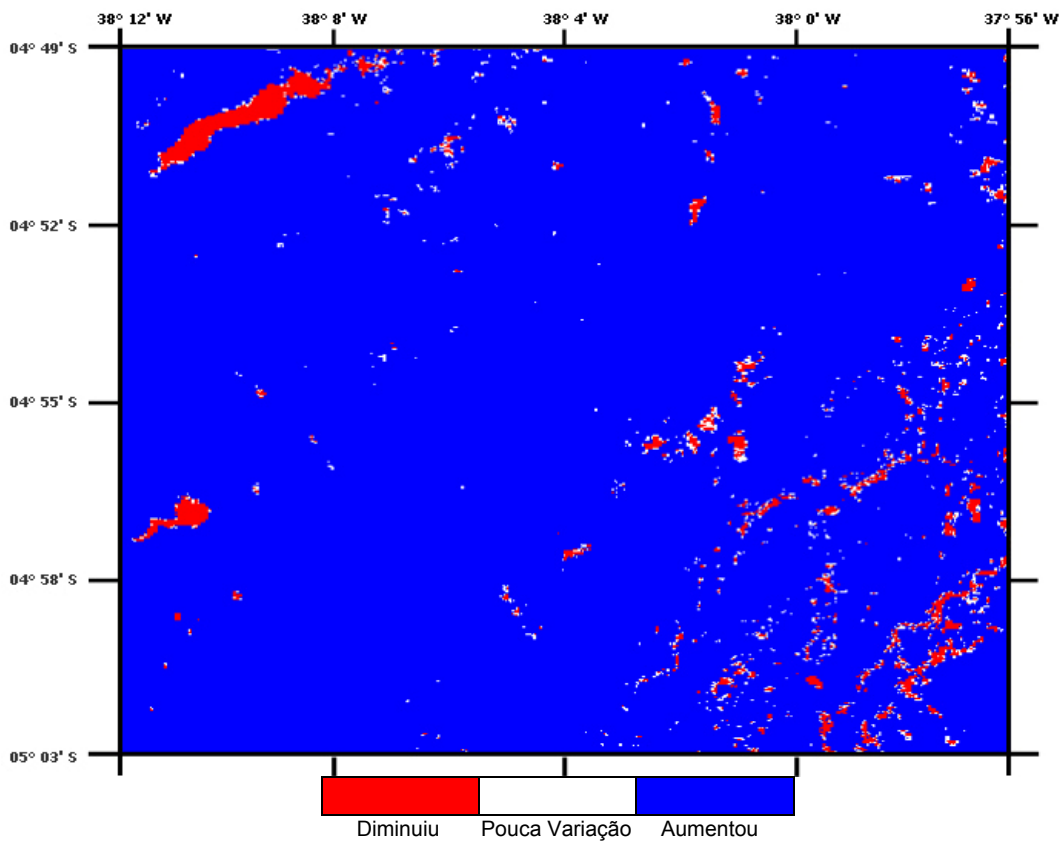


FIGURA 24. Mapa da diferença do fluxo de calor sensível entre os dias 28/09/2007 e 13/08/2008

