UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

FRANCISCO DIRCEU DUARTE ARRAES

DINÂMICA DO BALANÇO DE ENERGIA NA BACIA HIDRÁULICA DO AÇUDE ORÓS E SUAS ADJACÊNCIAS

FORTALEZA

FRANCISCO DIRCEU DUARTE ARRAES

DINÂMICA DO BALANÇO DE ENERGIA NA BACIA HIDRÁULICA DO AÇUDE ORÓS E SUAS ADJACÊNCIAS

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, da Universidade Federal do Ceará, como requisito para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Agrícola.

Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Orientadora: Prof^a. Ph.D. Eunice Maia de Andrade.

A796d Arraes, Francisco Dirceu Duarte

Dinâmica do balanço de energia na Bacia Hidráulica do Açude Orós e suas adjacências / Francisco Dirceu Duarte Arraes, 2010.

89 f.; il., enc.

Orientadora: Prof. PhD. Eunice Maia de Andrade

Área de Concentração: manejo e conservação de bacias hidrográficas no semiárido

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Depto. de Engenharia Agrícola, Fortaleza, 2010.

1. Balanço de energia. 2. SEBAL. 3. Açude Orós. I. Andrade, Eunice Maia de (Orient.). II. Universidade Federal do Ceará – Programa de Pósgraduação em Engenharia Agrícola. III. Título.

CDD 630

CDD 639.2

FRANCISCO DIRCEU DUARTE ARRAES

DINÂMICA DO BALANÇO DE ENERGIA NA BACIA HIDRÁULICA DO AÇUDE ORÓS E SUAS ADJACÊNCIAS

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Agrícola. Área de concentração: Manejo e Conservação de Bacias Hidrográficas no Semiárido.

Aprovada em 19/02/2010

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Ph.D. Eunice Maia de Andrade (Orientadora)
Universidade Federal do Ceará - UFC

Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva
Universidade Federal de Campina Grande – UFCG

Prof. Ph.D. Adunias dos Santos Teixeira

Universidade Federal do Ceará - UFC

Aos meus pais, Antônio Arraes e Gerucia Maria. À minha irmã Dicelle e À minha noiva Tatiana.

AGRADECIMENTOS

A DEUS.

À minha Família Gerucia Maria Duarte Arraes (Mãe), Antonio Arraes Santana (Pai) e Dicelle Duarte Arraes (Irmã) pelo amor e carinho aos quais as palavras não descrevem o quanto são importantes.

À minha noiva Tatiana Viana Martins pelo amor, companheirismo e compreensão ao longo desta jornada.

À Prof^a Dra Eunice Maia de Andrade, pela orientação e ensinamentos, amizade, incentivo e contribuição para o meu crescimento profissional.

À Universidade Federal Ceará pela oportunidade de realização do Mestrado em Engenharia Agrícola e aos seus professores em especial: José Carlos, Luiz Alberto, Adunias Teixeira, Claudivam Feitosa, Omar Pereira e Francisco de Souza (Titico).

Aos professores do Instituto Federal de Ensino, Ciência e Tecnologia do Ceará - Campus de Iguatu, em especial: Helba Araújo, Gilcimar do Carmo, Joaquim Branco e Ivam Holanda pelo incentivo para ingressar no mestrado.

Ao Prof. Dr Bernardo Barbosa Silva da UFCG que contribuiu muito pela experiência com o algoritmo SEBAL ajudando na orientação da pesquisa.

A todos os colegas do Grupo de Pesquisa de Manejo de Água e Solo no Semiárido (MASSA) em especial aos colegas de salinha: Fernando, Lobato, Joseilson, Marcio, Eveline, Amauri, Helba, Fredson, Luizinho, Ana Célia e Meila pelo convívio e amizade.

Aos colegas de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola: Sávio (Cubano), Adriana, Clênio, Hernandes (Carioca), Fernando, Lobato, Joseilson, Eveline, Helba, Andre, Fabrício, Antonio (Tocantins), Bruno, Alexandre, Dimas, Jefferson, Cleyton Moura, Débora, Cleiton Rocha, Vidal, Jorgiana, Viviane e Adrissa pelo companheirismo e pela boa convivência que tivemos durante o curso.

À galera do Laboratório de Geoprocessamento do Instituto Federal de Ensino, Ciência e Tecnologia do Ceará - Campus de Iguatu. Eliakim, Efraim, Ítalo (bolinha), Bruno Marçal, Bruno Ricely, Edmilson, Alysson e Eder Costa (Peru), pelos momentos de risos e companheirismos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo.

A todos que de uma forma ou de outra participaram de mais esta etapa de minha vida.

"É preciso explicar por que o mundo de hoje, que é horrível, é apenas um momento do longo desenvolvimento histórico e que a esperança sempre foi uma das forças dominantes das revoluções e das insurreições e eu ainda sinto a esperança como minha concepção de futuro" (Jean Paul Sartre)

RESUMO

ARRAES, Francisco Dirceu Duarte, Universidade Federal do Ceará. Fevereiro de 2010. **Dinâmica do balanço de energia na bacia hidráulica do açude Orós e suas adjacências**. Orientadora: Eunice Maia de Andrade. Conselheiros: Bernardo Barbosa da Silva, Adunias dos Santos Teixeira.

Este trabalho investiga a dinâmica dos componentes do balanço de energia na área em torno e na bacia hidráulica do açude Orós nos últimos 16 anos, pelo emprego do algoritmo SEBAL, bem como faz uma analise na relação entre os calores sensível e latente e o fluxo de calor do solo com as mudanças no uso do solo. Para tanto elaborou-se uma classificação atual do uso e ocupação da terra através da verdade de campo e da representação de processos espaçotemporais por meio de um conjunto de imagens TM – Landsat 5. As referidas imagens foram obtidas junto ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), as quais foram processadas e empilhadas pelo software Erdas IMAGINE 9.0. Em seguida aplicou-se o algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) para se quantificar o fluxo de calor latente a partir do resíduo do balanço de radiação da superfície que tem como componentes a radiação líquida (Rn), o fluxo de calor do solo (G) e o fluxo de calor sensível (H). A classificação supervisionada desenvolvida pelo método máxima verossimilhança mostrou um predomínio de vegetação rala, ocupando aproximadamente 908,6 km², correspondendo a 45,44% do total da área. Nesta classe está inserida a vegetação herbácea arbustiva (porte baixo a médio) aberta à densa, sendo esta classe a que apresenta maior vulnerabilidade à atuação antrópica. O percentual da área de estudo que apresentou NDVI negativo para o ano de 2008 foi de 9,78%, não mostrando diferença entre o valor obtido para a percentagem de água pela classificação supervisionada, expressando o potencial do NDVI para identificação de corpos hídricos. A variabilidade temporal do fluxo de calor latente apresentou tendência de redução dos valores na área antropizada e consequentemente um aumento do fluxo de calor sensível.

Palavras-chave: SEBAL. Sensoriamento remoto. Mudança de uso da terra.

ABSTRACT

ARRAES, Francisco Dirceu Duarte, Universidade Federal do Ceará. February 2010. **Dynamics of the energy balance parameters around of the Oros Reservoir**. Adviser: Eunice Maia de Andrade. Committee members: Bernardo Barbosa da Silva, Adunias dos Santos Teixeira.

The main goal of this work was to study the dynamics of the energy balance parameters. The studied area was located around and in the Orós reservoir for 16 years. It was used the SEBAL algorithm, to provide an analysis of the relationship between the sensible and the latent heat and the heat flow in soil and the changes in land use. To reach this approach a classification to the use and occupation of land was developed. It was used the real data and the representation of space-time processes through a set of images TM - Landsat 5. These images were obtained from the Instituto Nacional de Pesquisas Especiais (INPE), which were processed and stacked by the software ERDAS IMAGINE 9.0. Then the SEBAL algorithm (Surface Energy Balance Algorithm for Land) was applied to quantify the latent heat flux from the residue of the radiation balance of the area. It was qualified the net radiation (Rn), the heat flow in soil (G) and sensible heat flux (H). Results showed that the supervised classification method developed by maximum likelihood identified a predominance of sparse vegetation, occupying approximately 908.6 km2, accounting for 45.44% of the total area. This class is composed for herbaceous shrub (low to medium-sized) open to dense, and this class has the highest vulnerability to anthropogenic activities. 9.78% of the studied area showed negative NDVI for the year 2008, this percentage also, was confirmed by the classification. This fact represents the potential of NDVI to identify the water bodies. The temporal variability of the components of energy balance didn't present tendency of increase or decrease and it was strongly influenced by the rainfall distribution. The components of energy balance didn't allow the identification of changes in the land use around the Orós reservoir.

Key words: SEBAL. Remote sensing. Change of land use.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1	Espectro eletromagnético	. 20
FIGURA 2	Fluxo de radiação com sua distribuição na atmosfera	. 23
FIGURA 3	Localização da área de estudo	. 31
FIGURA 4	Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de	
	radiação na superfície	. 34
FIGURA 5	Modelo Digital de Elevação para área de estudo	. 36
FIGURA 6	Fluxograma do processo iterativo para o cálculo do fluxo de calor sensível	. 50
FIGURA 7	Mapa de classificação de uso da terra para o ano de 2008	. 52
FIGURA 8	Quantificação das classes de uso do solo na área em torno da bacia	
	hidráulica do açude Orós	53
FIGURA 9	Cartas de albedo da superfície nas datas: (a) 24/08/1992, (b) 14/08/1994,	
	(c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001, (f) 06/07/2003,	
	(g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008	. 54
FIGURA 10	Valor médio do albedo nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação	
	acumulada anual para estações localizadas dentro da área de estudo	. 56
FIGURA 11	Cartas do NDVI nas datas (a) 24/08/1992, (b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996,	
	(d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001, (f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e	
	(h) 20/08/2008	. 58
FIGURA 12	Valor médio do NDVI nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação	
	acumulada anual para estações localizadas dentro da área de estudo	. 60
FIGURA 13	Produção de serapilheira total em área de caatinga, Iguatu, Ceará	. 60
FIGURA 14	Saldo de radiação (W m-2) da superfície nas datas (a) 24/08/1992,	
	(b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001,	
	(f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008	. 62
FIGURA 15	Valores médios da Radiação de Onda Longa Emitida (RL↑), Radiação de	
	Onda Longa incidente ($R_{L\downarrow}$) e a Radiação de Onda Curta incidente ($R_{S\downarrow}$)	
	na área de estudo nos diferentes anos	64
FIGURA 16	Valor médio do Rn nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação	
	acumulada anual calculada pelo método de Thiessen para estações	
	localizadas dentro da área de estudo	. 65
FIGURA 17	Fluxo de calor no solo (W m-2) da superfície nas datas (a) 24/08/1992,	

	(b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001,	
	(f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008	67
FIGURA 18	Valor médio do G nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação	
	acumulada anual para estações localizadas dentro da área de estudo	69
FIGURA 19	Convergência numérica dos valores da resistência aerodinâmica e da	
	diferença de temperatura no pixel quente, para os dias 24/08/1992,	
	14/08/1994, 2/07/1996, 11/07/1999, 17/08/2001, 06/07/2003, 14/07/2006	
	e 20/08/2008 do sensor TM-Landsat 5	70
FIGURA 20	Fluxo de calor sensível (W m-2) da superfície nas datas (a) 24/08/1992,	
	(b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001,	
	(f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008	72
FIGURA 21	Valor médio do H nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação	
	acumulada anual para estações localizadas dentro da área de estudo	74
FIGURA 22	Fluxo de calor latente (W m ⁻²) da superfície nas datas (a) 24/08/1992,	
	(b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001,	
	(f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008	76
FIGURA 23	Valor médio do λET nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação	
	acumulada anual estações localizadas dentro da área de estudo	77
FIGURA 24	Curvas percentuais dos componentes de fluxo de calor latente (λΕΤ),	
	sensível (H) e no solo (G) em relação ao saldo de radiação na área antropica	78
FIGURA 25	Curvas percentuais dos componentes de fluxo de calor latente (λΕΤ),	
	sensível (H) e no solo (G) em relação ao saldo de radiação na área irrigada	78
FIGURA 26	Curvas percentuais dos componentes de fluxo de calor latente (λΕΤ),	
	sensível (H) e no solo (G) em relação ao saldo de radiação na área de	
	vegetação nativa	79

LISTA DE TABELAS

TABELA 1	Valores da precipitação pluviométrica mensal no posto de Orós nos
	anos em estudo até o dia da passagem do satélite Landsat 5
TABELA 2	Valores da precipitação pluviométrica mensal no posto de Iguatu nos
	anos em estudo até o dia da passagem do satélite Landsat 5
TABELA 3	Valores da precipitação pluviométrica mensal no posto de Quixelô nos
	anos em estudo até o dia da passagem do satélite Landsat 5
TABELA 4	Características espectrais e espaciais do sensor TM e suas aplicações33
TABELA 5	Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os
	correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de
	calibração (radiância mínima – a_i e máxima – b_i e irradiância solar espectral
	no topo da atmosfera (kai)
TABELA 6	Dia juliano, cosseno do ângulo zenital e inverso do quadrado da distância
	Terra Sol
TABELA 7	Distribuição de frequência do albedo nos diferentes anos de estudo na área
	em torno e na bacia hidráulica do açude Orós
TABELA 8	Distribuição de frequência do NDVI nos diferentes anos de estudo na área
	em torno e na bacia hidráulica do açude Orós
TABELA 9	Distribuição de frequência do saldo de radiação (W m ⁻²) nos diferentes anos
	de estudo na área em torno e na bacia hidráulica do açude Orós
TABELA 10	Distribuição de frequência do fluxo de calor no solo (W m ⁻²) nos diferentes
	anos de estudo na área em torno e na bacia hidráulica do açude Orós
TABELA 11	Distribuição de frequência do fluxo de calor sensível (W m ⁻²) nos diferentes
	anos de estudo na área em torno e na bacia hidráulica do açude Orós
TABELA 12	Distribuição de frequência do fluxo de calor latente (W m ⁻²) nos diferentes
	anos de estudo na área em torno da bacia hidráulica do açude Orós

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BOC Balanço de Onda CurtaBOL Balanço de Onda Longa

COGERH Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos

DGI Divisão de Geração de ImagensECP Estação Climatológica Principal

ERTS Earth Resources Technology Satellites

ETM+ Enhanced Thematic Mapper Plus

FUNCEME Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos

IAF Índice de Área Foliar

INMET Instituto Nacional de Meteorologia

INPE Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Landsat Land Remote Sensing Satellite

MAXVER Método da Máxima Verossimilhança

MDE Modelo Digital de Elevação

MSS Multiespectral Scanner Subsystem

NASA National Aeronautics and Space Administration

NDVI Normalized Difference Vegetation Index

NGA National Geospatial-Intelligence Agency

SAVI Soil Adjusted Vegetation Índex

SEBAL Surface Energy Balance Algorithm for Land

SIG Sistema de Informações Geográficas SRTM Shuttle Radar Topography Misson

TM Thematic Mapper

TSM Temperatura da Superfície do Mar ZCIT Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

RN	Saldo de radiação
α	Albedo
Rs	Radiação solar global
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
Н	Fluxo de Calor sensível
G	Fluxo de calor do solo
λΕΤ	Fluxo de calor latente
ρa	Densidade do ar à pressão constante
c_{p}	Calor específico do ar a pressão constante
$K_{\rm h}$	Difusividade turbulenta para o calor
$L_{\lambda i}$	Radiância espectral de cada banda
$k_{\lambda i}$	Irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera
Z	Ângulo zenital solar
d_{r}	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol
DJ	Dia Juliano
$\rho_{\lambda i}$	Reflectância monocromática de cada banda
α_{toa}	Albedo planetário
$\alpha_{\boldsymbol{p}}$	Radiação solar refletida pela atmosfera
$\tau_{\rm sw}$	Transmissividade atmosférica
S	Constante solar
3	Emissividade do corpo
ϵ_0	Emissividade da superfície
ϵ_{NB}	Emissividade infravermelha da superfície
T	Temperatura do ar
T_{s}	Temperatura da superfície
$T_{\rm F}$	Temperatura da superfície no pixel frio

Resistência aerodinâmica ao transporte de calor

 $r_{ah} \\$

- z_{om} Coeficiente de rugosidade local
- u* Velocidade de fricção
- k Constante de Von Karman
- u_x Velocidade do vento a uma altura x
- L Comprimento Monin-Obukhov
- ψ_h Correção de estabilidade para o transporte de calor
- $\psi_{\scriptscriptstyle m}$ Correção de estabilidade para o transporte de momentum

SUMÁRIO

	INTRODUÇAO	16
	REVISÃO DE LITERATURA	18
	Mudança de uso da terra	
	Sensoriamento remoto	19
1	Conceito e Histórico	19
2	Sistema de Sensores e Satélites	21
3	Satélites da Série Landsat	21
	Saldo de Radiação	
	Radiação de Onda Curta	
	Radiação de Onda Longa	
	Balanço de Energia	
	Fluxo de Calor Sensível	
	Fluxo de Calor no Solo	27
	Fluxo de Calor Latente	28
	SEBAL	
	MATERIAL E MÉTODOS	
	Localização da Área de Estudo	
	Dados Gerais	33
	Modelo Digital de Elevação (MDE)	35
	Mapa de Uso da Terra	
	Algoritmo SEBAL	
	RESULTADOS E DISCUSSÃO	51
	Classificação de Uso da Terra	
	Albedo	
	NDVI	
	Saldo de Radiação (Rn)	
	Fluxo de Calor no Solo (G)	
	Fluxo de Calor Sensível (H)	
	Fluxo de Calor Latente (λΕΤ)	
	Particionamento de Energia	
	CONCLUSÕES	
	RECOMENDAÇÕES	
	REFERÊNCIAS	

1 INTRODUÇÃO

Em escala global, as mudanças nos padrões de uso da terra e na cobertura vegetal estão ocorrendo em passos acelerados, sobretudo nos trópicos. Tais mudanças nos ecossistemas terrestres, segundo Anderson et al. (2005), estão fortemente associadas aos processos de desenvolvimento socioeconômico, principalmente em países subdesenvolvidos, onde não se encontram planejamentos para a ocupação do território, nem projetos e estudos para explorar de maneira sustentável os recursos naturais. No Brasil, o processo de exploração agropecuária constitui a mais forte força de alteração da paisagem.