4.5. Fluxo de Calor Latente (λET)

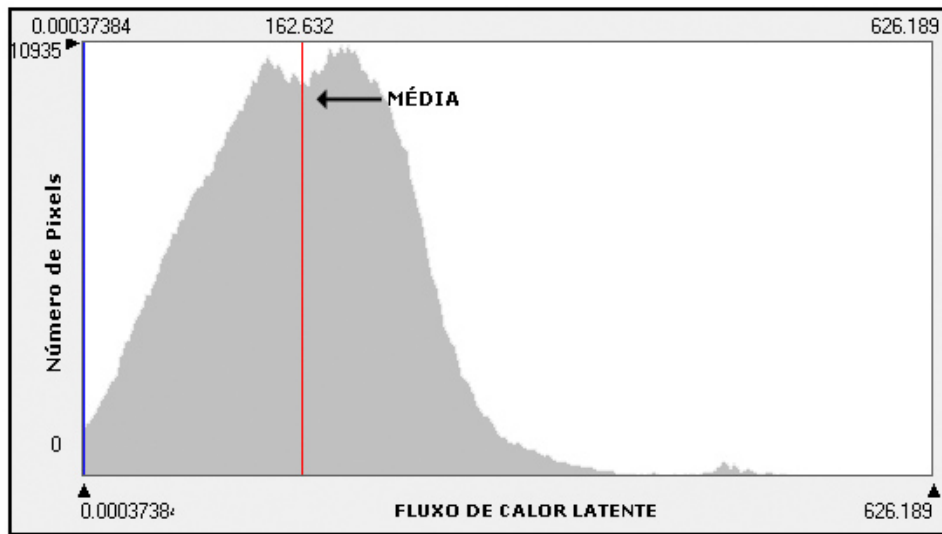
No SEBAL, o fluxo de calor latente é obtido como resíduo das outras componentes do balanço de energia; saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo. A estimativa dessa variável é de suma importância, pois a obtenção da evapotranspiração depende diretamente dela. E a evapotranspiração constitui informação essencial para o correto manejo dos recursos hídricos evitando assim, desperdício de água e energia.

Na Tabela 12 são apresentados alguns parâmetros estatísticos do fluxo de calor latente para as duas imagens processadas. Observamos que os valores de mínimo e máximo para os dois anos estudados são muito próximos. Os mínimos ficaram próximos de 0 W/m², e os máximos foram de 626 W/m² em 2007 e 614 W/m² em 2008. Valores muito próximos dos encontrados por Silva e Bezerra (2006) no semi-árido nordestino. Já a média de 2008, 272 W/m², foi bem superior a de 2007, 162 W/m². O valor do fluxo de calor latente encontrado com maior frequência, em 2008, foi de 364 W/m², já em 2007, o mesmo foi de 188 W/m². O desvio padrão em 2008 também superou o de 2007.

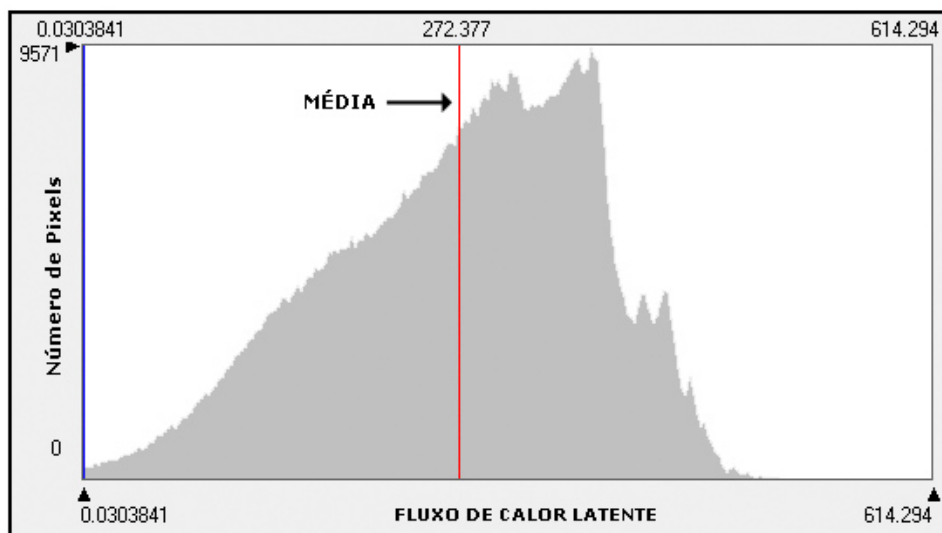
Tabela 12. Parâmetros estatísticos do fluxo de calor latente (mínimo, máximo, média, moda e desvio padrão) para os dias 28 de setembro de 2007 e 13 de agosto de 2008.