O sensoriamento remoto tem assumido um papel importante no monitoramento e estimativa dos diversos fenômenos meteorológicos e ambientais servindo de suporte para compreender, de forma mais precisa em uma escala regional, os fenômenos meteorológicos e as mudanças climáticas, possibilitando tomada de decisão para preservação ambiental (MOREIRA, 2003). Para se estimar os diferentes componentes do balanço de energia à superfície com imagens de satélites, alguns algoritmos têm sido formulados, dentre eles o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), proposto por Bastiaanssen et al. (1998). O SEBAL 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. É necessário que os canais visível, infravermelho próximo e infravermelho termal sejam tomados como dados de entrada para o processo. O SEBAL tem sido aplicado em diferentes países e em áreas irrigadas da região semiárida do Nordeste brasileiro (DROOGERS; BASTIAANSSEN, 2002; SILVA et al., 2005; SILVA; BEZERRA, 2006; BEZERRA et al., 2008).

A Bacia do Alto Jaguaribe, situado no semiárido nordestino, onde prevalece a vegetação Caatinga, passou em décadas recentes por grandes modificações em sua paisagem, marcada. Sobretudo, por alterações de caráter antrópico, principalmente pela criação extensiva de bovinos, e pelas práticas de extração madeireira, provocando alterações no cenário natural da bacia.

Sabendo que a alteração no padrão do uso do solo, também promove mudanças na quantidade das componentes do balanço de energia. Tem-se uma possibilidade de quantificar as implicações da mudança do uso da terra nas componentes do balanço de energia usando sensoriamento remoto. De uma maneira simples, podemos dizer que a retirada da cobertura

vegetal de uma área tem a consequência de redução de fluxo de calor latente e o aumento do calor sensível.

O objetivo deste trabalho é avaliar a dinâmica dos componentes do balanço de energia na área em torno da bacia hidráulica do açude Orós nos últimos 16 anos, pelo emprego do algoritmo SEBAL. Bem como fazer uma análise na relação entre os calores sensível e latente e o fluxo de calor do solo com as mudanças no uso do solo, além de uma classificação atual do uso e ocupação da terra na área de estudo.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Mudança de uso da terra

O termo uso da terra é empregado para expressar a maneira pela qual o homem ocupa o espaço geográfico (ANDERSON, 1976 apud BUCCI, 1990). Vale ressaltar que o levantamento do uso e cobertura vegetal da terra tem-se tornando de fundamental importância nos dias atuais, pois o conhecimento é imprescindível para o planejamento da ocupação e para o desenvolvimento regional. Com isso, é possível evitar diversos problemas devido a exploração dos recursos naturais além da sua capacidade de suporte. As pressões antrópicas sobre os ecossistemas,têm causado intenso processo de substituição de paisagens naturais por outros tipos de usos da terra (VALENTE; VETTORAZZI, 2002; AMARAL et al., 2009).

O homem vem ao longo do tempo alterando o espaço geográfico das mais diversas formas, onde se destacam a agricultura e a urbanização. Com a expansão das fronteiras agrícolas no Brasil, estudos sobre as mudanças nos padrões de uso e cobertura do solo têm despertado interesse, dentro e fora do meio científico, devido ao acelerado processo de mudança das últimas décadas e aos possíveis impactos ambientais e sócio-econômicos dessas mudanças, que causam preocupações desde o nível local até o global (NÓBREGA, 2008).

De acordo com Bolfe et al. (2009), tradicionalmente o levantamento e a qualificação dos fatores de uso e ocupação das terras são dificultados por demandarem fluxos expressivos de informações, que requerem alocação, detalhamentos, organização, interpretação e, principalmente, armazenamento adequado que assegure a confiabilidade do banco de dados geográficos.

As técnicas de sensoriamento remoto constituem uma ferramenta poderosa para o estudo e pesquisa dos inúmeros problemas relacionados com os recursos naturais, pois através de sua principal característica, a repetitividade, supre o problema do mapeamento em intervalos curtos de tempo. Pode ser resolvido nas últimas décadas, o emprego de imagens de satélite vem se estabelecendo como um instrumento de fundamental importância nos estudos sobre o balanço de energia e de água, identificação de áreas em processo de degradação, desmatamento de reservas e monitoramento de rebanhos entre outros (MEIRELLES, 2007).

Como descrito por Benedetti (2006), o uso do sensoriamento remoto no mapeamento de uma determinada área propicia a realização de um inventário sistemático da superfície da terra, possibilitando a categorização dos diferentes usos em classes. Ainda segundo o autor, este mapeamento associado aos SIGs possibilita o conhecimento da evolução da dinâmica espacial do uso da terra com a produção de séries temporais de mapas para uma mesma área.

Segundo Anderson et al. (2005), a obtenção de mapas temporais da cobertura da terra e consequentemente um mapa multitemporal das mudanças, permite identificar as tendências da dinâmica da paisagem na área de estudo, incluindo suas taxas líquidas e brutas para cada período analisado, como também a evolução dessas taxas através do tempo.

2.2 Sensoriamento Remoto

2.2.1 Conceito e Histórico

O sensoriamento remoto é definido de acordo com Florenzano (2002) com a tecnologia que permite obter imagens e outros tipos de dados, da superfície terrestre, através da captação e/ou do registro da energia refletida ou emitida pelos alvos. Cada objeto reflete a radiação incidente de uma forma diferente, tendo assim um comportamento peculiar, que se deve às suas características físicas, químicas ou biológicas. Esse comportamento é chamado de assinatura espectral, ou seja, variação da quantidade de energia refletida pelo alvo para cada comprimento de onda do espectro eletromagnético (NICÁCIO, 2008).

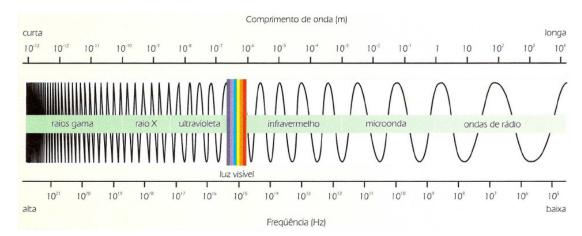
A história do sensoriamento remoto é um assunto bastante controvertido. Alguns autores colocam a origem do sensoriamento remoto ligado ao desenvolvimento dos sensores fotográficos (NOVO, 1992). Ainda de acordo com o mesmo autor, o sensoriamento remoto pode ser dividido em dois períodos principais: o período de 1860 a 1960, no qual o sensoriamento remoto era baseado nas fotografias aéreas e o período de 1960 até os nossos dias, caracterizado pela multiplicidade de sistemas sensores.

O desenvolvimento da aerofotogrametria deveu-se em grande parte às atividades militares, durante a primeira e segunda guerra mundial e durante a guerra fria entre os EUA e a antiga URSS. Estes países desenvolveram os satélites espiões e com isso teve origem o

sensoriamento remoto orbital, com a incorporação de sofisticados sensores de imagem em plataformas orbitais e aéreas (JACINTHO, 2003).

O termo técnico em inglês "Remote Sensing" apareceu na comunidade científica internacional apenas em 1960, segundo Novo (1992). Desde então tem abrigado tecnologia e conhecimento extremamente complexos derivados de diferentes campos que vão desde a física até a botânica e desde a engenharia eletrônica até a cartografia. O crescimento da ciência da computação e a necessidade do programa espacial norte-americano, fez com que o sensoriamento remoto viesse a englobar não apenas diferentes tipos de imagens e sensores. Devido ao emprego de técnicas de processamento de imagens digitais, proporcionando a geração de uma gama maior de opções tecnológicas do que as oferecidas pelas técnicas de sensores fotográficos tradicionais (ARAÚJO, 2006).

A energia utilizada em sensoriamento remoto é a radiação eletromagnética, que se propaga em forma de onda eletromagnéticas com a velocidade da luz. Ela é medida em frequência e em comprimento de onda (FLORENZANO, 2002). O espectro eletromagnético representa a distribuição da radiação eletromagnética, por regiões, segundo o comprimento de onda e a freqüência (Figura 1). O espectro eletromagnético abrange desde curtos comprimentos de onda, como os raios cósmicos e os raios gama (γ), de alta frequência, até longos comprimentos de onda como as ondas de rádio.



Fonte: Florenzano (2002).

Figura 1 – Espectro eletromagnético.

2.2.2 Sistema de Sensores e Satélites

São muitos os satélites em órbita no espaço obtendo informações sobre o sistema Terra-Atmosfera, sendo estes equipados com diversos sensores. De acordo com Souza (2008), os sensores são equipamentos capazes de coletar energia proveniente do objeto, convertê-la em sinal passível de ser registrado e apresentá-lo em forma adequada à extração de informações. Existem dois tipos de sistemas de sensores, os passivos e os ativos. Os sensores passivos (satélites, máquinas fotográficas) não produzem fonte de energia, necessitando de uma fonte natural (Sol) ou artificial (lâmpada) para que possam captar a energia refletida dos alvos em forma de ondas eletromagnéticas. Já os sistemas de sensores ativos (radar, sonar, etc) emitem energia em forma de onda eletromagnéticas que são refletidas e captadas posteriormente (MEIRELLES, 2007).

2.2.3 Satélites da Série Landsat

No ano de 1972, a NASA (National Aeronautics and Space Administration) lançou nos Estados Unidos o primeiro satélite de sensoriamento remoto não tripulado chamado ERTS 1 (Earth Resources Technology Satellites), no quadro do programa espacial com o mesmo nome (ARAÚJO, 2006). Após o seu lançamento, o programa foi rebatizado por Landsat. Para melhor sugerir o enfoque do seu esforço sobre sensoriamento remoto de Recursos Naturais Terrestres.

De acordo com Nicácio (2008) o Landsat1 foi utilizado até janeiro de 1978. Os satélites sucessores dessa série foram os Landsat2 (lançado em 1975) e Landsat3 (lançado em 1978). Os Landsat 1 a 3 tinham a bordo um sistema de varredura multiespectral, conhecido como MSS (*multiespectral scanner subsystem*). O Landsat4 foi o primeiro de uma nova geração de satélites Landsat. Esse satélite foi lançado em julho de 1982, em uma altitude de 705 km, em órbita quase circular e Sol-síncrona, com uma resolução temporal de 16 dias, ou seja, resolução melhor que as do Landsat 1 a 3, que tinham um período de 18 dias (LIU, 2006). O Landsat4 era equipado com dois sensores, o MSS e o TM (*Thematic Mapper*). O satélite Landsat4 logo apresentou problemas, e o Landsat5 precisou ser lançado antes do esperado, em março de 1984 e continua operado até hoje.

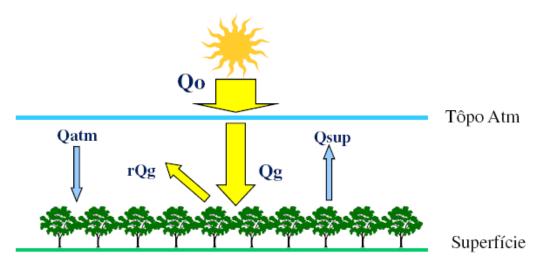
O mapeador temático dos satélites Landsat4 e 5 é um avançado imageador multiespectral de varredura de segunda geração, derivado do MSS e destinado ao levantamento de recursos terrestres (NOVO, 1992). O TM possui 7 bandas espectrais com uma cobertura espectral entre 0,45 a 12,5 µm, isto é, do visível ao infravermelho termal, com uma resolução espacial de 30 m, exceto para a banda termal, que possui resolução espacial de 120 m (MOREIRA, 2006).

Em setembro de 1994, a NASA lançou o Landsat6, mas o satélite caiu e nunca entrou em fase de operação. A última versão da série foi o Landsat7, lançado em abril de 1999. Esse satélite utilizou o ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) em substituição ao sensor TM, utilizado nos Landsat4 e 5. O ETM+ é um radiômetro de varredura multiespectral de 8 bandas, que fornece imagens de alta resolução da superfície da Terra. O Landsat7 foi desativado em junho de 2003 por motivos técnicos (MOREIRA, 2006).

2.3 Saldo de Radiação

O saldo de radiação desempenha um papel fundamental nos métodos que estimam as perdas de água por superfícies vegetadas e é um parâmetro importante no planejamento das atividades agrícolas (GOMES, 2009). Próximo à superfície, o saldo de radiação é convertido em outras formas de energia, associadas às variações espaciais e temporais de vários parâmetros meteorológicos. O conhecimento do saldo de radiação é fundamental em estudos agrometeorológicos, de monitoramento climático e previsão de tempo (DI PACE et al., 2008).

A radiação solar pode ser dividida em radiação de onda curta, parte da qual é refletida, conforme as características da superfície, sendo esta determinante na disponibilidade de energia (balanço de onda curta). Por outro lado, a superfície também troca onda longa com a atmosfera, estabelecendo balanço de onda longa. Portanto, contabilizando-se a energia radiante de todos os comprimentos de onda que chegam e as que saem da superfície, estabelece-se o denominado saldo de radiação ou radiação líquida (Rn) (Figura 2).



Qo = radiação solar no topo da atmosfera, Qg = radiação solar na superfície, rQg = parcela da RS refletida pela superfície (r = albedo), Qatm = radiação emitida pela atmosfera, Qsup = radiação emitida pela superfície

Figura 2 – Fluxo de radiação com sua distribuição na atmosfera.

Neste sentido, é necessário determinar o balanço de onda curta (BOC) e longa (BOL) a fim de conhecer o saldo de energia radiativa ou radiação líquida. O saldo de radiação ou radiação líquida é expresso por:

$$Rn = BOC - BOL$$
(1)

Onde:

Rn – Saldo de radiação, W m⁻²;

BOC – Balanço de onda curta, W m⁻²; e

BOL – Balanço de onda longa, W m⁻²

2.3.1 Radiação de Onda Curta

A radiação de onda curta é aquela com comprimento de onda na faixa de 0,15 a 4,0 μm. Na prática, as medidas de onda curta na superfície são representadas por medidas de radiação global, que compreende duas componentes: a radiação direta e a radiação difusa (PEREIRA et al., 1997).

A radiação de onda curta pode ser medida por meio de piranômetros. Devido à inexistência de observações de radiação solar em muitos pontos da superfície da Terra e às dificuldades inerentes à sua obtenção, muitos modelos têm sido desenvolvidos visando estimar a radiação solar global, difusa e direta, por meio de outras variáveis meteorológicas,

tais como insolação, temperatura do ar e umidade relativa do ar (BRISTOW; CAMPBELL, 1984; LACERDA et al., 1996; TEIXEIRA, 1999; SUEHRCKE, 2000; MEZA; VARAS, 2000).

Parte da radiação que chega à superfície terrestre é refletida. Logo o balanço de radiação de onda curta na superfície é determinado pela diferença entre os fluxos de radiação incidente e refletido, sendo, portanto, dependentes da radiação solar global e do albedo da superfície (GOMES, 2009). Portanto, num dado instante e período, o balanço de radiação de onda curta é dado pela a equação (2):

$$BOC = (1 - \alpha)Rs \dots (2)$$

Onde:

 α – albedo, adimensional; e

Rs – radiação solar global, W m⁻²

A equação 2 expressa que, se em dado instante a Rs for constante em dada área o BOC dependerá exclusivamente do tipo de cobertura do solo, ou seja, do albedo. De tal forma que, se o valor do albedo for elevado, o balanço de onda curta será reduzido e se o valor do albedo for reduzido, o BOC será elevado.

O albedo é uma medida adimensional e é a razão entre a radiação solar refletida e a incidente. O albedo varia conforme as características físico-químicas das superfícies e com o ângulo zenital. Outro fator que pode promover variações do albedo são as atividades humanas, tais como desflorestamento, agricultura e urbanização (LIANG, 2000). Em superfícies vegetadas, o albedo depende da textura do solo e das condições fisiológicas da copa da planta. Já em um solo seco, o albedo é expressivamente maior que o observado em um solo úmido, enquanto uma superfície lisa tem albedo maior que uma superfície rugosa (NICÁCIO, 2008).

A medida do albedo da superfície é facilmente obtida quando se dispõe de medições de radiação de onda curta incidente à superfície e medições de radiação de onda curta refletida pela superfície (PAIVA, 2005). Mas, em geral, essas medidas, quando disponíveis, são limitadas no espaço e no tempo. Nessa perspectiva, o sensioramento remoto surgiu como uma alternativa para a determinação do albedo da superfície terrestre. Diversas pesquisas vêm sendo desenvolvidas onde podem ser citados os trabalhos de Bastiaanssen et al. (1998), , Fox et al. (2000), Davidson e Wang (2004), Fang et al. (2004), e Silva et al. (2005).

2.3.2 Radiação de Onda Longa

A radiação de onda longa observada na superfície terrestre tem duas componentes, a saber: radiação de onda longa incidente à superfície e a radiação de onda longa emetida pela superfície (Equação 4) (NICÁCIO, 2008).

$$BOL = R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \dots (3)$$

Onde:

 $R_{I\perp}$ – Radiação de onda longa incidente, W m⁻²; e

 $R_{I\uparrow}$ – Radiação de onda longa emitida, W m⁻²

A radiação de onda longa da atmosfera é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida, pois os instrumentos disponíveis não possibilitam medições com precisão satisfatória. Entretanto, esta variável é obtida indiretamente através da equação do balanço de radiação, quando os demais termos são medidos ou estimados através de vários modelos (GOMES, 2009).

Segundo Leitão (1994), os métodos mais precisos para calcular a radiação de onda longa emitida pela atmosfera, em dias de céu claro, são baseados em dados do perfil de umidade e de temperatura do ar próximos à superfície. No entanto, esses dados nem sempre estão disponíveis. Por essa razão, modelos mais simples têm sido desenvolvidos baseados na lei de Stefan-Boltzmann.