<i>Fluxo de calor latente (λET)</i>	<i>Mínimo W/m²</i>	<i>Máximo W/m²</i>	<i>Média W/m²</i>	<i>Moda W/m²</i>	<i>Desvio padrão</i>
2007	0	626	162	188	77
2008	0,03	614	272	364	96

Os histogramas de frequência dos valores do fluxo de calor latente para os dois anos pesquisados podem ser vistos na figura 25. Analisando tais histogramas, observamos que, em 2007, houve maior frequência de valores próximos à média. Em 2008, a dispersão em torno da média foi maior, assim como, nos valores à esquerda da média (menores) houve uma variação aproximadamente linear na frequência.



(a)



(b)

Figura 25. Histogramas da frequência do fluxo de calor latente para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).

Na Figura 26 estão as imagens classificadas do fluxo de calor latente para os anos de 2007 e 2008. Os pixels que apresentaram valor de fluxo do calor latente menor que 100 W/m^2 são representados nas imagens pela cor azul. Observamos que, em 2007, os pixels correspondentes a essa cor somaram 22% da área estudada e no ano seguinte ocuparam apenas 5%. Este excesso de áreas, em 2007, com baixo índice de fluxo de calor latente, e conseqüentemente, baixa evapotranspiração, deve-se principalmente à escassez das chuvas nos dias anteriores à cena. Observamos também que esses pixels ficaram mais concentrados nas áreas próximas aos rios, região urbana, perímetro irrigado e região rochosa a sudoeste da imagem. Trata-se de áreas com solo nu e mata nativa da caatinga com pouca ou nenhuma área foliar ($0 < \text{IAF} < 0,1$).

As cores ciano e verde representam valores do fluxo de calor latente entre 100 e 340 W/m^2 . No primeiro ano pesquisado essas cores cobriram 76% de toda área. No ano seguinte, 68%. Observamos que, mesmo com maior índice de chuva em 2008, o número de pixels encontrados em cada ano para o referido intervalo foram próximas, nos conduzindo a acreditar que essa é a faixa de valor do fluxo de calor latente pertencente à mata nativa predominante da região. Meireles (2005) identificou 79% da área estudada com valores no mesmo intervalo para estudo feito na bacia do Acaraú no Ceará. As áreas com valores de fluxo do calor latente variando entre 340 e 580 W/m^2 são indicadas pelas cores, verde escuro e amarelo. Em 2008, essas cores representam 26,5% da imagem. Já em 2007, essa percentagem foi de 1,6%. Observa-se que para o intervalo supracitado, a quantidade de precipitação tem influência direta, pois, em 2008, o número de pixels pertencentes a esta faixa foi bem superior a 2007. Observa-se que, em 2007, o açude Santo Antonio de Russas apresentou, em média, maiores valores de fluxo do calor latente que em 2008. Uma possível causa para isso foram maiores temperaturas na superfície da água do açude. Observa-se também que em 2007, esse intervalo só foi registrado nas áreas próximas aos corpos hídricos e no ano seguinte, as mesmas foram observadas, em grande parte, nas áreas de mata nativa próximas ao perímetro Tabuleiro de Russas.

Em vermelho, estão os pixels com valores de fluxo do calor latente maior que 580 W/m^2 . Dos, aproximadamente, novecentos mil pixels da região estudada, aproximadamente, sessenta apresentaram tais valores nos dois anos, e todos estão localizados nos dois maiores corpos hídricos da imagem.