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon \sigma T^4$$
 (4)

Onde:

 ε – emissividade do corpo, adimensional;

 $\sigma-$ constante de Stefan-Boltzmann, 5,67x10 $^{\!-\!8}$ W m $^{\!-\!2}$ K $^{\!-\!4};$ e

T – Temperatura do ar, K

Portanto, o balanço de radiação de onda longa, pode ser reescrito pela seguinte da seguinte forma:

$$BOL = \varepsilon \sigma T^4 - R_{L\downarrow} \tag{5}$$

2.4 Balanço de Energia

O balanço de energia à superfície representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície e determina a quantidade de fluxo de energia disponível para a evaporação da água e para a variação na temperatura da superfície, sendo, portanto, mais complexo que no topo da atmosfera, já que considera os fluxos de energia e de umidade por condução e por convecção no movimento dos fluidos (GOMES, 2009). Esses movimentos, por sua vez, dependem basicamente da insolação e características da superfície, tais como umidade, cobertura vegetal e albedo, e do estado da atmosfera.

A radiação líquida é fracionada em três diferentes formas de energia responsável por diversos processos na superfície terrestre, tais como o fluxo de calor latente (λ ET), onde λ é o calor latente de vaporização da água, que é a parte da energia alocada para o processo de evapotranspiração/evaporação; fluxo de calor sensível (H), que é parte da energia usada para aquecer a atmosfera próxima à superfície; e o fluxo de calor para aquecer o solo (G). O balanço de energia pode ser simbolizado por meio da equação da conservação da energia, onde são considerados todos os fluxos de energia (ALLEN et al., 1998).

$$Rn - \lambda ET - H - G = 0 \tag{6}$$

Onde:

Rn – radiação líquida, W m⁻²;

H – calor sensível, W m⁻²;

G – fluxo de calor do solo, W m⁻²; e

 λET – fluxo de calor latente, W m⁻²

2.4.1 Fluxo de Calor Sensível

A densidade de fluxo de calor sensível (H) corresponde à energia que é transmitida para as camadas atmosféricas pelos processos de condução e convecção, quando existe diferença de temperatura. A superfície terrestre absorve a radiação solar e aquece o ar em contato com ela, o ar aquecido se torna menos denso e sobe, carregando consigo energia (FOLHES, 2007). O calor sensível pode ser descrito como sendo proporcional ao gradiente vertical de temperatura entre a superfície e as camadas da atmosfera (JENSEN et al., 1990) qual seja:

$$H = -\frac{\rho_a c_p [T_Z - T_o]}{r_{ab}} \tag{7}$$

Onde:

 ρ_a – densidade do ar à pressão constante, kg m⁻³;

 c_p – calor específico do ar a pressão constante, J kg⁻¹ °C⁻¹;

r_{ah} –, resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível s m⁻¹;

Tz- temperatura do ar em °C a uma altura z da superfície; e

T_o – temperatura da superfície em °C

De acordo com Vianello e Alves (1991) o processo de conversão de parte da energia solar em calor sensível na atmosfera é um fenômeno rotineiro, associado à continua elevação da temperatura após o nascer do Sol.

2.4.2 Fluxo de Calor no Solo

O Fluxo de Calor do solo é um importante componente no balanço de energia na superfície terrestre, particularmente para regiões áridas e semiáridas (WANG; BRAS, 1999; VERHOEF, 2004).

O fluxo de calor do solo representa a fração do saldo de radiação que foi transferida para os níveis inferiores do solo e, geralmente, resulta em acréscimo de energia para o meio à noite, ou em diminuição, no período diurno (GALVANI et al., 2001). O fluxo de calor no solo (G) é função da temperatura em diferentes níveis e da condutividade térmica do solo, sendo influenciado diretamente pela variação da primeira (SILANS et al., 1997).

A taxa média de armazenamento de calor do solo pode ser calculada em função da sua densidade (ρs), de seu calor específico (C s), da resistência superficial (r s) e do gradiente de temperatura no solo (T o - T s), como foi apresentado por Folhes (2007):

$$G = \frac{\rho_s \times c_s \times (T_0 - T_s)}{r_s}$$
 (8)

Ao contrário dos demais componentes do balanço de energia que podem ser obtidos por técnicas micrometeorologicas, os métodos existentes para determinação do fluxo de calor solo são pontuais, sendo válidos apenas para pequenas áreas (HEUSINKVELD et al., 2004; VAN LOON et al., 1998). Outro importante fato está relacionado com as

medidas do fluxo de calor do solo. De acordo Heusinkveld et al. (2004) essas medidas são imprecisas e muitas vezes inadequadas. Claramente, a incerteza na medida de G pode ser em grande parte por causa da variabilidade espacial da vegetação e do solo (SHAO et al., 2008). O fluxo de calor no solo é altamente dependente das condições climáticas e, consequentemente, das condições da superfície seca, úmida, exposta ou vegetada (BEZERRA, 2006).

2.4.3 Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente (λΕΤ) é definido como a quantidade de calor utilizada no processo de evaporação e, ou, evapotranspiração. Segundo Bastiaanssen et al. (1998), o λΕΤ liberado no processo evaporativo é de fundamental importância para diversos processos atmosféricos. Dessa forma, a estimativa do fluxo do calor latente e consequentemente evaporação ou evapotranspiração de uma superfície é importante para propósitos de escala regional, tais como estudos de balanço hídrico, práticas de manejo de água em áreas irrigadas, descrição da camada limite atmosférica, incluído a estabilidade e a previsão do tempo (AMARAKOON et al., 2000; CASTELLVI et al., 2006).

De acordo com Cooper et al. (2000) o fluxo de vapor de água na forma de evapotranspiração é um importante componente para modelos de balanço de energia e balanço hídrico em sistemas hidrológicos.

Os métodos micrometeorológicos mais comuns para determinação do fluxo de calor latente são: o método da correlação turbulenta, o método aerodinâmico e o método do balanço de energia (PEREIRA et al., 1997).

2.5 SEBAL

Para se estimar os diferentes componentes do balanço de energia à superfície com imagens de satélites, alguns algoritmos têm sido formulados, dentre eles o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), proposto por Bastiaanssen et al. (1998), sendo depois modificado por Allen et al. (2002). O SEBAL vem sendo utilizado por vários pesquisadores

em diversas partes do mundo, tais como: Bastiaanssen et al. (1998); Bastiaanssen (2000); Droogers e Bastiaanssen (2002); Ahmad e Bastiaanssen (2003); Silva et al. (2005); Paiva, (2005); Tasumi et al. (2005); Silva e Bezerra (2006); Meirelles (2007); Folhes (2007); Bezerra et al. (2008); Teixeira et al (2009a) e Teixeira et al (2009b).

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

O SEBAL é usado na determinação dos mapas de evapotranspiração para grandes áreas. Ele é processado por meio de rotinas computacionais que predizem um balanço completo da radiação e da energia ao longo da superfície da Terra. A base teórica do SEBAL utiliza imagens obtidas a bordo dos satélites Landsat 5 e 7. No entanto, a teoria é independente do tipo de satélite e o uso do algoritmo SEBAL pode ser aplicado para outras imagens de satélites, desde que possibilitem o cômputo do albedo e temperatura da superfície (BASTIAANSEEN, 2000).

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

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Localização da Área de Estudo

A área de estudo está compreendida na unidade da bacia do Alto Jaguaribe, localizada no sul do Estado do Ceará entre as coordenadas geográficas 5° 23' e 7° 23' latitude Sul e 38° 47' e 40° 51' longitude Oeste. A bacia do Alto Jaguaribe possui uma área de 24.167 km², envolvendo 33 unidades municipais, mais de 4.000 açudes, sendo seis com capacidade superior a 50 milhões de metros cúbicos e, sendo o maior o açude Orós, que tem um volume máximo de armazenamento da ordem de 1.940 milhões de metros cúbicos, sendo o segundo maior reservatório do Estado do Ceará (Figura 3). Os 18 reservatórios monitorados pela Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos (COGERH) na bacia de drenagem somam 2.660 milhões de metros cúbicos de acumulação máxima (COGERH, 2005). Politicamente, a bacia hidráulica do reservatório do Orós faz parte de três municípios cearenses, isto é, Iguatu, Quixelô e Orós, porém, a divisão política não tem qualquer importância para os resultados desta pesquisa. A barragem do Açude Orós está localizada no município de Orós, a aproximadamente 450 km de Fortaleza, sendo suas principais finalidades: perenização do rio Jaguaribe; irrigação do Médio e Baixo Jaguaribe; piscicultura; culturas agrícolas de áreas de montante e turismo. Além desses usos, a água do açude Orós é também usada para o abastecimento da cidade de Fortaleza.

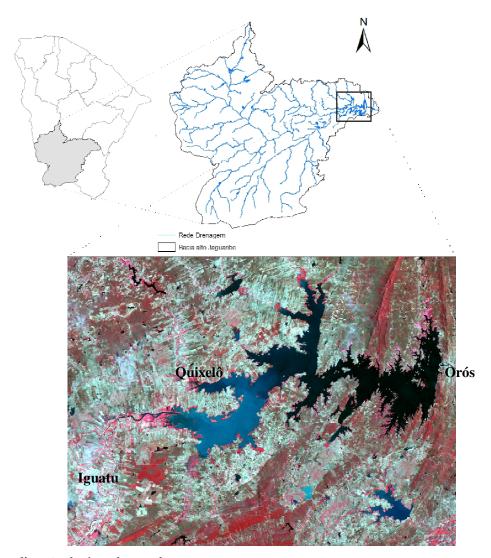


Figura 3 – Localização da área de estudo.

O clima da bacia do Alto Jaguaribe de acordo com a classificação de Köppen, é BSw'h', semiárido quente com chuvas de verão e outono e temperatura média mensal sempre superior a 18 °C. O regime pluviométrico da bacia do Alto Jaguaribe, como em todo o estado, se caracteriza por uma alta variabilidade espacial e temporal; portanto, a principal limitação com relação à pluviometria na região é em decorrência muito mais na irregularidade do regime do que da altura pluviométrica anual. Outro importante fator que influência no regime pluviométrico do Estado do Ceará é a dependência da posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e dos eventos El Ninõ e La Nina. Nas Tabelas 1, 2 e 3 estão representadas as precipitações pluviométricas mensais nos

anos analisados em três estações inseridas na área de estudo. Os dados de precipitação das diferentes estações meteorológicas foram obtidos, junto à Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). Para o calculo da precipitação média acumulada na região de estudo nos diferentes anos. Foi utilizado o método dos polígonos Thiessen. Este consiste em estimar a precipitação média em uma região ou uma bacia hidrográfica a partir da ponderação das médias dos valores precipitados em cada estação pluviométrica, associados a um fator de peso atribuído segundo a proporcionalidade das áreas de influência que cada uma define, as quais constituem os polígonos de Thiessen (VILLELA; MATTOS, 1975).

Tabela 1 – Valores da precipitação pluviométrica mensal no posto de Orós nos anos em estudo até o dia da passagem do Satélite Landsat 5

Ano	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maio	Junho	Julho	Agosto	Total (mm)
1992	136,5	93,7	109,1	154,8	4,5	24,5	0,0	0,0	523,1
1994	104,9	76,4	142,2	203,1	121,9	225,9	0,0	0,0	874,4
1996	52,6	83,9	140,7	269,0	187,4	0,9	2,0	6,4	736,5
1999	28,3	76,5	278,1	106,4	230,2	4,8	0,0	0,0	724,3
2001	79,9	59,9	156,1	31,2	5,6	19,0	0,0	0,0	351,7
2003	57,8	118,4	163,8	88,8	47,4	0,0	0,0	0,0	476,2
2006	69,2	87,3	123,6	270,2	183,2	18,8	17,0	28,6	769,3
2008	51,9	49,6	369,4	179,9	47,6	2,0	0,0	0,0	700,4

Tabela 2 – Valores da precipitação pluviométrica mensal no posto de Iguatu nos anos em estudo até o dia da passagem do Satélite Landsat 5 - TM

Ano	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maio	Junho	Julho	Agosto	Total (mm)
1992	180,0	145,8	157,5	147,0	30,0	12,0	0,0	0,0	672,3
1994	159,0	110,0	162,0	246,0	136,5	191,5	0,0	0,0	1005,0
1996	104,0	124,0	86,0	314,0	260,0	11,0	0,0	0,0	899,0
1999	64,0	74,5	230,5	136,0	270,5	20,0	12,0	0,0	807,5
2001	59,5	67,5	219,5	102,5	26,0	80,5	11,0	29,0	595,5
2003	83,0	328,0	284,0	134,0	61,0	61,0	0,0	34,0	951,0
2006	62,5	138,5	87,0	194,0	55,0	15,0	7,0	0,0	559,0
2008	137,0	294,0	448,0	298,5	126,0	0,0	0,0	0,0	1303,5

Tabela 3 – Valores da precipitação pluviométrica mensal no posto de Quixelô nos anos em estudo até o dia da passagem do Satélite Landsat 5 - TM

		at pussingen				=			
Ano	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maio	Junho	Julho	Agosto	Total (mm)
1992	190,0	96,5	94,5	146,5	7,0	6,0	23,5	0,0	564,0
1994	38,0	84,5	99,0	138,8	132,0	42,0	0,0	0,0	534,3
1996	91,8	76,5	157,4	279,5	184,2	0,0	0,0	0,0	789,4
1999	31,0	31,0	251,0	135,0	164,0	0,0	0,0	0,0	612,0
2001	132,0	56,0	206,0	181,3	18,0	94,0	0,0	0,0	687,3
2003	76,0	141,0	198,0	48,5	96,0	17,0	0,0	8,0	576,5
2006	21,0	117,0	59,0	267,0	124,0	0,0	7,0	0,0	595,0
2008	129,0	121,0	498,0	231,0	131,0	0,0	20,0	0,0	1130,0

3.2 Dados Gerais

Foram utilizadas oito imagens do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, sendo fornecidas pela Divisão de Geração de Imagens (DGI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), adquiridas sob a condição de céu claro, para os dias 24/08/1992, 14/08/1994, 02/07/1996, 11/07/1999, 17/08/2001, 06/07/2003, 14/07/2006 e 20/08/2008. As referidas imagens correspondem à órbita/ponto 217/64, tendo seu horário de passagem ocorrido às 09 h e 30 min, horário local. As imagens são compostas por sete bandas espectrais, cujas características estão representadas na Tabela 4.

Tabela 4 – Características espectrais e espaciais do sensor TM e suas aplicações

Banda	Faixa Espectral (µm)	Região do Espectro	Resolução Espacial (m ²)
1	0,45 - 0,52	Azul	30
2	0,52 - 0,60	Verde	30
3	0,63 - 0,69	Vermelho	30
4	0,76 - 0,90	Infravermelho Próximo	30
6	10,4 - 12,5	Infravermelho Termal	120
7	2,08 - 2,35	Infravermelho Médio	30

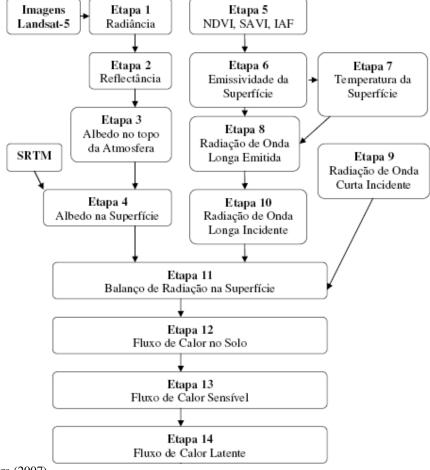
Fonte: ENGESAT (2007)

Para manuseio e processos entre as bandas, recorte, classificação, realce e outras tarefas, fez-se necessário a utilização do software Erdas IMAGINE 9.0, no Laboratório de Geoprocessamento do Instituto de Ensino, Ciência e Tecnologia do Ceará – IFCE – Campus Iguatu. O referido software é apropriado para este tipo de trabalho. Para suporte e base para alguns cálculos metodológicos no Erdas IMAGINE 9.0, fizeram-se necessários dados tabulares da plataforma de coleta de dados meteorológicos. Os dados climáticos utilizados neste trabalho em escala diária são oriundos da Estação Climatológica Principal (ECP) de

Iguatu, pertencente à rede de observações meteorológicas de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), sendo que a partir de 2006 foram usados os dados da estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), localizada no IFCE – Campus Iguatu.

Para a obtenção de uma imagem posicionada corretamente no espaço, realizou-se um georreferenciamento imagem-imagem. Para tanto, foram utilizadas as imagens GeoCover 2000, que são mosaicos de imagens ETM+ do Landsat 7, disponíveis no endereço eletrônico https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl. Nesse endereço, são disponibilizados o *GeoCover* 1990 e o *GeoCover* 2000.

Depois de disponibilizados todos os dados necessários, procederam-se às etapas computacionais para a obtenção dos componentes do Balanço de Energia que são apresentadas no fluxograma da Figura 4, empregando-se o algoritmo SEBAL.



Fonte: Moreira (2007).

Figura 4 – Fluxograma das etapas do processamento para obtenção do balanço de radiação na superfície.

3.3 Modelo Digital de Elevação (MDE)

Originalmente, o SEBAL foi elaborado para aplicação em áreas planas, mas alguns trabalhos têm procurado inserir as oscilações do relevo para o cálculo do saldo de radiação (DI PACE, 2004) e dos componentes do balanço de energia (TASUMI, 2003). Nesta pesquisa, foi utilizado o modelo digital de elevação (MDE), que foi obtido a partir da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Misson).

O modelo SRTM foi o resultado da parceria entre a NASA e a NGA (National Geoespatial-Intelligence Agency), em projeto cujo objetivo era coletar dados de interferometria de radar visando a aquisição de modelos topográficos em detalhe para latitudes entre 56° S e 60° N. Todo processo contou também com o auxílio de dados topográficos de controle visando o refinamento e validação dos dados gerados (COSTA, 2008). Os dados de radar foram coletados em 11 dias de missão e posteriormente tratados segundo metodologia descrita por Rabus et al. (2003).

A despeito da resolução espacial do SRTM ser de 30 m, as imagens gratuitas do SRTM foram reamostradas para uma resolução de 90 m, exceto para os EUA. Os dados do SRTM são referenciados ao elipsóide WGS84. As imagens do SRTM utilizadas, neste trabalho foram adquiras no endereço eletrônico http://srtm.csi.cgiar.org.