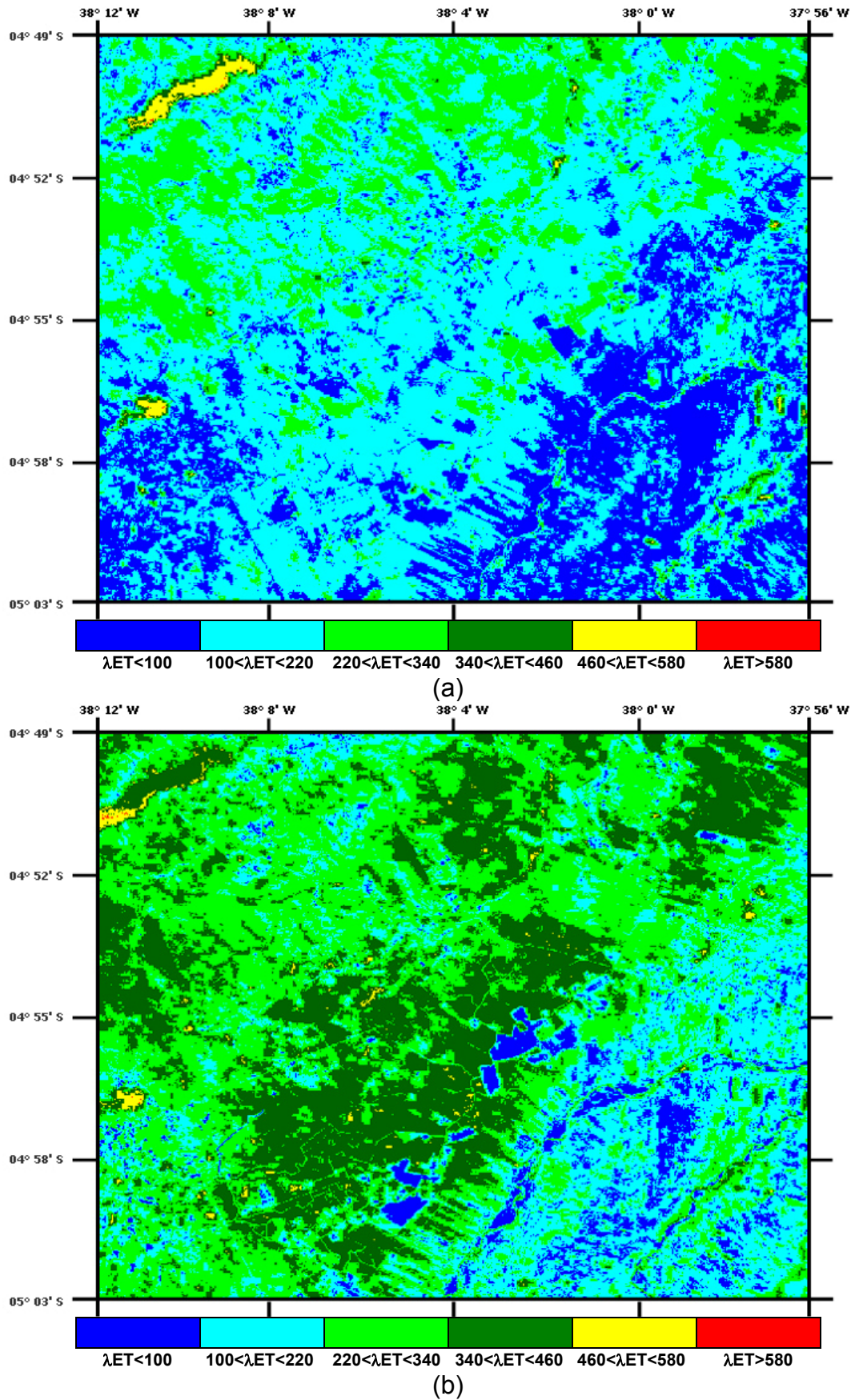


Figura 26. Mapas do fluxo de calor latente da área estudada para os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b).

A álgebra das duas imagens, onde os valores de 2008 são subtraídos dos de 2007, é apresentada na figura 27. Verificamos que houve aumento em 84%, diminuição em 12% e ocorreu pouca variação (menor que 10 W/m²) em 4% de toda a área pesquisada. Confirmando-se então que, o fluxo de calor latente assim como o fluxo de calor sensível também sofre alterações significativas com a ocorrência das chuvas.