Figura 5 observa-se o modelo digital de elevação (MDE) para a área de aplicação do SEBAL na região de estudo.

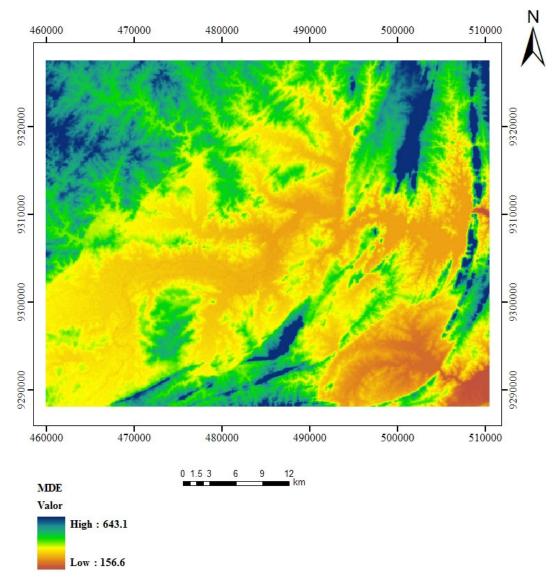


Figura 5 – Modelo Digital de Elevação para área de estudo.

3.4 Mapa de Uso do Solo

O mapa de uso e ocupação do foi obtido através da classificação de imagens. Existem duas abordagens distintas adotadas na classificação automática de imagens digitais: classificação supervisionada e não supervisionada. A classificação supervisionada é baseada num conjunto de amostras utilizadas para treinamento do classificador. Portanto, há necessidade de observações de campo na data de passagem do satélite ou conhecimentos de

fotointerpretação que permitam o reconhecimento dos padrões de uso da terra. Quando não for possível definir áreas representativas para o treinamento, podem ser utilizados algoritmos baseados em regras estatísticas capazes de fazer o reconhecimento das classes presentes na imagem. Neste caso a classificação é dita não supervisionada (BERNARDES et al., 2007).

Na Classificação supervisionada existe a interferência do operador na escolha das áreas de treinamento ou amostras que representam cada classe. Para obter bons resultados é necessário que o operador tenha de preferência algum conhecimento da região onde foi registrada a imagem (OLIVEIRA, 2006). Esse conhecimento ajuda bastante na escolha das áreas que representam as áreas de treinamento (MOREIRA, 2003). Nesta etapa do trabalho foi realizada uma visita em campo para a aquisição de 100 pontos georreferenciados para o treinamento do algoritmo de classificação. Vale ressaltar que a classificação de uso e ocupação foi realizada em apenas uma imagem, sendo essa datada de 20/08/2008. Foi utilizada apenas as bandas 4, 3 e 2 do satélites Landsat 5. Realizou-se a classificação supervisionada da imagem, através do software ENVI 4.3. Utilizando do método da máxima verossimilhança.

A classificação do Método da Máxima Verossimilhança (MAXVER) é a classificação supervisionada mais aplicada no tratamento de dados satélites. Este método classifica os pixels em uma determinada classe conforme a distância estatística entre cada pixel e a média dos níveis de cinza da classe (ASSAD; SANO, 1998). O usuário determina a significância nos erros de atributos especificados para uma classe em comparação a outras (SULSOFT, 2007). Foram determinadas cinco classes: água; vegetação densa; vegetação rala; agricultura; antropizada.

3.5 Algoritmo SEBAL

Nesta etapa vão ser descritos todas as 14 etapas do algoritmo SEBAL como descrito na Figura 4.

Etapa 1 – Calibração Radiométrica

Para o cálculo da radiância espectral de cada banda $L_{\lambda i}$, ou seja, efetivação da calibração radiométrica, em que o número digital (ND) de cada pixel da imagem é convertido

em radiância espectral monocromática, representando a energia solar refletida de cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite TM Landsat 5, foi utilizada a equação proposta por Chander e Markhan (2003):

$$L_{\lambda i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND \tag{9}$$

Em que:

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

Tabela 5 – Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do Landsat 5, com os correspondentes intervalos de comprimentos de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiância solar espectral no topo da atmosfera (ki;)

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

Fonte: Chander e Markhan (2003).

Etapa 2 – Reflectância

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

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi . L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} \cdot \cos Z. d_{r}} \tag{10}$$

Em que:

 $L_{\lambda i}$ é a radiância espectral de cada banda; $k_{\lambda i}$ é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera (W m⁻² μ m⁻¹, Tabela 5); Z é o ângulo zenital solar (obtido por meio do

^{*}Para imagens anteriores a 4 de maio de 2003.

^{**}Para imagens posteriores a 5 de maio de 2003.

cabeçalho das imagens adquiridas, e depende da órbita/ponto e da época do ano) e d_r é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol e a distância Terra-Sol em dado dia do ano.

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

$$d_r = 1 + 0.033\cos\left(DJ\frac{2\pi}{365}\right)$$
....(11)

Onde:

DJ – Dia Juliano do ano que foram obtidos as imagens de satélite cujos valores correspondentes ao dia da geração das imagens, bem como o dr e o cosZ, para os respectivos dias que são apresentados na Tabela 6.

Tabela 6 – Dia juliano, cosseno do ângulo zenital e inverso do quadrado da distancia Terra Sol

Data da passagem	DJ	dr	cosZ
24/08/92	237	0,98049	0,75738
14/08/94	226	0,97583	0,72208
2/7/1996	184	0,96701	0,72207
11/7/1999	192	0,96744	0,72443
17/8/2001	229	0,97702	0,78559
6/7/2003	187	0,96710	0,71851
14/7/2006	195	0,96776	0,75957
20/8/2008	233	0,97870	0,80573

Etapa 3 – Albedo planetário

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

$$\alpha_{toa} = 0.293 \rho_1 + 0.274 \rho_2 + 0.233 \rho_3 + 0.157 \rho_4 + 0.033 \rho_5 + 0.011 \rho_7 \dots (12)$$

Em que:

 $\rho_1; \rho_2; \rho_3; \rho_4; \rho_5$ e ρ_7 são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1; 2; 3; 4; 5 e 7, respectivamente.

Etapa 4 – Albedo de Superfície

Um elemento de grande importância na determinação do balanço de radiação é o albedo da superfície ou poder refletor da superfície, que é definido como o coeficiente de

reflexão da superfície para a radiação de onda curta. Como citado por Meirelles (2007) a atmosfera terrestre produz interferência na radiação solar e na radiação refletida; portanto, o albedo calculado no topo da atmosfera carece de correções devidas aos processos de absorção e espalhamento. O cálculo do albedo de superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos (α) foi obtido pela equação 13 (SILVA et al., 2005).

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \tag{13}$$

Onde:

 α_{toa} albedo no topo da atmosfera; α_p é a radiação solar refletida pela atmosfera que varia de 0,025 a 0,04, mas para o SEBAL é recomendado usar 0,03 segundo Bastiaanssen (2000); τ_{sw} é a transmissividade atmosférica.

A transmissividade atmosférica para onda curta, representa a fração da radiação solar incidente que é transmitida pela atmosfera, incluindo os efeitos de absorção e reflexão que ocorrem na atmosfera, tanto para a radiação direta como para difusa. A potência 2 encontrada na transmitância deve-se ao fato do duplo caminho percorrido pelo feixe de radiação, sendo um na direção da superfície e o outro na direção do sensor (NICÁCIO, 2008). Nas condições de céu claro, a transmissividade atmosférica foi calculada por meio da equação 14 (ALLEN et al., 2002):

$$\tau_{\text{vw}} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} z$$
(14)

Em que:

z é a altitude de cada pixel (m).

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

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (Normalized Difference Vegetation Index – NDVI) é um indicador sensível da quantidade e condição da vegetação verde. Seus valores variam de –1 a +1. Em superfícies com alguma vegetação, o NDVI varia de 0 (quase sem vegetação) a 1 (totalmente ou em sua maior parte vegetada). Para água e nuvens, o NDVI é menor que zero. O valor do NDVI foi obtido por meio da razão entre a diferença da reflectância do infravermelho próximo (ρ4) e a do vermelho (ρ3), normalizada pela soma de ambas (ALLEN et al., 2002), ou seja:

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \tag{15}$$

Em que:

 $\rho 4$, $\rho 3$ correspondem, respectivamente, as reflectâncias das bandas 4 e 3 do sensor TM Landsat 5.

O SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index) é um índice de vegetação que visa amenizar os efeitos do solo no NDVI, sendo obtido conforme a equação (16), para o TM – Landsat 5:

$$SAVI = \frac{(1+L)\times(\rho_4 - \rho_3)}{(L+\rho_4 + \rho_3)}.$$
(16)

Onde:

L é um fator de ajuste ao solo e que neste estudo foi considerado como sendo igual a 0,1. De acordo com Nicácio (2008) não existe para a região de Petrolina-PE diferenças nos fluxos de superfície apenas com a modificação de L e o padrão espacial das variáveis de saída no SEBAL é o mesmo tanto para 0,1 como 0,5.

O Índice de Área Foliar (IAF), definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, indicando a biomassa de cada pixel da imagem, foi calculado pela seguinte equação empírica obtida por Allen et al. (2002):

$$IAF = -\frac{Ln\left(\frac{0.69 - SAVI}{0.59}\right)}{0.91} \tag{17}$$

Etapa 6 – Emissividades

Na etapa seguinte, calculou-se a emissividade da superfície, que é a razão entre a energia irradiada por um objeto ou superfície a uma dada temperatura e a energia irradiada por um corpo negro à mesma temperatura. No SEBAL, de acordo com Allen et al. (2002), as emissividades ε_{NB} e ε_0 podem ser obtidas, para NDVI>0 e IAF<3, segundo:

$$\varepsilon_{NB} = 0.97 + 0.00331 \times IAF$$
(18)

$$\varepsilon_o = 0.95 + 0.01 \times IAF \tag{19}$$

Para pixels com IAF \geq 3 , $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0.98$. Para corpos de água (NDVI<0) os temse $\epsilon_{NB} = 0.99$ e $\epsilon_0 = 0.985$, conforme Allen e al. (2002).

Etapa 7 – Temperatura da Superfície

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

$$T_{s} = \frac{K_{2}}{Ln\left(\frac{\varepsilon_{NB}K_{1}}{L_{\lambda6}} + 1\right)} \tag{20}$$

Em que:

 K_1 = 607,76 W m⁻² sr⁻¹ μ m⁻¹ e K_2 = 1260,56 W m⁻² sr⁻¹ μ m⁻¹ são as constantes de calibração da banda termal do sensor TM Landsat 5 (ALLEN et al., 2002).

Etapa 8 – Radiação de Onda Longa Emitida ($R_{L\uparrow}$)

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

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_o.\sigma T_s^4 \dots (21)$$

Onde:

 ε_o é a emissividade de cada pixel; σ a constante de Stefan-Boltzman (5,67 x 10⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴); T_s é a temperatura da superfície (K).

Etapa 9 – Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{s\downarrow}$)

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

$$R_{s\downarrow} = S.\cos Z.d_r \,\tau_{sw} \,... \tag{22}$$

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, obtida com modelo digital de elevação do SRTM.

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

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

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a.\sigma T_F^{4} \tag{23}$$

Onde:

 ε_a é a emissividade atmosférica obtida, por $\varepsilon_a = 0.85(-\ln(\tau_{\rm sw}))^{0.09}$; σ é a constante de Stefan-Boltzman (5,67x10⁻⁸ W.m⁻²K⁻⁴) e T_F (K) é a temperatura da superfície no pixel frio, conforme Allen et al. (2002) e Tasumi (2003). A temperatura do ar próximo a superfície é considerada igual à temperatura da superfície no pixel frio, uma vez que, nesse pixel, o calor sensível é também considerado nulo.

Etapa 11 – Saldo de Radiação

Após o cálculo dos componentes do saldo de radiação, ou seja, da determinação da radiação incidente, emitida e refletida tanto para as onda curta como longa, foi possível estimar o saldo de radiação à superfície (Rn). O saldo de radiação à superfície é obtido utilizando a equação de balanço de radiação à superfície (ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005).

$$R_{n} = (1 - \alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_{o})R_{L\downarrow}$$
(24)

Onde:

 $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta 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_o é a emissividade de cada pixel.

Etapa 12 – Fluxo de calor no solo (G)

O fluxo de calor no solo G (W m⁻²) foi obtido segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} \left(0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2 \right) \left(1 - 0.98NDVI^4 \right) \right] R_n \dots (25)$$

Onde:

 T_s é a temperatura da superfície (°C); a o albedo corrigido do pixel; NDVI o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada e R_n o Saldo de Radiação.

De acordo com Allen et al. (2002), o fluxo de calor sobre massas de água corresponde a 0,5Rn. No entanto, neste trabalho, seguiu-se a recomendação de Silva e Bezerra (2006), onde o fluxo de calor na superfície de massas de água é dado por 0,3Rn, uma vez que o leito do São Francisco e o lago de Sobradinho apresentam características distintas das observadas na região de estudo de Allen et al. (2002). Contudo, Silva e Bezerra (2006) alertam para a necessidade de um estudo específico que melhor caracterize os valores de G.

Etapa 13 – Fluxo de Calor Sensível (H)

A etapa que requer maior cuidado na implementação do algoritmo SEBAL é o cálculo do fluxo de calor sensível (H), uma vez que são estabelecidas algumas hipóteses para a obtenção dessa variável. Nicácio (2008) comenta que uma das principais hipóteses é considerar que tem-se uma relação linear entre a diferença de temperatura do ar e a temperatura da superfície, que, por sua vez, está diretamente relacionada à escolha dos pixels âncoras. A escolha dos pixels âncoras deve ser feita de maneira cuidadosa, já que representarão as condições extremas de temperatura e de umidade na área de interesse. A estimativa de H é feita com base na velocidade do vento, que juntamente com outras variáveis possibilita o cômputo da resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível, além da temperatura da superfície usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície (BASTIAANSSEN et al., 1998; ALLEN et al., 2002).

$$H = \frac{\rho . c_p . dT}{r_{ab}} \tag{26}$$

Em que:

 ρ é a massa específica do ar úmido (1,15 kg m⁻³), c_p é o calor específico do ar (1005 J kg⁻¹ K⁻¹), dT é a diferença de temperatura próximo à superfície (K) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m⁻¹).

A priori, a resistência aerodinâmica e a diferença de temperatura são desconhecidas (equação 26), uma vez que não se dispõem de informações de velocidade do vento e de temperatura do ar em todos os pixels da imagem. Por essa razão, o algoritmo SEBAL assume algumas considerações para o cálculo do calor sensível que são baseadas na determinação dos pixels âncoras (NICÁCIO, 2008). Os tópicos, a seguir, ilustram os procedimentos para a obtenção da diferença de temperatura e resistência aerodinâmica.

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

$$z_{om} = 0.12h$$
(27)

Onde:

h é a altura da vegetação na da estação meteorológica

Posteriormente, a velocidade de fricção u* (m s⁻¹) é calculada pelo perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra (BASTIAANSSEN et al.,1998; ALLEN et al., 2002):

al., 2002):
$$u_* = \frac{k.u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)}$$
(28)

Onde:

k é a constante de Von Karman (0,41); u_x a velocidade do vento $(m\ s_{-1})$ medida na estação meteorológica; z_x a altura em que foi tomado o valor da velocidade do vento e z_{om} o coeficiente de rugosidade local.

Com as informações de z_{om} e u_* é possível estimar a velocidade do vento a uma altura (z) de 100 m (u_{100} , m s⁻¹), chamada de "blending height" (altura de mistura), onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)}{k} \tag{29}$$

Onde:

 u_* é a velocidade de fricção na estação meteorológica (m s⁻¹); z_{om} é o comprimento da rugosidade no pixel da estação meteorológica.

Considerando que a 100 m a velocidade do vento deixaria de ser afetada pela rugosidade da superfície, considera-se que u_{100} é constante para toda a imagem. Calculou-se, então, a velocidade de fricção para todos os pixels, através da equação:

$$u_* = \frac{k.u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)}.$$
(30)

Em que:

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

$$z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62.SAVI)$$
(31)

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor rah (s m⁻¹), ainda considerando a estabilidade neutra da atmosfera, pode ser computada inicialmente, para cada pixel, através da seguinte expressão:

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{k.u_*} \tag{32}$$

Onde:

 z_1 e z_2 são as alturas, medidas em metros acima da superfície, as quais foram consideradas neste estudo como sendo, z_1 = 0,1 m e z_2 = 2,0 m (BEZERRA et al., 2008).

A diferença de temperatura próxima à superfície dT (°C) para cada pixel foi dada pelo SEBAL, através de uma relação linear entre dT e Ts (temperatura da superfície), ou seja:

$$dT = a + bT_{s} (33)$$

Onde:

os coeficientes a e b foram obtidos através dos pixels-âncora (quente e frio), conforme visto a seguir.

O pixel "frio" foi usado no SEBAL para definir a quantidade de evapotranspiração que ocorreu em uma área bem irrigada e completamente vegetada. Presumiu-se que nessa área a máxima quantia de energia disponível estava sendo consumida na evapotranspiração. O pixel "frio" foi selecionado para representar uma região agricultável bem irrigada e de vegetação com excelente cobertura. Foi considerado que:

$$\lambda ET_{frio} = R_n - G \dots (34)$$

Isto é, toda a energia disponível é usada para evaporação ou evapotranspiração da água, então $H_{frio} = 0$ para o pixel frio (BASTIAANSSEN, 2002).

O pixel "quente" foi localizado em uma área seca ou em área onde se encontram campos sem vegetação (áreas já colhidas ou em preparo agrícola), considerando-se, assim, que não há evaporação ou evapotranspiração nessas áreas. Foram evitadas áreas impermeabilizadas (asfaltos), telhados e áreas extremamente quentes. Para o pixel "quente", o fluxo de calor latente é nulo quente $\lambda ET = 0$ e o fluxo de calor sensível H_{quente} (W m⁻²), é dado por:

$$H_{quente} = R_n - G = \frac{\rho.c_p.(a + bT_s)}{r_{ab}}.$$
(35)

Onde:

 ρ é a massa específica do ar úmido (1,15 kg m⁻³); cp o calor específico do ar (1004 J kg⁻¹ K⁻¹); a, b são constantes de calibração da diferença de temperatura; T_S a temperatura da superfície (°C) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível (s m⁻¹).