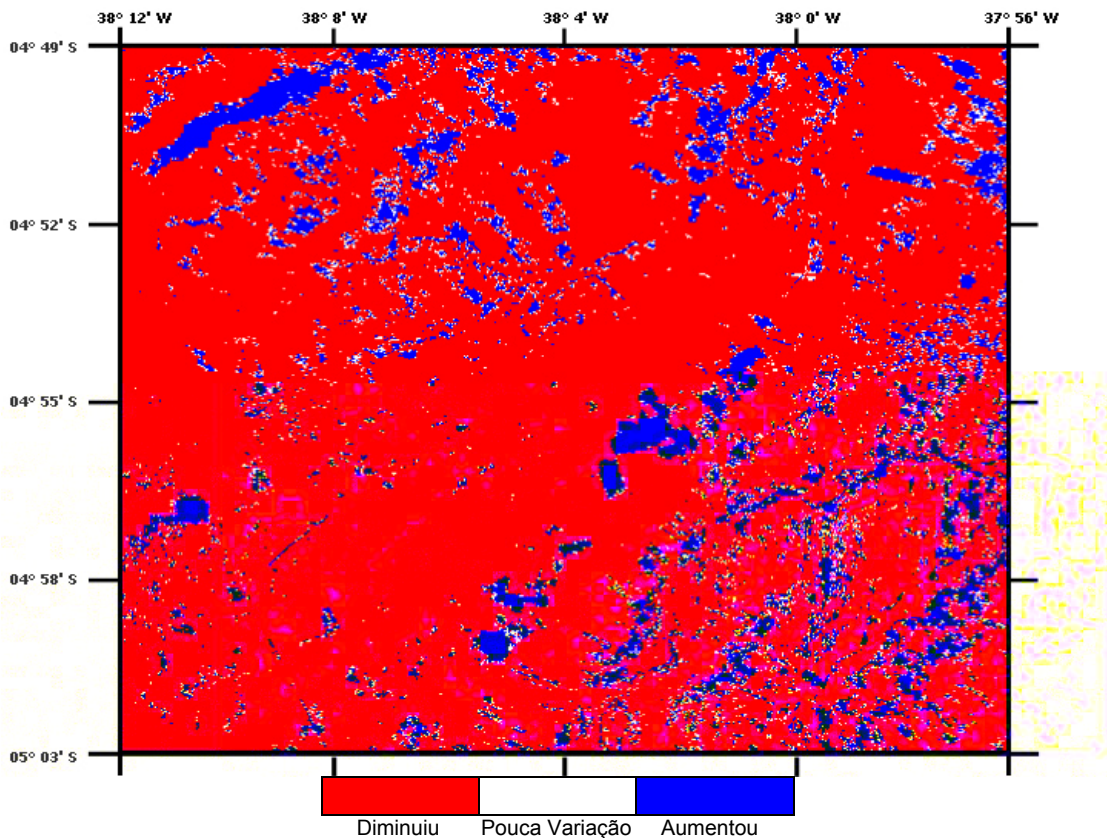


Figura 27. Mapa da diferença do fluxo de calor latente entre os dias 28/09/2007 (a) e 13/08/2008 (b)

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1 Conclusões

- Para todos os parâmetros aqui estimados, o ano de 2008 apresentou maior dispersão dos valores em relação a 2007, ou seja, o desvio padrão foi maior em todos os casos. Acreditando-se, assim, que a precipitação influenciou de forma direta na amplitude dos valores, aqui expostos, em relação às médias obtidas.
- A maior variação, entre os dois anos pesquisados, ocorreu no fluxo de calor sensível, onde, de 2007 a 2008, houve diminuição em 97% da área total. Concluindo-se então que esse foi o parâmetro mais sensível a presença das chuvas.
- O albedo médio, em 2008, foi de 0,249. E em 2007, foi de 0,236. Constatando-se, portanto, um pequeno aumento em 2008. Observou-se que para o intervalo de valores do albedo inferiores à 0,18 houve diminuição em 2008. Parte dessa diminuição deve-se ao fato de que grande parte do açude Santo Antônio de Russas, em 2007, apresentou maior albedo. Acreditando-se que isso tenha ocorrido por conta da eutrofização do açude no referido ano.
- O índice de vegetação da diferença normalizada apresentou média em 2008, 132% maior que 2007. Em 2007, o intervalo predominante ficou entre 0,12 e 0,24 com 80% da área total. Já em 2008, 53% da região estudada, ficou com índices maiores que 0,36. Constatou-se aumento do IVDN em 79% da área. Portanto, conclui-se que o IVDN sofreu bastante influência das chuvas, sendo de todos os parâmetros aqui estimados o que teve o maior desvio na média.
- O ano de 2007 apresentou média do saldo de radiação 9% maior que 2008. 63% da área total, em 2008, ficou com valores de saldo de radiação menores que 554 W/m^2 . Em 2007, 66% da região estudada, teve valores de saldo de radiação maiores que 554 W/m^2 . Essa superioridade no saldo de radiação em 2007 deu-se pelo fato de que o albedo no mesmo ano foi maior em relação a 2008, assim como, a incidência de radiação de ondas curtas, também, ficando 113 W/m^2 maior. A diminuição ocorreu em aproximadamente 77% da imagem

- A média do fluxo de calor sensível, em 2007, foi 64% maior que 2008. Aproximadamente 92 % da área estudada, em 2007, apresentou fluxo de calor sensível maior que 250 W/m^2
- Os valores mínimos e máximos do fluxo de calor latente para os dois anos pesquisados ficaram próximos. O padrão observado foi o inverso do fluxo de calor sensível, onde a média de 2008 ficou 68% maior que 2007, evidenciando a influência dos maiores índices pluviométricos em 2008. Encontraram-se percentagens próximas nos dois anos para o intervalo entre 100 e 340 W/m^2 , acreditando-se ser essa a faixa do fluxo de calor latente para a mata nativa que não sofreu influência dos índices pluviométricos aqui expostos. O aumento, em 2008, ocorreu em 86% da imagem.
- A dinâmica de chuva influenciou de forma mais direta o fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e o IVDN, já o saldo de radiação e o albedo sofreram menos influência.

5.2 Recomendações

- Para futuros trabalhos, que seja utilizado o modelo de elevação digital (MED), para que se possa levar em conta, a influência do relevo na estimativa desses e de outros parâmetros.
- Que seja calculada a evapotranspiração diária.
- Que seja utilizada mais uma imagem, de preferência do período chuvoso da região, para que possam ser feitas comparações com outros índices pluviométricos.
- Que o Balanço de Energia seja estimado com o algoritmo SEBAL/METRIC

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACCIOLY, L. J. °, PACHECO, A., COSTA, T. C. C., LOPES, O. F. e OLIVEIRA, M. A. J. **Relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor TM/Landsat**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v. 6, n. 3, p. 492-498. Campina Grande- PB, DEAg/UFCG, 2002.

AHRENS, C. D., **Essentials of Meteorology - A Invitation to the Atmosphere**, 4ª edição, Thompson Brooks/Cole, 480 p, Capítulo 2 (warming the earth and the atmosphere), p. 26-52, Belmont, Califórnia, USA, 2005.

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

ALLEN, R. G.; TUSUMI, M.; TREZZA, R. **Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL)**. Advanced Training and users Manual. V.1, 97p. 2002.

AYENEW, T. **Evapotranspiration estimation Using Thematic Mapper Spectral Satellite Data in the Ethiopian Rift and Adjacent Highland**. Journal of Hydrology, v. 279, p. 83- 93. 2003.

ANDING, D., and KAUTH, R. **Estimation of Sea Surface Temperature from Space**. Remote Sensing of Environment, 1, 217-220. 1970.

BARBOSA, H.A. **Análise espaço temporal de índice de vegetação AVHRR/NOAA e precipitação na região nordeste do Brasil**, em 1982-85. São José dos Campos: INPE, 1998. 164p. Dissertação Mestrado

BASTIAANSSEN, W. G. M., **SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin**, Turkey, Journal of Hydrology, n. 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, v. 212-213, p. 198-212. 1998a.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M., **A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1, Validation**, Journal of Hydrology, n. 212-213, p. 213-229, 1998.