Logo tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilitou o cálculo de a e b. Estes valores, em cada iteração, vão mudando até que se atinja valores constante.

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

$$L = -\frac{\rho . c_p . u_*^3 T_s}{g.k.H}$$
 (36)

Em que:

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

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

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

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

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

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

I - Se L < 0:

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16\frac{0.1}{L}\right)^{0.25} \dots (37)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16\frac{2}{L}\right)^{0.25} \dots (38)$$

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16\frac{100}{L}\right)^{0.25} \dots (39)$$

$$\psi_{h(0,1m)} = 2\ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^{2}}{2}\right) \dots (40)$$

$$\psi_{h(2m)} = 2\ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^{2}}{2}\right) \dots (41)$$

$$\psi_{m(100m)} = 2\ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(100m)}^{2}}{2}\right) - 2arctg\left(x_{(100m)}\right) + 0.5\pi \dots (42)$$

$$II - Se L>0:$$

 $\psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right)(43)$

$$\psi_{h(2m)} = -5\left(\frac{2}{L}\right)....(44)$$

$$\psi_{m(100m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right)...(45)$$

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

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

$$u_* = \frac{k.u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right) - \psi_{m(100m)}}$$
 (46)

Onde:

 u_{100} é a velocidade do vento a 100 m (m s⁻¹) , k é a constante de Von Karman, z_{om} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\psi_{m(100\ m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100 m.

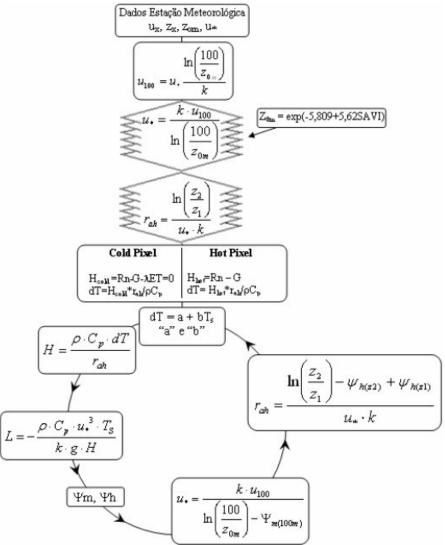
De posse dos valores corrigidos de u_* , foi computado o valor corrigido da resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (s m^{-1}) através da seguinte equação (BASTIAANSSEN, 1995, MORSE et al., 2000; ALLEN et al., 2002; BEZERRA, 2006; MEIRELLES, 2007):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(z_2)} + \psi_{h(z_1)}}{k u_*}$$
 (47)

Onde:

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

Em seguida, retornou-se ao cálculo da função da diferença de temperatura (dT), repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obteve a estabilidade nos valores sucessivos de dT e r_{ah}. A Figura 6 mostra o fluxograma do processo iterativo para o cálculo de H.



Fonte: Adaptado de Meireles (2007).

Figura 6 – Fluxograma do processo iterativo para o calculo do fluxo de calor sensível (H).

Etapa 14 – Fluxo de Calor Latente (λΕΤ)

O fluxo de calor latente foi estimado como um termo residual do balanço de energia, conforme expresso na equação 48. Essa equação refere-se ao fluxo de calor latente para o momento da passagem do satélite (instantâneo):

$$\lambda ET = R_n - H - G \tag{48}$$

Em que:

 λ ET é o fluxo de calor latente (W m⁻²); R_n é o saldo de radiação à superfície (W m⁻²); G é o fluxo de calor no solo (W m⁻²); H é o fluxo de calor sensível (W m⁻²).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Classificação de Uso da Terra

Em uma analise visual do mapa da classificação de uso da terra representado na Figura 7 observa-se em algumas áreas em torno da bacia hidráulica do açude Orós e das áreas ao longo do curso do rio Jaguaribe a falta de qualquer vegetação nativa, ou seja, ausência da mata ciliar. Segundo o Código Florestal (Lei n° 4.777/65), de 1965 as matas ciliares são consideradas como áreas de preservação permanente. Assim toda a vegetação natural (arbórea ou não) presente ao longo das margens dos rios e ao redor de nascentes e de reservatórios deve ser preservada.

Devido à sua posição, em regiões com topografia acidentada, as matas ciliares exercem a proteção do solo contra os processos erosivos. Com a chuva, em locais desprovidos de mata ciliar, o solo é carreado para os rios, açudes e lagoas, provocando o assoreamento do corpo hídrico, portanto, diminuído a capacidade de acumulação de água. Outro fator importante é a influência na qualidade da água do reservatório, afetando os ecossistemas aquáticos, acarretando no desequilíbrio das relações ecológicas da região. Essa vegetação funciona também como filtro, retendo defensivos agrícolas, poluentes e sedimentos que seriam transportados para os cursos d'água (GURNELL et al., 2006; O'DONNELL; JONES, 2006; LI et al., 2009).

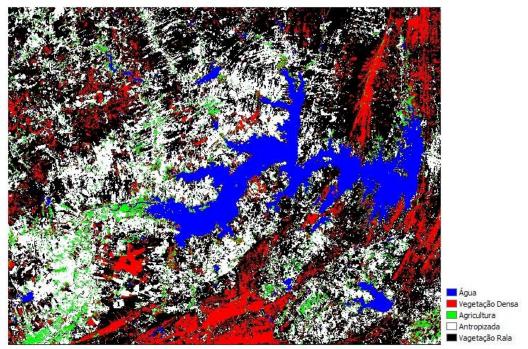


Figura 7 – Mapa de classificação de uso da terra para o ano de 2008.

Na Figura 8 observa-se a distribuição dos percentuais da área que cada classe ocupa na região de estudo, que possui uma área total de 1996,898 km². Percebe-se que há o predomínio da classe denominada de vegetação rala, ocupando aproximadamente 908,6 km², correspondendo a 45,44% do total da área. Nesta classe está inserida a vegetação herbácea arbustiva (porte baixo a médio) aberta à densa. Esta é a classe de maior vulnerabilidade à atuação antrópica (SOUSA, 2009). A classe água apresentou um valor correspondente aproximadamente 10% (192,1 km²) da área total. Este número expressa a existência de um elevado número de corpos hídricos superficiais na área em estudo, onde se destaca a presença do açude Orós.

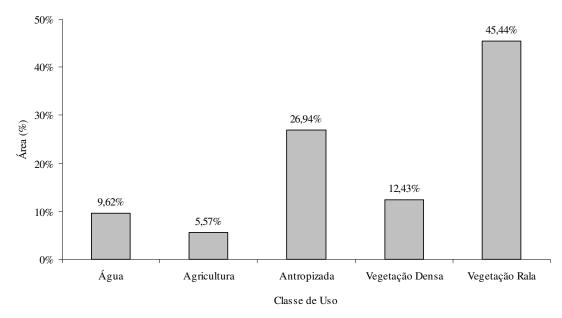


Figura 8 – Quantificação das classes de uso da terra na área em torno da bacia hidráulica do açude Orós no ano de 2008.

Ainda de acordo com a Figura 8, tem-se que 26,94% da área investigada foram classificadas como antropizada. Estas regiões abrangem as áreas onde não há cobertura vegetal, como por exemplo: áreas desmatadas, estradas, aglomerados urbanos e área de expansão urbana, áreas de culturas abandonadas ou desestruturadas, bem como aquelas para uso da pecuária e solo exposto. Destaca-se que grande parte dessas áreas é utilizada para a pecuária, principalmente a criação de bovinos, havendo uma concentração expressiva destas classes na parte do município de Quixelô. Outra importante informação pode ser retirada da análise da Figura 8, é em relação ao percentual da vegetação nativa na região de estudo (vegetação densa e rala), a mesma apresentou um valor de 1157,2 km², correspondendo a 57,87% do total da área.

4.2 Albedo

A distribuição espacial do albedo durante os oito anos de estudo está presente na Figura 9 enquanto que a distribuição de freqüência dos valores pode ser vista na Tabela 7. Percebe-se uma concentração dos valores de albedo entre 0,10 a 0,17 para a maioria dos anos analisados. Exceção feita para os anos de 2003 e 2006 que apresentaram maiores valores. O

albedo da superfície do solo exerce um controle na quantidade de energia de onda curta absorvida pela superfície da terra, e, consequentemente, passa a ser um importante modulador do balanço de radiação na superfície.

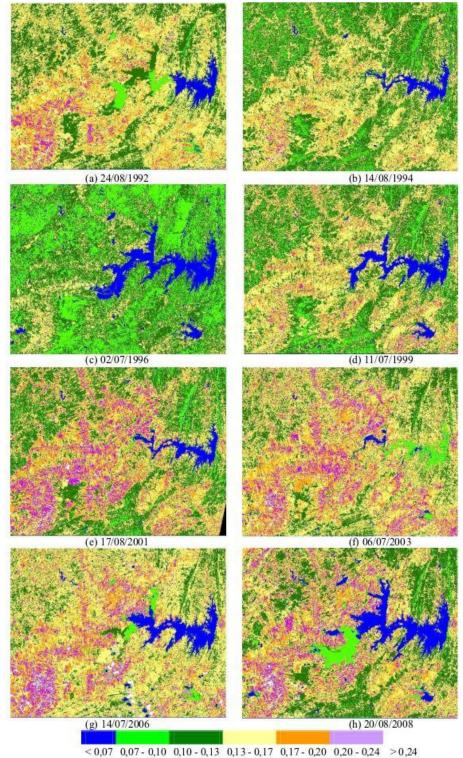


Figura 9 – Cartas de albedo da superfície nas datas (a) 24/08/1992, (b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001, (f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008.

Tabela 7– Distribuição de frequência do albedo nos diferentes anos de estudo na área em torno e na bacia hidráulica do açude Orós

Ano	Frequência relativa (%)						
Tillo	< 0,07	0,07 - 0,10	0,10-0,13	0,13 - 0,17	0,17 - 0,20	0,20 - 0,24	> 0,24
1992	2,87	2,84	30,99	43,14	15,97	3,80	0,37
1994	2,83	13,84	37,25	36,15	8,05	1,63	0,25
1996	9,09	31,98	43,59	14,06	0,97	0,24	0,07
1999	5,39	13,51	33,47	34,21	10,13	2,86	0,43
2001	2,96	6,88	30,82	30,02	18,57	9,34	1,41
2003	1,21	2,84	22,53	41,28	21,22	9,16	1,76
2006	5,33	2,63	14,19	44,70	20,90	9,21	3,04
2008	8,02	5,75	25,40	33,04	17,79	8,29	1,71

Dentre as imagens estudas percebe-se que o ano de 1996 apresentou o maior valor percentual na classe de 0,07 a 0,10, expressando menor albedo da superfície estudada. Tal fato pode está associado ao regime pluviométrico da área de estudo (Tabelas 1, 2 e 3), visto que para o ano de 1996 o total precipitado corresponde a segunda maior altura pluviométrica do período estudado (Tabelas 1, 2 e 3). Tendo em vista que a imagem foi registrada no início do mês de julho, onde o solo ainda contém uma porcentagem de umidade considerável, influenciando diretamente o albedo. De acordo com Shuttleworth (1993) apud Nicácio (2008), os valores de albedo para solo aberto, podem variar de 0,10 (solo úmido) a 0,35 (solo seco). Loescher et al. (2005), em estudo de evapotranspiração e dinâmica da energia em regiões úmidas de floresta tropical na Costa Rica, encontraram valores de albedo entre 0,12 a 0,14. Os referidos autores atribuíram estes valores baixos, a grande quantidade de água existente no solo.

Para uma analise mais detalhada da área de estudo foram determinadas três regiões com diferentes usos do solo, a partir da classificação supervisionada. As três regiões foram área irrigada, área antropica e área com vegetação nativa densa. A Figura 10 apresenta os valores médios de albedo nas três áreas de estudo, bem como a precipitação média anual acumulada nos postos pluviométricos dentro da área de estudo calculada pelo o método Thiessen. Observa-se uma tendência de aumento nos valores de albedo a partir de 1996, principalmente para as áreas antropicas. A variação do albedo ocorrido na área antropica expressa um aumento de 30% em relação ao valor inicial. Esta variação se explica pela mudança do uso da terra, ou seja, uma área anteriormente explorada com agricultura foi abandonada, ou substituída por construção, alterando assim o albedo da superfície.

Embora os maiores valores de albedo, com exceção do último ano, tenham sido registrados nas áreas irrigadas, observa-se que a variação temporal não foi alta com variação de 15% a 18%. Ao analisar as cenas no perímetro irrigado Senador Nilo Coelho, Silva et al. (2005) encontraram valores de albedo variando de 15 a 25% em áreas com presença de frutíferas. Ainda de acordo com Figura 9 observa-se, também, que o albedo não responde diretamente ao total precipitado, apontando para a existência de outros fatores determinantes do albedo.

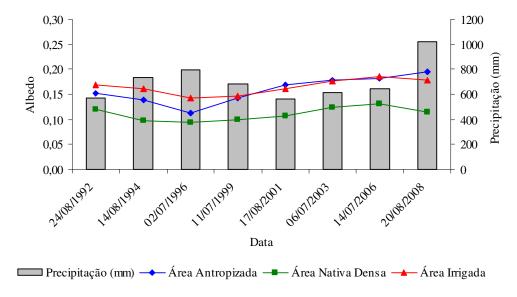


Figura 10 – Valor médio do albedo nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação acumulada anual para estações localizadas dentro da área de estudo.

Os valores médios do albedo na área com vegetação nativa mostrou uma pequena variação nos anos de estudo, apontando para uma baixa ou nenhuma mudança no uso da terra, ou seja, não houve retirada da vegetação destas áreas. O valor mínimo e máximo do albedo na área de vegetação nativa foi de 9 a 13%, respectivamente. Moreira (2007) obteve valores de albedo para a vegetação nativa variando de 14 a 18%, enquanto Nicácio (2008) encontrou para a savana estépica aberta na região de Petrolina o albedo mediano de 15%.

4.3 NDVI

A distribuição de frequência dos valores do NDVI e a sua distribuição espacial sobre a área de estudo nas diferentes imagens analisadas estão presentes na Tabela 8 e Figura

11. Consistentemente com a literatura, os valores de NDVI para água são negativos (SINGH et al., 2003). Sendo que estes valores vêm aumentando com o passar dos anos (Tabela 8), podendo indicar o impacto da pequena açudagem na bacia em estudo. O percentual da área de estudo que apresentou NDVI negativo para o ano de 2008 foi de 9,78%, não mostrando diferença entre o valor obtido para a percentagem de água pela classificação supervisionada (Figura 8). Indicando o potencial do NDVI para identificação de corpos hídricos.

O NDVI, quando avaliado de forma sazonal e em longo prazo, é um importante indicador de desertificação e redução da biomassa. Os valores entre 0,0 a 0,21 estão dentro do intervalo de classe característico de áreas com vegetação rala ou sem vegetação, muito característica em regiões semiáridas. Essa magnitude de NDVI apenas é encontrada para os meses com ausência completa de precipitação, conforme averiguações de Barbosa et al. (2006), em análise sobre o NDVI empregando técnicas de sensoriamento remoto na região Nordeste do Brasil. De acordo com Nicácio (2008) os valores de NDVI próximos a 0,15 representam solo nu. Portanto, percebe-se um aumento gradual da percentagem dos valores da classe 0 a 0,10 ao longo dos anos, sendo os três maiores valores dessa classe representativos dos anos de 2003, 2006 e 2008, respectivamente. Observa-se, também, uma tendência de redução na frequência de áreas com NDVI > 0,48 para os últimos sete anos, com exceção do ano de 2006, podendo ser explicado pela distribuição temporal das chuvas. Tal fato pode mostrar uma possível modificação do uso da terra na área de estudo, não podendo ser totalmente comprovado devido ao caráter dinâmico e multidisciplinar dos processos naturais. Entre os quais pode-se citar a influência de regime pluviométrico nos valores de NDVI. Outro ponto a ser considerado é o fato das imagens estudadas, embora representativas do início da estação seca, sejam de meses distintos (julho e agosto). Segundo Huete e Tucker (1991), os valores do NDVI para solo exposto estão geralmente entre 0,05 e 0,30, porém, devido a grande variabilidade das propriedades ópticas do solo, os mesmos autores citam que não se pode definir uma faixa rigorosa de valores de NDVI para solos com pouco ou nenhuma cobertura vegetal.

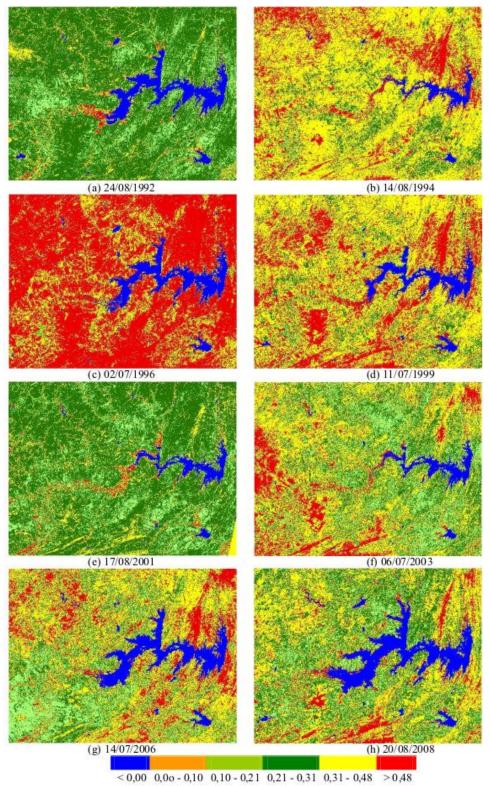


Figura 11 – Cartas do NDVI nas datas (a) 24/08/1992, (b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001, (f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008.