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

BEZERRA, Marcus Vinicius Cândido. **Balço de energia em áreas irrigadas utilizando técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5-TM**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Campina Grande-PB, 2004

BOEGH, E., SOEGAARD, H., THOMSEN, A. **Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance**. Remote Sensing of Environment 79:329-343, 2002.

BRAGA, C.C. **Inter-relações entre padrões de Índice de Vegetação e de pluviometria no Nordeste do Brasil**. Campina Grande, CDRN/CCT/UFPB. 2000. 129 P Tese (Doutorado em Recursos Naturais) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 2000.

BRUTSAERT, W., **Evaporation into the Atmosphere**. D. Reidel, p. 229, 1982.

CCRS, Canada Centre for Remote Sensing. Disponível em: <<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca>>. Acessado em: 12/05/2008

COGERH, Programa de gerenciamento das águas territoriais, Convênio COGERH/DNOCS, Boletim técnico, Fortaleza, 2001.

COLLWEL, ROBERT N., 1983. **Manual of Remote Sensing**. Falls Church: American Society of Photogrammetry. 1359 p.

CRÓSTA, A. P., **Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto**, Campinas, SP : UNICAMP, p. 170, 1992.

CURRAN, P. J. **Principles of remote sensing**. London: Longman, 282 p., 1985.

DI PACE, F.T. **Estimativa do balanço de radiação a superfície terrestre utilizando imagens TM-LANDSAT-5 e modelo de elevação digital**. Tese (doutorado). DCA/UFCG. Campina Grande, 2004.

DICKINSON, R. E.; PINTY, B.; VERSTAETE, M. M. **Relating surface albedos in GCM to remotely sensed data**. Agricultural and Forest Meteorology, 52:109-131, 1990.

ENERGIASRENOVAVEIS, Solar, Fonte. Disponível em: <http://www.energiasrenovaveis.com/html/energias/solar_fonte.asp>. Acessado em: 30/09/08

FEITOSA, J. R. P., **Uso de Técnica de Sensoriamento Remoto e Imagens Landsat- Tm e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície**. 164f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Programa Institucional de Pós-graduação em Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2005.

GARCIA, G. J. **Sensoriamento Remoto – Princípios e Interpretação de Imagens**. 2ed. Nobel. São Paulo, 358p. 1982

GRUBER, A. **Determination of the Earth-Atmosphere Radiation Budget from NOAA Satellite Data**. National. Environmental Satellite Service, Washington, 1978.

GUOQUAN, D.; ZHANGZHI, LI. **The apparent emissivity of vegetation canopies**. International Journal of Remote Sensing, 14(1): 183-188, 1992.

WELIGEPOLAGE, K., **Estimation of spatial and temporal distribution of evaporatranspiration by satellite remote sensing** – A case study in Hupselse Beek, The Netherland, Tese de Mestrado, International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, 114f, 2005.

HIPPS, L. E. **The infrared emissivities of soil and artemisia tridentada**. Remote Sensing of Environment, 27: 337-342, 1989.

HUETE, A. R. **A soil-adjusted vegetation index (SAVI)**. Remote Sensing of Environment 25:89-105. 1988.

HUETE, A. R; LIV, H. Q; BATCHILY, K and VAN LEEUWEN. **A comparison of vegetation index over global set TM images for ESOD_MODIS**. Remote Sensing of Environment. 59, 440-451. 1997.

IPLANCE - *Atlas do Ceará*. Fortaleza, CD-ROM, 1997.

JENSEN, JOHN R., **Introductory Digital Image Processing: a Remote Sensing Perspective**. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall. 486p., 1986.

KASSAR, E. **Monitoramento bioclimático utilizando o Satélite NOAA**. Tese de Doutorado. USP – São Paulo – SP, 1995.

LILLESAND, T. M. & KIEFER, R. W. **Remote sensing and image interpretation**. 3rd edition. John Wiley & Sons, Inc. New York. 748p. 1995.

LOPES, Helio Leandro et al. **Utilização dos parâmetros físicos albedo e temperatura na identificação de áreas degradadas na Bacia do rio Brígida-PE**. Ln: XII Simpósio de Sensoriamento Remoto, Goiânia-Brasil, 2005, INPE. Anais, p.3119-3127

LOPES, G. M. **Balço de Radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5-TM**. (Dissertação de Mestrado)- DCA-CMM/UFPB. Campina Grande-PB. 81p. 2003.

- MARKHAM, B. L., BARKER, J. L. **Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances**. International Journal of Remote Sensing, v. 8, n. 3, p. 517-523, 1987.
- MEIRELES, M.; **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem landsat5-TM na Bacia do Acaraú-CE**. 2005. Dissertação (mestrado). UFC. Fortaleza
- 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, 30, 77-87. 1989.
- MORSE, A.; TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; KRAMBER, W. J., **Application of the SEBAL Methodology for Estimating Consumptive Use of Water and Streamflow Depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing – Final Report**. Idaho Department of Water Resources, University of Idaho, 2000.
- NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION – NASA. Landsat data use handbook. Goddard Space Flight Center, Washington, DC. Maryland. 2002
- NÓBREGA, J. Q.; RAO, T. V. R.; BELTRÃO, N. E. de M.; FILHO, J. F., **Avaliação do efeito do estresse hídrico no rendimento do feijoeiro por sensoriamento remoto termal**, Revista Brasileira de Agrometeorologia, Santa Maria, SP, v. 12, n. 2, p. 299- 305, 2004.
- NOVO. E. M. L. de M., **Sensoriamento remoto - princípios e aplicações**, São Paulo, Editora Edgard Blücher, p. 308, 1992.
- NOVO, E. M., **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. São Paulo. Edgard Blucher. 307p, 1989.

SAUNDERS, R. W. **The determination of broad band surface albedo from AVHRR visible and near-infrared radiances.** International Journal of Remote Sensing, 11(1): 49-67, 1990.

SCHMUGGE, T. J.; BECKER, F.; LI, Z. Z. **Espectral emissivity variations observed in airborne surface temperature measurements.** Remote Sensing of Environment, 35: 95-104, 1991.

SEAGRI, Secretaria da Agricultura do Estado do Ceará. Disponível em: <[HTTP://www.seagri.ce.gov.br](http://www.seagri.ce.gov.br)>. Acessado em 10/01/2009

SECKLER, D.; AMERASINGHE, U; MOLDEN, D. de SILVA, R. BARKER, R. **World water demand and supply, 1990 to 2025: scenarios and issues.** Research Report 19, International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka, 40 p.1998.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M, V, C. **Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM-Landsat5.** Rev. Bras. Agrometeorologia, v.14, n2, p.174,186, 2006.

SILVA, Bernardo Barbosa et al. **Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens LANDSAT 5-TM.** 2004.

SILVA, B. B. da ; FEITOSA, J. R. P.; MOURA, M. S. B.; GALVÍNCIO, J. D., **Determinação do albedo do perímetro irrigado Nilo Coelho com técnicas de sensoriamento remoto e imagens Landsat 5- TM.** XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, São José dos Campos, SBMET, p. 2897-2902, 2002.

SMITH, M. O.; USTIN, S. L.; ADAMS, J. B.; GILLESPIE, A. R. **Vegetation in Deserts: I. A regional measure of abundance from Multispectral Images.** Remote Sensing of Environment. 31: 1 – 26, 1990.

SWAIN, P. H.; DAVIS, S. M. **Remote Sensing: the quantitative approach,** McGraw- Hill.Mc. 127-133p.1978.

SRH, Atlas Eletrônico dos Recursos Hídricos e Meteorológicos do Ceará. Disponível em: <http://atlas.srh.ce.gov.br/obras/acudes_estado.asp?>. Acessado em: 23/08/2008.

TASUMI, M., **Use of Remote Sensing of Evapotranspiration for Large Regions**, International Workshop, Montpellier, France, 2003.