Tabela 8 – Distribuição de frequência do	NDVI nos	diferentes	anos de	estudo	na	área	em
torno e na bacia hidráulica do açude Orós							

Ano	Frequência relativa (%)						
Allo	< 0,00	0,00 - 0,10	0,10 - 0,21	0,21 - 0,31	0,31 - 0,48	> 0,48	
1992	6,36	0,34	24,28	58,82	8,64	1,55	
1994	2,31	0,15	1,73	16,14	61,18	18,49	
1996	6,49	0,32	0,75	2,94	21,78	67,72	
1999	4,76	0,22	1,91	15,84	49,69	27,58	
2001	2,87	0,31	19,92	64,60	10,23	2,07	
2003	3,11	1,04	16,75	28,76	37,78	12,56	
2006	7,66	1,37	15,48	23,34	35,73	16,42	
2008	9,78	0,53	11,63	35,06	33,39	9,61	

Segundo Gurgel et al. (2003), valores de NDVI menores que 0,3 é um indicativo de áreas secas com baixas precipitações anuais. Fato esse confirmando neste estudo, tendo em vista que os anos de 1992 e 2001 apresentaram os menores valores de precipitação e consequentemente tiveram um percentual de 89,81 e 87,7% respectivamente, da área de estudo valores inferiores a 0,30.

Os valores médios de NDVI foram superiores na área irrigada e na área de vegetação nativa densa (Figura 12), em comparação aos valores obtidos na área antropica. Tal comportamento era esperado tendo em vista que o NDVI é um índice vegetação, portanto, tem maiores valores em área com vegetação. Os valores médios de NDVI apresentaram valores superiores nas imagens adquiridas no mês de julho (Figuras 11 e 12), em comparação aos valores obtidos nas imagens do mês de agosto. Tal fato pode ser justificado pelo período de imageamento (julho) coincidir com o final do período chuvoso, onde existe ainda um grande extrato herbáceo e presença marcante de dossel foliar da vegetação, contribuindo de maneira expressiva na elevação do NDVI. Tal fato pode ser confirmando pela Figura 13, a qual mostra a produção de serapilheira um uma microbacia hidrográfica inserida na área de estudo. De acordo com Lopes (2008) outro fator a ser considerado na produção de serapilheira em ambiente da caatinga além do total precipitado a cada ano, é a sua distribuição temporal, a qual terá forte influencia no balanço hídrico da região e, consequentemente, na umidade do solo, influenciando diretamente o NDVI.

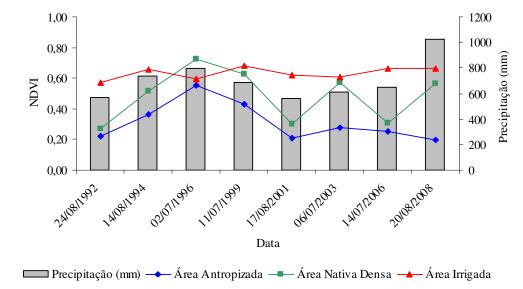
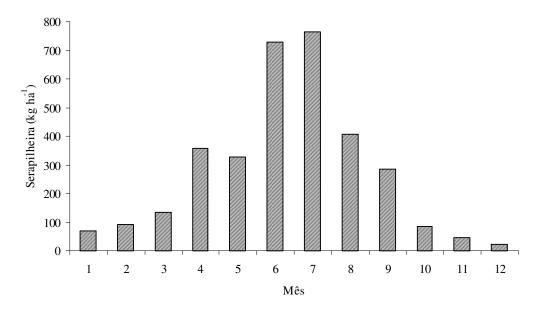


Figura 12 – Valor médio do NDVI nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação acumulada anual para estações localizadas dentro da área de estudo.



Fonte: Adaptado de Lopes (2008).

Figura 13- Produção de serapilheira total em área de caatinga, Iguatu, Ceará.

Ainda de acordo com a Figura 12 observa-se que o valor do NDVI na área irrigada não mostrou variação nos anos de estudo, não sofrendo influencia da quantidade de chuvas. Enquanto que na área com vegetação nativa densa mostrou uma grande variação no valor do NDVI no período de estudo. Tal fato pode ser explicado em virtude da grande dependência do NDVI à disponibilidade hídrica no solo para a planta (GURGEL et al., 2003).

Barbosa et al. (2006) em investigação de vinte anos dos valores de NDVI, constatou uma alta variabilidade desse parâmetro, sendo os valores mais expressivos registrados nos meses de janeiro a julho, confirmando os resultados obtidos neste estudo. Analisando apenas as imagens de julho (Figura 11) percebe-se uma tendência de redução dos valores de NDVI. Exceção feita para o ano de 2006 cujos valores foram superiores aos de 2003. Tal fato pode ser explicado pela analise das Tabelas 1, 2 e 3, onde observa-se que no ano 2006 ocorreram precipitações nos meses de junho e julho. Contudo, mesmo sendo a caatinga um ambiente de extrema fragilidade, seu alto poder de resilência se confirma pela forte tendência de recuperação em resposta a eventos de chuva.

4.4 Saldo de Radiação (Rn)

O saldo de radiação disponível à superfície é fortemente modulado pela radiação solar que chega ao solo, e é repartido em energia para aquecimento do ar, aquecimento do solo e para processos evaporativos, que são os fluxos de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor latente (λΕΤ), respectivamente (HEMAKUMARA et al., 2003; SILVA et al., 2005). De Acordo com Hemakumara et al. (2003), o particionamento de energia disponível à superfície em fluxos de calor no solo, latente e sensível é controlado pelo tipo e estado da superfície. Na Tabela 9 observa-se a distribuição de frequência dos valores instantâneos do saldo de radiação à superfície na área em estudo, enquanto que a Figura 14 mostra a distribuição espacial. Em uma primeira analise percebe-se uma mudança nas percentagens de cada classe ao longo dos anos, expressando uma elevada flutuação do saldo de radiação de um ano para outro. O maior valor observado foi de 766,10 W m⁻², registrado no ano de 2008. Tal fato pode estar associado ao regime pluviométrico deste ano, no qual apresentou um valor de 1000 mm (Tabelas 1, 2 e 3), encontrando-se muito acima da média da região (821,6 mm). O valor elevado da precipitação pode ter influenciado a produção de biomassa na região.

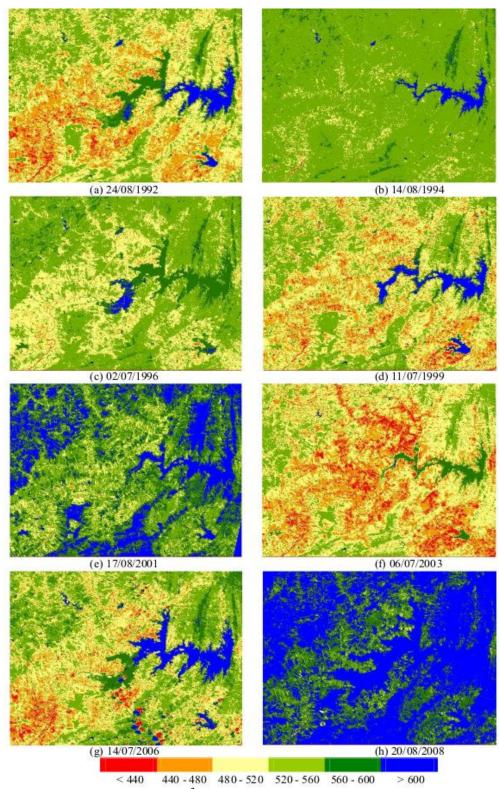


Figura 14 – Saldo de radiação (W m^{-2}) da superfície nas datas (a) 24/08/1992, (b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001, (f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008.

Tabela 9 – Distribuição de frequência do saldo de radiação (W m⁻²) nos diferentes anos de estudo na área em torno e na bacia hidráulica do açude Orós

Ano	Frequência relativa (%)						
Allo	< 440	440 - 480	480 - 520	520 - 560	560 - 600	> 600	
1992	2,90	23,13	39,29	26,93	4,81	2,94	
1994	0,36	6,24	38,93	48,01	4,47	1,99	
1996	0,19	2,67	30,60	55,42	10,36	0,76	
1999	3,31	21,16	40,46	29,17	3,11	2,78	
2001	0,04	0,71	11,57	29,88	37,80	19,99	
2003	8,34	31,79	40,29	16,74	2,77	0,07	
2006	3,25	13,58	32,22	36,45	8,68	5,82	
2008	0,02	0,10	1,26	10,92	37,88	86,90	

Moreira (2007), estudando o comportamento do saldo de radiação em três regiões distintas do Estado do Ceará, encontrou valores Rn de 600 a 630 W m⁻², em área correspondente a vegetação densa, distribuída em sua maioria na Chapada do Apodi e em áreas irrigadas com uma densidade menor de cultivo. Já em áreas irrigadas com fruticultura, o autor supra citado encontrou valores variando de 630 a 680 W m⁻², enquanto Bezerra (2006) obteve valores de Rn acima de 700 W m⁻² para vegetação bastante densa da Chapada do Araripe e nos espelhos d'água. Neste estudo valores desta ordem foram encontrados nos espelhos d'água, principalmente no açude Orós onde verifica-se a ocorrência de menor albedo e alta capacidade de absorção da radiação, pois, no referido ano o açude Orós encontrava-se praticamente com sua capacidade máxima (1,9 bilhões de m³). Já na vegetação nativa densa e em algumas áreas irrigadas os valores de Rn variam entre 600 a 670 W m⁻² para o ano de 2008.

Para melhor compreensão do comportamento do saldo de radiação foram calculadas a média anual da Radiação de Onda Longa Emitida ($R_{L\uparrow}$), Radiação de Onda Longa incidente ($R_{L\downarrow}$) e a Radiação de Onda Curta incidente ($R_{S\downarrow}$) nos diferentes anos (Figura 15). Analisando a referida figura tem-se que a $R_{L\downarrow}$ não mostrou grandes variações, permanecendo praticamente constate ao longo do período investigado, tal fato pode ser explicado pela baixa latitude da região (< 6 °C) o que resulta em uma baixa amplitude térmica anual. De acordo com a Figura 12 os maiores valores da radiação de onda curta incidente foram observados nas imagens que apresentaram maiores valores do cosZ (Tabela 6), e consequentemente menores valores do ângulo zenital.

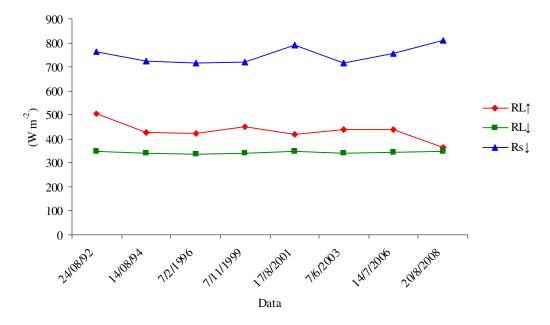


Figura 15 – Valores médios da Radiação de Onda Longa Emitida $(R_{L\uparrow})$, Radiação de Onda Longa incidente $(R_{L\downarrow})$ e a Radiação de Onda Curta incidente $(R_{S\downarrow})$ na área de estudo nos diferentes anos.

Fazendo uma análise conjunta da Tabela 9 e da Figura 15, percebe-se que os anos de 2001 e 2008 apresentaram os maiores valores da RS \downarrow e, consequentemente, os maiores valores do saldo de radiação. Fazendo uma comparação entre as distribuições de frequência do Rn nos anos de 1992 e 2008 (Tabela 9) percebe-se uma redução nos percentuais das classes com os menores valores do Rn e um aumento dos valores nas classes que estão contidos os maiores valores do saldo de radiação. Tal fato pode estar associado ao comportamento da $R_{L\uparrow}$ (Figura 15), uma vez que o mesmo apresentou maiores valores para o ano de 1992 e menores valores para o ano de 2008. A radiação de onda longa emitida pela superfície é uma função da temperatura da superfície e da sua emissividade de acordo com a lei de Stefan-Boltzman. Logo, os valores diferentes observados da $R_{L\uparrow}$ nos anos de 1992 e 2008, podem estar associados aos valores médios da temperatura da superfície nos referidos anos. No ano de 1992 foi registrada uma temperatura média de 33,3 °C (306,5 K) e de 23,1 °C (296,3 K) no ano de 2008. O baixo valor observado da temperatura da superfície no ano de 2008 pode ser explicado em virtude da presença de nuvens na imagem no referido ano.

A área de estudo apresentou um valor médio da $R_{S\downarrow}$, obtida pelo o algoritmo SEBAL de 810,8 W m⁻², enquanto que o valor obtido na estação automática no instante da passagem do satélite foi de 818,6 W m⁻², mostrando, portanto, um erro inferior a 1%.

Os valores médios do Rn nas áreas com diferentes uso do solo na bacia, bem como a precipitação acumulada média da região de estudo estão presentes na Figura 16.

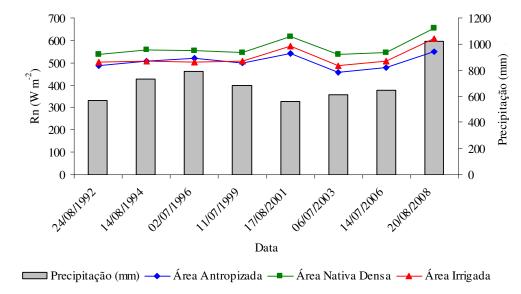


Figura 16 – Valor médio do Rn nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação acumulada anual para estações localizadas dentro da área de estudo.

Observa-se que os valores médios de Rn nos anos em estudos permaneceram quase constantes, exceto pelo os anos de 2001 e 2008 (Figura 16). Ainda de acordo com a referida figura verifica-se que os maiores valores do Rn foram registrados na área de vegetação nativa densa. Tal fato pode ser justificado pelos baixos valores de albedo na área com esse uso do solo, fazendo que se tenha maior quantidade de radiação de onda curta. Enquanto que a área antropica mostrou os menores valores do saldo de radiação, ou seja, menos energia disponível para os de evapotranspiração, aquecimento do ar e o fluxo de calor no solo. Os valores médios do saldo de radiação apresentaram ligeiramente superiores nas imagens adquiridas no mês de agosto (Figura 14). Este resultado pode ser justificado pelos valores da radiação de ondas curtas incidentes, sendo maiores no mês de agosto em virtude dos menores valores do ângulo zenital. De acordo com Querino et al. (2006) quanto maior o Z, menor é a incidência de radiação global, devido a um maior caminho óptico que os raios solares têm que percorrer para chegar à superfície.

4.5 Fluxo de Calor no Solo (G)

Como mencionado anteriormente, a estimativa do fluxo de calor no solo foi realizada conforme sugerido por Bastiaanssen (2000), em função do saldo de radiação, albedo da superfície, índice de vegetação por diferença normalizada e temperatura da superfície. Pesquisadores como Feitosa (2005) e Bastiaanssen et al. (1998) comentam que entre os componentes do balanço de energia, o fluxo de calor no solo (G) é o que apresenta maior dificuldade em se obter dados precisos, quando estimado através da técnica de sensoriamento remoto. Por outro lado, os últimos autores não consideram esse fato como um fator limitante quando se trabalha em escala de bacia hidrográfica, pois as medidas de G são representativas em áreas muito pequenas, quando o solo e a cobertura vegetal passam a ser considerados homogêneos.

A distribuição espacial e de frequência dos valores do fluxo de calor do solo podem ser vistos na Figura 17 e Tabela 10. De acordo com a referida tabela percebe-se que o maior percentual de valores acima de 85 W m⁻², ocorreu no ano de 1992. Pode-se atribuir esse fato aos baixos valores de NDVI, consequentemente uma menor cobertura vegetal na região de estudo. Silva et al. (2006), estudando os componentes do balanço de energia em regiões semiáridas, obtiveram valores médios na ordem de 103,7 W m², em condições de solo descoberto.

De acordo com a Tabela 10, o ano de 1996 apresentou o maior percentual na classe de valores menores que 50 W m⁻². Acredita-se que estes resultados estejam relacionados com a presença de nuvens na imagem ou ainda com a data do imageamento que coincidiu com final do período chuvoso. Portanto, com a maior presença da vegetação mais densa, principalmente na região de maior altitude, proporcionando a manutenção da umidade do solo por um período de tempo maior.

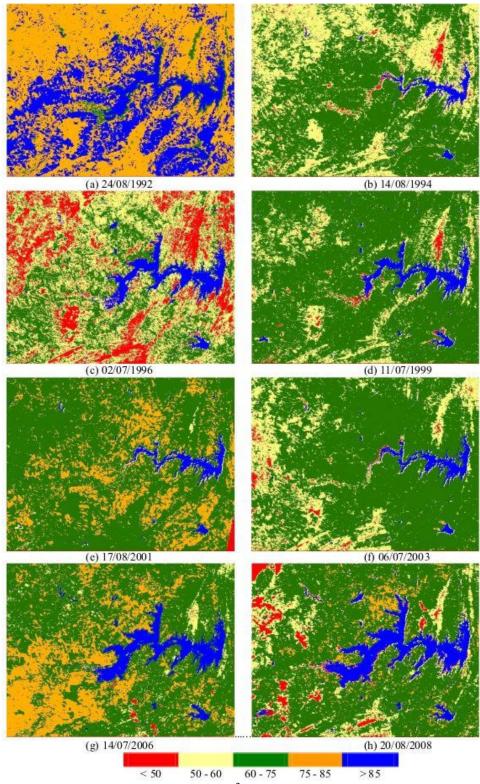


Figura 17 – Fluxo de calor no solo (W m^{-2}) da superfície nas datas (a) 24/08/1992, (b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001, (f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008.

Tabela 10 – Distribuição de frequência do fluxo de calor no solo (W m ⁻²) nos diferentes anos
de estudo na área em torno e na bacia hidráulica do açude Orós

Ano		Frequê	ncia relativa (%)		
Allo	< 50	50 - 60	60 - 75	5 75 - 85 4 67,04 2 0,00 3 0,00 6 0,06	> 85
1992	0,00	0,08	4,44	67,04	28,44
1994	2,39	35,67	59,62	0,00	2,31
1996	24,32	42,28	26,93	0,00	6,48
1999	1,67	18,36	75,16	0,06	4,75
2001	0,19	1,79	79,85	15,28	2,89
2003	1,72	21,37	73,82	0,00	3,09
2006	0,46	4,49	64,06	23,36	7,64
2008	4,81	15,07	66,99	3,31	9,82

Na grande maioria das imagens analisadas houve um predomínio dos valores percentuais na classe de 60 a 75 W m⁻². Esses resultados concordam com os obtidos por Moreira (2007), que obteve valores entre 60 a 80 W m⁻² para quase toda a região da Chapada do Apodi. Bezerra (2006) encontrou valores inferiores a 75 W m⁻² na reserva florestal da Chapada do Araripe, áreas irrigadas e em alguns pontos de vegetação nativa bastante densa.

Para os corpos hídricos os valores do fluxo do calor no solo variam de 155 a 224,5 W m⁻². A energia usada no aquecimento dessas águas corresponde a 30% do saldo de radiação. Esta maior energia registrada nos corpos hídricos pode ser explicado pelo alto calor específico da água e consequentemente, uma maior capacidade de armazenamento de energia (DINGMAN, 1994).

Na Figura 18 observa-se os valores de G nos recortes com diferentes usos do solo, onde se identifica tendência dos valores analisados na classe de uso do solo antropica, a partir do ano de 1996. Na área irrigada, após o ano de 1994, os valores de G praticamente foram os mesmos. Acredita-se que esta baixa variabilidade esteja relacionada com o maior teor de água no solo, fazendo que o fluxo de calor no solo fosse quase constante. Nicácio (2008) obteve o fluxo de calor no solo para a região de fruticultura irrigada valores de G < 96,0 W m⁻². Enquanto Bezerra (2006) observou, sobre as áreas irrigadas, valores de G inferiores a 75,0 W m⁻².

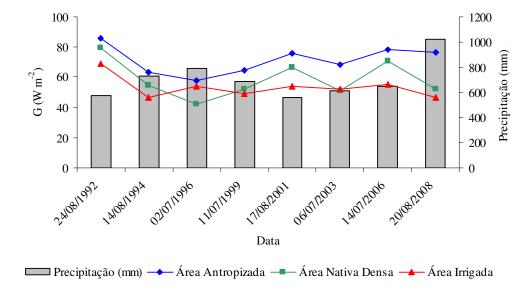


Figura 18 – Valor médio do G nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação acumulada anual para estações localizadas dentro da área de estudo.

A área antropica apresentou os maiores valores do fluxo de calor no solo (Figura 18), podendo ser justificado pela estimativa do fluxo de calor no solo foi realizada conforme sugerido por Bastiaanssen (2000), em função do saldo de radiação, albedo da superfície, índice de vegetação por diferença normalizada e temperatura da superfície. Portanto, na área antropica apresentou baixos valores de NDVI, altos valores do albedo influenciado diretamente nos valores de G

As maiores variações intra-anual dos valores de G foram observadas na área com vegetação nativa densa. Tendo uma relação dos valores G com os valores da precipitação. Acredita-se que esta tendência possa ser explicada pela a ausência das chuvas o que promove alterações na temperatura no solo, no albedo, nos índices de vegetação e demais componentes do balanço de energia, influenciando direta e indiretamente os componentes do balanço de energia.

4.6 Fluxo de Calor Sensível (H)

A obtenção de H deu-se através de um processo iterativo até que se observasse uma convergência numérica nos valores da diferença de temperatura e resistência aerodinâmica no pixel quente. A Figura 15 mostra a convergência numérica dos valores de dT

e r_{ah} no pixel quente para os dias 24/08/1992, 14/08/1994, 2/07/1996, 11/07/1999, 17/08/2001, 06/07/2003, 14/07/2006 e 20/08/2008. Na Figura 19, o termo dif refere-se à diferença dT_i – dT_{i-1} e r_{ahi}-r_{ahi-1}, sendo *i* a iteração atual. Observa-se que, na sétima iteração, os desvios entre os valores de diferença de temperatura e resistência aerodinâmica obtidos entre a iteração atual e a anterior é praticamente nula, razão pela qual foi assumida convergência numérica nessa iteração.

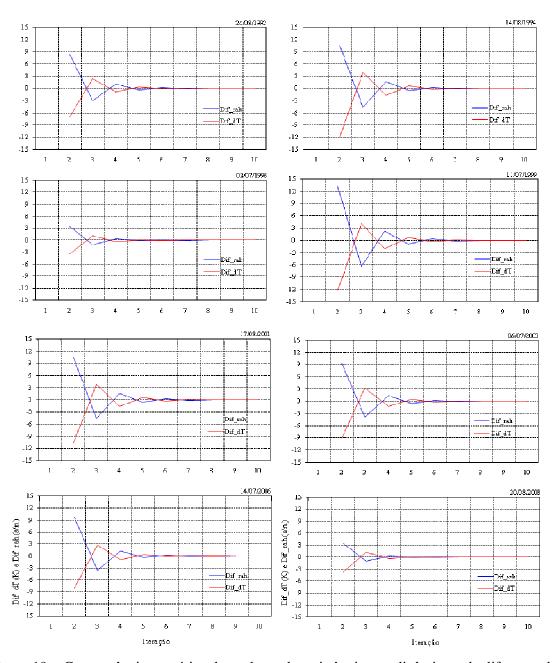


Figura 19 – Convergência numérica dos valores da resistência aerodinâmica e da diferença de temperatura no pixel quente, para os dias 24/08/1992, 14/08/1994, 2/07/1996, 11/07/1999, 17/08/2001, 06/07/2003, 14/07/2006 e 20/08/2008 do sensor TM Landsat 5.

A maior concentração do fluxo de calor sensível nos diferentes anos de estudo ocorreu entre os valores 60 a 180 W m⁻² (Tabela 11), sendo a distribuição espacial de cada anos apresentada na Figura 20. Bezerra (2006) encontrou valores de H entre 60 W m⁻² e 120 W m⁻² nas vizinhanças abaixo da Chapada do Araripe e em alguns pontos isolados sobre a mesma. Não se observa uma tendência de aumento ou de redução dos valores de H (Tabela 11). A análise da distribuição de frequência área de estudo como um todo. Mostrando que esse tipo analise pode levar as resultados que nos conduz a identificar pouca aplicabilidade do mesmo na identificação da mudança de uso no solo no período de estudo. Outro importante fato que pode influenciar nos valores H é a escolha dos pixels âncoras. A escolha errônea dos mesmos pode induzir a erros consideráveis no padrão do fluxo de calor sensível e no fluxo de calor latente.

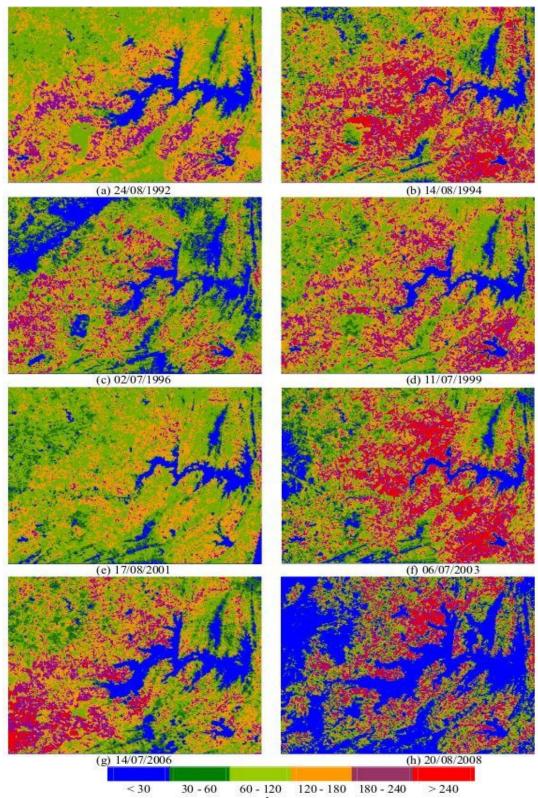


Figura 20 – Fluxo de calor sensível (W $\,\mathrm{m}^{-2}$) da superfície nas datas (a) 24/08/1992, (b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001, (f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008.

Tabela 11 – Distribuição de frequência do fluxo de calor sensível (W m⁻²) nos diferentes anos de estudo na área em torno e na bacia hidráulica do açude Orós

Ano	Frequência relativa (%)							
	< 30	30 - 60	60 - 120	120 - 180	180 - 240	> 240		
1992	7,81	3,80	37,36	39,25	11,63	0,15		
1994	7,84	12,04	17,48	33,12	19,90	9,61		
1996	18,65	13,51	35,11	21,32	9,67	1,74		
1999	6,50	5,60	33,26	33,31	17,88	3,45		
2001	7,91	11,17	50,55	28,02	2,33	0,03		
2003	9,61	11,09	26,18	24,92	16,95	11,25		
2006	12,62	9,60	27,32	31,80	14,43	4,24		
2008	43,86	5,98	20,29	12,05	12,39	5,43		

De acordo com Tabela 11, o ano de 2008 apresentou a maior percentagem de valores menores que 30 W m⁻². Estes valores correspondem principalmente a corpos hídricos e a presenças de nuvens na imagem, como observado na cena em estudo. Meirelles (2007) observou valores de H < 60 W m⁻² nos corpos d'água e áreas cobertas por nuvens. O calor sensível registrado nos corpos hídricos pode ser explicado pelas propriedades físicas e químicas da água (calor específico, alcalinidade, salinidade). Ayenew (2003) comenta as relações existentes entre alcalinidade, calor sensível e taxa de evaporação das superfícies liquidas.

A Figura 21 apresenta os valores médios do H nas áreas com diferentes usos do solo e sua resposta à precipitação. Observa-se que a área antropica apresenta os maiores valores do fluxo de calor sensível em relação às demais áreas. Tal fato é justificado em virtude da ausência da cobertura vegetal nesta área. Sendo quase toda energia disponível utilizada para o aquecimento do ar e aquecimento do solo. O Valor máximo do fluxo de calor sensível na área antropica foi de 266,54 W m⁻². Nas regiões urbanizadas de cidade de Petrolina, Nicácio obteve valores de calor sensível entre 350-400,0 W m⁻².

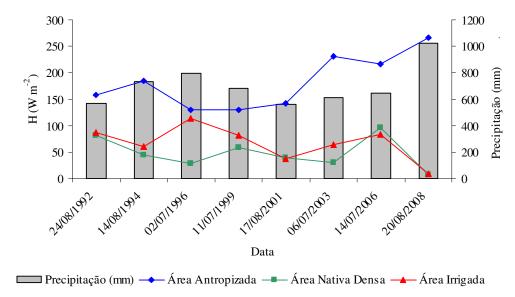


Figura 21 – Valor médio do H nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação acumulada anual para estações localizadas dentro da área de estudo.

Ainda de acordo com a Figura 21 percebe-se uma variação dos valores H na área irrigada no período de estudo. O máximo valor observado na área irrigada foi de 112,92 W m². Silva e Bezerra (2006) que obtiveram um H para áreas irrigadas do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho variando de 60 a 150W m². Moreira (2007) obteve valores de H para áreas irrigadas do Distrito Irrigado Jaguaribe-Apodi (DIJA) variando entre 60 a 120 W m² A área com vegetação nativa densa apresentou os menores valores do fluxo de calor sensível, nas três áreas estudadas. Sendo o valor de 95 W m² o maior em encontrado nessa região de estudo. Tal fato mostra que não ocorreu alteração na cobertura do solo na área.

4.7 Fluxo de Calor Latente (λΕΤ)

A distribuição de frequência dos valores do calor latente pode ser vista na Tabela 12 e os mapas anuais estão presentes na Figura 22. O fluxo de calor latente (λ ET), definido como a quantidade de calor utilizada no processo de evaporação e, ou, evapotranspiração, é calculado pelo algoritmo SEBAL como resíduo do balanço de energia à superfície, ou seja, é obtido pela diferença entre o saldo de radiação (Rn), o fluxo de calor no solo (G) e o fluxo de calor sensível (H). O λ ET é utilizado na estimativa da evaporação e, ou, evapotranspiração, que por sua vez é utilizado para estimar o consumo hídrico das culturas e da vegetação nativa

(BEZERRA et al., 2008). A evapotranspiração é o ponto inicial para se efetuar a gestão dos recursos hídricos e se definir o manejo da irrigação (BEZERRA; OLIVEIRA, 1999).

Analisado a Tabela 12 nota-se uma tendência de aumento nos valores de λΕΤ para o período de 2003 a 2008, a provável hipótese que explica esse fenômeno é a implantação de áreas irrigadas na área de estudo e o volume do reservatório que desde 2004 apresenta a capacidade de operação acima de 70%. O máximo valor encontrado foi de 730,3 W m⁻², resultados semelhantes foram observados por Moreira (2007) em estudos realizados na Chapada do Araripe – CE.

Tabela 12 – Distribuição de frequência do fluxo de calor latente (W m⁻²) nos diferentes anos de estudo na área em torno da bacia hidráulica do açude Orós

Ano	Frequência relativa (%)							
	< 180	180 - 240	240 - 300	300 - 360	360 - 420	> 420		
1992	7,21	19,34	24,03	26,18	16,56	6,67		
1994	7,31	13,36	20,41	22,73	18,22	17,96		
1996	1,57	6,48	12,27	19,76	29,70	30,22		
1999	8,48	16,31	22,12	22,27	20,80	10,02		
2001	0,02	0,65	8,70	24,95	30,03	35,65		
2003	17,67	14,90	18,66	20,36	17,07	11,35		
2006	8,66	12,83	19,71	20,10	20,61	18,10		
2008	1,28	3,44	7,42	10,10	12,39	65,37		

A Tabela 12 mostra a variabilidade temporal e espacial dos valores do fluxo de calor latente. Tal informação é de grande importância, tendo em vista que muitos modelos hidrológicos usam valores constantes de λΕΤ na escala de bacia hidrográfica. Assim, podem ocorrer erros consideráveis ao se assumir valores constantes de evapotranspiração, que é diretamente associada ao particionamento de energia em uma bacia hidrográfica, usualmente empregadas nas modelagens hidrológicas ou hidrometeorológicas do tipo chuva-vazão.

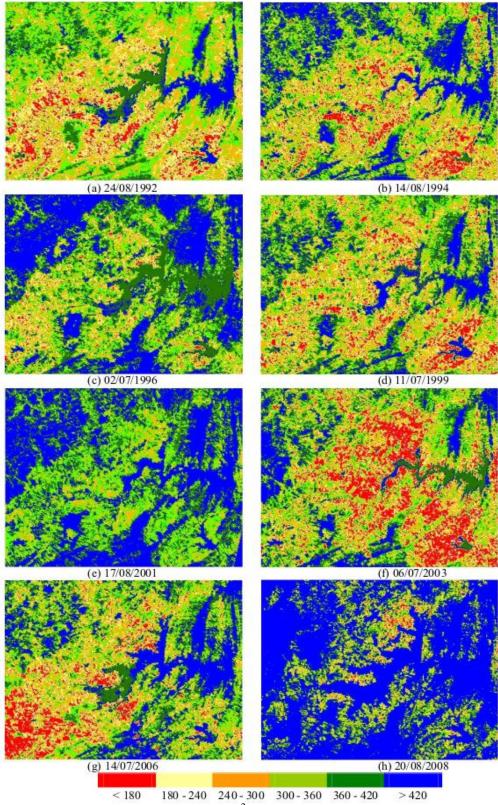


Figura 22 – Fluxo de calor latente (W m^{-2}) da superfície nas datas (a) 24/08/1992, (b) 14/08/1994, (c) 02/07/1996, (d) 11/07/1999, (e) 17/08/2001, (f) 06/07/2003, (g) 14/07/2006 e (h) 20/08/2008.

Os valores do fluxo de calor latente são mostrados na Figura 23, nas áreas com diferentes usos do solo. Percebe-se maiores valores de λΕΤ nos anos que apresentaram uma maior altura pluviométrica ou uma melhor distribuição temporal. A ocorrência de um maior período chuvoso na região nos anos de estudo, permitiu um aumento do teor de água no solo, que propiciou a elevação do fluxo de calor latente destinado aos processos de evaporação da água no solo. Assim, pode-se dizer que uma porção maior do saldo de radiação foi destinada aos processos de transpiração das plantas e evaporação das superfícies líquidas, o que, consequentemente, favoreceu o decréscimo do calor sensível Nas áreas irrigadas e de vegetação nativa densa.

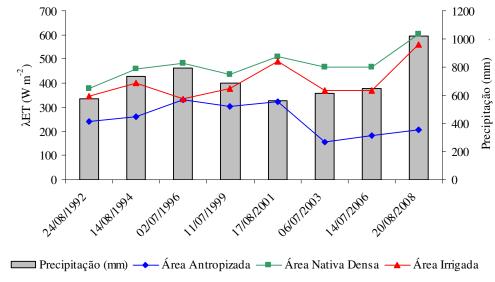


Figura 23 – Valor médio do λET nas diferentes áreas de uso do solo e a precipitação acumulada anual para estações localizadas dentro da área de estudo.

4.8 Particionamento da Energia

As Figuras 24, 25 e 26 representam as curvas de percentuais da relação dos componentes G, λET e H, com o saldo de radiação ao longo do período estudado. Observa-se que os valores do fluxo de calor no solo não ultrapassaram 20% do Rn (Figuras 24, 25 e 26), em todas áreas analisadas. Nicácio (2008) obteve para condições de solo aberto na região de Petrolina – PE, o fluxo de calor no solo mediano representou cerca de 22% do saldo de radiação nesta área, enquanto Bezerra (2006) observou que aproximadamente 10% do Rn são destinados ao fluxo de calor no solo em áreas com fruticultura.

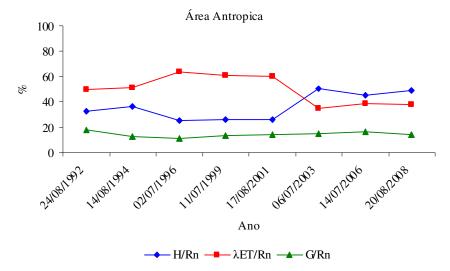


Figura 24 – Curvas percentuais dos componentes de fluxo de calor latente (λΕΤ), sensível (H) e no solo (G) em relação ao saldo de radiação na área antrópica.

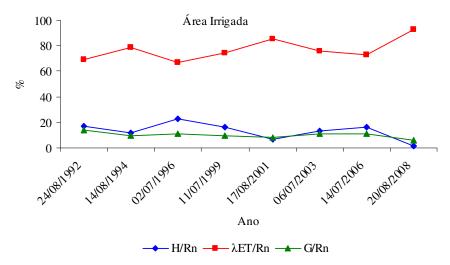


Figura 25 – Curvas percentuais dos componentes de fluxo de calor latente (λΕΤ), sensível (H) e no solo (G) em relação ao saldo de radiação na área irrigada.

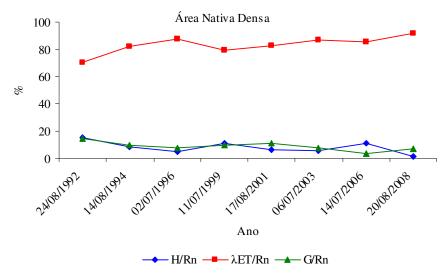


Figura 26 – Curvas percentuais dos componentes de fluxo de calor latente (λΕΤ), sensível (H) e no solo (G) em relação ao saldo de radiação na área de vegetação nativa.

Analisando a Figura 24 percebe-se uma tendência de redução da percentagem do saldo radiação que é utilizado para os processos de evaporação e evapotranspiração na área antropica, a partir de 2001, o que pode ter ocorrido por uma mudança de uso da terra, como a substituição de área vegetada por construção. As maiores percentagem de λΕΤ/Rn foram observados nas área de vegetação nativa densa e na área irrigada. Teixeira (2001) encontrou que em uma região com cultivo de banana em Petrolina-PE em média, 87% do saldo de radiação é utilizado para processos de evapotranspiração. Nas áreas ocupadas por savana estépica densa e aberta, o fluxo de calor latente correspondeu a ≈53% e 24% do saldo de radiação (Nicácio, 2008). O mesmo autor observou que regiões de solo aberto apresentaram um percentual de λΕΤ correspondente a aproximadamente 10% de Rn.

A área antropica apresentou uma tendência de aumento no percentual da relação H/Rn,a partir do ano de 2003 (Figura 24). Tal fato mostra que a maior quantidade de energia esta sendo usada para o aquecimento do ar, podendo este comportamento está ligado a retirada da vegetação na área a partir do referido ano. Enquanto que nas demais áreas esta relação não ultrapassou 25% do Rn.

5 CONCLUSÕES

- 1. A classificação supervisionada pelo método da máxima verossimilhança mostrou que 57,87% do total da área de estudo apresentam a vegetação nativa.
- 2. O NDVI mostrou-se uma ferramenta capaz de identificar corpos hídricos com elevada confiabilidade.
- 3. A variabilidade temporal do fluxo de calor latente apresentou tendência de redução dos valores na área antropizada e consequentemente um aumento do fluxo de calor sensível.
- 4. Na análise da área como um todo a dinâmica e as características multivariadas dos processos naturais exerceram um maior peso sobre as tendências dos componentes do balanço de energia do que o próprio uso da terra. Portanto, ficou claro a necessidade de estudos de séries mais extensas e a consideração de outras variáveis como umidade do solo e umidade relativa do ar não foram consideradas neste estudo.

6 RECOMENDAÇÕES

- Realizar estudos com uma maior serie de dados, considerando as diversas variáveis climatológicas, tais como: direção dos ventos, umidade relativa, temperatura do ar ,saldo radiação e a umidade do solo.
- Realizar coletas de dados em campo para que se possam comparar e calibrar os processos envolvidos na obtenção do algoritmo SEBAL para as reais condições edafoclimáticas da região em estudo
- 3. Realizar estudos considerando a correção atmosférica, bem como efetuar estudos desconsiderando a influência dos corpos hídricos.
- 4. Em estudos futuros fazer uma analise do EVI na área de estudo.
- Desenvolver um programa em alguma linguagem programação para a obtenção dos componentes do balanço energia pelo algoritmo SEBAL, facilitando o seu uso para outras atividades.

REFERÊNCIAS

AHMAD, M.; BASTIAANSSEN, W. G. M. Retrieving soil moisture storage in the unsaturated zone using satellite imagery and bi-annual phreatic surface fluctuations. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 17, p. 141-161, 2003.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; WATERS, R.; BASTIAANSSEN, W. Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) – Advanced training and Users Manual, Idaho, 2002. 98 p.

AMARAKOON, D.; CHEN, A.; MCLEAN, P. Estimating daytime latent heat flux and evapotranspiration in Jamaica. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 102, p. 113–124, 2000.

AMARAL, M. V. F.; SOUZA, A. L.; SOARES, V. P.; SOARES, C. P. B.; MARTINS, S. V.; LEITE, H. G.; FILHO, E. I.; GASPAR, R. O. Dinâmica da cobertura vegetal (1980-2004) em um projeto de produção florestal, nos municípios de Bugre e Ipaba, MG. **Revista Árvore,** v. 33, n. 2, p.315-325, 2009.

ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E.; FRIES, R.; MORTON, D.; ESPÍRITO-SANTO, F.; JASINSKY, E.; HANSEN, M.; LIMA, A. Utilização de dados multitemporais do sensor MODIS para o mapeamento da cobertura e uso da terra. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia. **Anais eletrônicos...** Goiânia, 2005. Disponível em: http://www.itid.inpe.br/sbsr2005>. Acesso em: 20 out. 2009.

ARAÚJO, T. L. Estimativa da temperatura e do saldo de radiação à superfície terrestre em Maceió-Al utilizando imagens TM/Landsat 5. 2006. 112p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas. Maceió, 2006.

ASSAD, E. D.; SANO, E. E. **Sistema de informações geográficas: aplicações na agricultura**. Brasília: EMBRAPA–SPI/EMBRAPA-CPAC, 1998. 2. ed. 434p.

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

BARBOSA, H. A.; HUETI, A. R.; BAETHGEN, W. E. A 20 – year study of NDVI variability over the Northeast Region of Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 67, p. 288-307, 2006.

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

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. 1998.

BENEDETTI, A. C. P. Análise Espacial da Evolução do Uso e Cobertura da Terra na Sub-bacia Hidrográfica do Arroio Arenal, Santa Maria/RS. 2006. 124 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal), Universidade Federal de Santa Maria. Santa Maria, 2006.

BERNARDES, T.; ALVES, H. M. R.; VIEIRA, T. G. C. Classificação automática de imagens de satélites no mapeamento da região cafeeira do município de Patrocínio, MG. In: V SIMPÓSIO DE PESQUISA DOS CAFÉS DO BRASIL, 2007, Águas de Lindóia. **Anais** do V Simpósio de Pesquisa dos Cafés do Brasil; Brasília, DF: Embrapa Café, 2007.

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

BEZERRA, F. M. L.; OLIVEIRA, C. H. C. Evapotranspiração máxima e coeficiente de cultura nos estádios fenológicos da melancia irrigada. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 03, n. 02, p. 173-177, 1999.

BEZERRA; B. G. Balanço da energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no Cariri cearense através do algoritmo SEBAL. 2006.147p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2006.

BOLFE, E. L.; SIQUEIRA, O. J. W.; PEREIRA, R. S.; ALBA, J. M. F.; MIURA, A. K. Uso, ocupação das terras e banco de dados geográficos da metade sul do Rio Grande do Sul. **Ciência Rural**, v. 39, n. 6, p. 1729-1737, 2009.

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

BUCCI, E. F. B. **Método de seleção de composições coloridas TM/Landsat para análise de classes de uso da terra.** 1990. 147f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) INPE, São José dos Campos, 1990.

CASTELLVI, F.; MARTÍNEZ-COB, A.; PÉREZ-COVETA, O. Estimating sensible and latent heat fluxes over rice using surface renewal. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 139, p. 164–169, 2006.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures ans Postcalibration Dynamic Ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41. n. 11. 2003.

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

COOPER, D.I.; EICHINGER, W.E.; KAO, J.; HIPPS, L.; REISNER, J.; SMITH, S.; SCHAEFFER, S.M.; WILLIAMS, D.G. Spatial and temporal properties of water vapor and latent energy flux over a riparian canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 115, p. 161–183, 2000.

COSTA, C. A. G. Avaliação dos dados SRTM através de análise altimétrica e morfométrica de bacias hidrográficas no Semi-Árido. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola), Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2008.

DAVIDSON, A., WANG, S. The effects of sampling resolution on the surface albedos of dominant land cover types in the Nerth American boreal regions. **Remote Sensing of Environment**, v. 93, p. 211-224, 2004.

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

DINGMAN, S. L., **Physical Hidrology**, 2^a edição, Prentice hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA, 1994.

DROOGERS, P.; BASTIAANSSEN, W. G. M. Irrigation Performance using Hydrological and Remote Sensing Modeling. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, January/February 2002/11.

FANG, H. et al. Statistical comparasion of MISR, ETM+ and MODIS land surface reflectance and albedo products of the BARC land validation vore site, USA. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, n. 2, p. 409-422, 2004.

- FLORENZANO, T. G. Iniciação em Sensoriamento Remoto, 2ª edição de Imagens de Satélite para Estudos Ambientais. 2ª. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. v. 1. 102 p.
- FOLHES, M. T. Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros de irrigação com base em sensores remotos. 2007. 180 f. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 2007.
- FOX, N. I.; SAICH, P.; COLLIER, C. G. Estimating the surface water and radiation balance in an upland area from space. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 16, p. 2985-3002, 2000.
- GALVANI, E.; ESCOBEDO, J. F.; PEREIRA, A. B. Balanço de radiação e fluxo de calor no solo em ambiente natural e protegido cultivado com pepineiro. **Bragantia**, v. 60, n. 2, p. 139-147, 2001
- GOMES, H. B. Balanço de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no Estado de São Paulo mediante imagens orbitais. 2009. 274 p. Tese (Doutorado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2009.
- GURGEL, H. C.; FERREIRA, N. J.; LUIZ, A. J. B. Estudo da variabilidade do NDVI sobre o Brasil utilizando-se a análise de agrupamento. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 07, n. 01, p. 85-90, 2003.
- HEMAKUMARA, H. M., CHANDRAPALA, L., MOENE, A. Evapotranspiration fluxes over mixed vegetation areas measured from large aperture scintillometer. **Agricultural Water Management**, v. 58, p. 109-122, 2003.
- HEUSINKVELD, B.G.; JACOBS, A.F.G.; HOLTSLAG, A.A.M.; BERKOWICZ, S.M. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, p. 2-37, 2004.
- HUETE, A. R.; TUCKER, C. J. Investigation of soil influence in AVHRR red and near infrared vegetation index imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v. 12, p. 1223-1242. 1991.
- JACINTHO, L.; R.; C. Geoprocessamento e sensoriamento remoto como ferramentas na gestão ambiental de unidades de conservação: o caso da área de proteção ambiental (APA) do Capivari-Monos, São Paulo-SP. 2003, 121p. Dissertação (Mestrado em Recursos Minerais e Hidrogeologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- JENSEN, M.E., BURMAN, R.D., ALLEN, R.G. Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices No. 70., Am. Soc. Civil Engrs., New York, NY, 360 p, 1990
- LACERDA, L. M. M., SOUZA, F. F., NASCIMENTO, I. A. Determinação dos parâmetros A e B da equação de Angstrom para estimativa da irradiação solar global em Nossa Senhora das Dores/SE. In: *XI* Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, v. 1, p. 608-609, Campos de Jordão, 1996.
- LEITÃO, M. M. V. B. R.. Balanço de radiação em três ecossistemas da floresta amazônica: Campina, Campinarana e Mata Densa. 1994, 150 f. Tese (Doutorado em Meteorologia), INPE, São José dos Campos, 1994.
- LI, S.; GUA, S.; TANA, X.; ZHANG Q. Water quality in the upper Han River basin, China: The impacts of land use/land cover in riparian buffer zone. **Journal of Hazardous Materials**, v. 165, p. 317–324, 2009.
- LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. **Remote Sensing of Environment**, v. 76, p. 213-238, 2000.
- LOESCHER, H. W.; GHOLZ, H. L.; JACOBS, J. M.; OBERBAUER, S. F. Energy dynamics and modeled evapotranspiration from a wet tropical forest in Costa Rica. **Journal of Hydrology**, v. 315, p. 274-294, 2005.
- LOPES, J. F. B. **Deposição e decomposição de serapilheira em área da caatinga cearense** . 2007. 69f. Monografia (Graduação em Agronomia) Universidade Federal do Ceará, 2008.
- MEIRELES, M. Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 TM na bacia do Acaraú CE. 2007. 88f. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem), Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2007.
- MEZA, F., VARAS, E. Estimation of mean monthly solar global radiation as a function of temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 100, p. 231-241, 2000.
- MOREIRA, L. C. J. **Estimativa da evapotranspiração horária usando o algoritmo SEBAL e imagens Landsat 5-TM**. 2007. 91f. Monografia (Graduação em Agronomia) Universidade Federal do Ceará, 2007.
- MOREIRA, M. A. **Fundamento do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**, 2ª edição (Revista e Ampliada), Editora UFV, Viçosa-MG, 2003.

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.

NICÁCIO, R. M. Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do Rio São Francisco. 2008. 320 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil), Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 2009.

NÓBREGA, R. S. Modelagem de impactos do desmatamento nos recursos hídricos da bacia hidrográfica do Rio Jamari (RO) utilizando dados de superfície e do TRMM. 2008. 213f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2006.

NOVO. E. M. L. de M., **Sensoriamento remoto - princípios e aplicações**, São Paulo, Editora Edgard Blücher, p. 308, 1992.

O'DONNELL, J. A.; JONES JR, J. B. Nitrogen retention in the riparian zone of catchments underlain by discontinuous permafrost. **Freshwater Biology**, v 51, p. 854–864, 2006

OLIVEIRA, F. A. J. Uso de técnicas de sensoriamento remoto e SIG para mapeamento dos aluviões em zonas semi-áridas através de métodos de classificação automática. Fortaleza, CE. 2006. 139 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos), Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2006.

PAIVA, C. M. Estimativa do balanço de energia e da temperatura da superfície via satélite NOAA-AVHRR. 2005. 248f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2005.

PEREIRA, A. R., VILA NOVA, N. A., SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. 1 Ed. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.

QUERINO, C. A. S. et al. Avaliação e comparação de Radiação solar Global e albedo com ângulo zênital na região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. Rio de Janeiro, v. 21, n. 3a, p. 42-49, 2006.

RABUS, B., EINEDER, M., ROTH, R., BAMLER, R. The Shuttle Radar Topography Mission - a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. ISPRS. **Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, n. 57, p. 241-262, 2003.

- SHAO, C.; CHEN, J.; LI, L.; XU, W.; CHEN, S.; GWEN, T.; XU, J.; ZHANG, W. Spatial variability in soil heat flux at three Inner Mongolia steppe ecosystems. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 433–443, 2008.
- SILANS, A. P.; MONTENY, B. A.; LHOMME, J. P. The correction of soil heat flux measurements to derive an accurate surface energy balance by the Bowen ratio method. **Journal of Hydrology**, v. 188-189, p. 453-465, 1997.
- SILVA, B. B. da, LOPES, G. M., AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v. 13, n. 2, p.201-211. 2005.
- SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM Landsat 5, **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, n. 2, p. 174-186, 2006.
- SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5-TM. **Revista Brasileira de Meteorologia.** v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005.
- SINGH, R. P., ROY, S., KOGAN, F. Vegetation and temperature condition indices from NOAA-AVHRR data for drought monitoring over India. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 22, p. 4393-4402, 2003.
- SOUZA; J. D. Modelo físico-matemático de correção atmosférica para imagens TM Landsat 5 e MODIS-TERRA/AQUA. 2008. 200f. Tese (Doutorado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande, 2008.
- STEIGER, J.; GURNELL, A. M.; ERGENZINGER, P.; SNELDER, D. Sedimentation in the riparian zone of an Incising River. Earth Surf. Process. Landforms, v. 26, p. 91-108, 2001.
- SUEHRCKE, H. On the relationship duration of solar sunshine and solar radiation on the earth's surface: Angstrom's equation revisited. **Solar Energy**, v. 68, n. 5, p. 417-425, 2000.
- SULSOFT. Guia do ENVI URL: Disponível em: http://www.sulsoft.com.br/downloads/main.htm. Acesso em: 5 mai. 2009.
- TASUMI, M., 2003, Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. PhD dissertation. University of Idaho, Moscow, Idaho, EUA.

TEIXEIRA, A. H. C. Relação entre a radiação solar global e insolação no município de Petrolina/PE. In: **Anais**... *XI* Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, Florianópolis, SC, Junho, 1999.

TEIXEIRA, A. H. C. Avaliação dos componentes do balanço de energia durante o primeiro ano de cultura da banana. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 5, n. 1, p. 28-32, 2001.

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSSEN, W.G.M.; AHMAD, M.D.; BOS, M.G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil Part A: Calibration and validation. **Agricultural and Forest Meteorology.** v. 149, p. 462 – 476, 2009.

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

VALENTE, R. O. A.; VETTORAZZI, C. A. Análise da estrutura da paisagem na Bacia do Rio Corumbatai, SP. **Scientia Forestalis**, v. 62, p. 114-129, 2002.

VAN LOON, W. K. P.; BASTINGSA, H. M. H.; MOORS, E. J. Calibration of soil heat flux sensors. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 92, p. 1–8, 1998.

VERHOEF, A. Remote estimation of thermal inertia and soil heat flux for bare soil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 123, p. 221–236, 2004.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Imprensa Universitária, 1991. 449p.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo, McGraw "Hill", 1975. 245p.

WANG, J.; BRAS, R. L. Ground heat flux estimated from surface soil temperature. **Journal of Hydrology**, v. 216, p. 214-226, 1999.