

SÉRIE  
EXTENSÃO

15

# Sensoriamento Remoto e Análise Ambiental

Organização  
**Josiclêda D. Galvíncio**

Editora  
Universitária



UFPE

# SENSORIAMENTO REMOTO E ANÁLISE AMBIENTAL

# SENSORIAMENTO REMOTO E ANÁLISE AMBIENTAL

Josiclêda Domiciano Galvínio  
(Organizadora)

RECIFE - 2012

Editora  
Universitária  UFPE

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
Reitor: Prof. Anísio Brasileiro de Freitas Dourado  
Vice-Reitor: Prof. Sílvio Romero Marques  
Diretora da Editora: Prof<sup>ª</sup> Maria José de Matos Luna

#### COMISSÃO EDITORIAL

Presidente: Prof<sup>ª</sup> Maria José de Matos Luna

TITULARES: Ana Maria de Barros, Alberto Galvão de Moura Filho, Alice Miriam Happ Botler, Antonio Motta, Helena Lúcia Augusto Chaves, Liana Cristina da Costa Cirne Lins, Ricardo Bastos Cavalcante Prudêncio, Rogélia Herculano Pinto, Rogério Luiz Covaleski, Sônia Souza Melo Cavalcanti de Albuquerque, Vera Lúcia Menezes Lima.

SUPLENTES: Alexsandro da Silva, Arnaldo Manoel Pereira Carneiro, Edigleide Maria Figueiroa Barretto, Eduardo Antônio Guimarães Tavares, Ester Calland de Souza Rosa, Geraldo Antônio Simões Galindo, Maria do Carmo de Barros Pimentel, Marlos de Barros Pessoa, Raul da Mota Silveira Neto, Sílvia Helena Lima Schwamborn, Suzana Cavani Rosas.

Editores Executivos: Afonso Henrique Sobreira de Oliveira e Suzana Cavani Rosas

#### CONSELHO CIENTÍFICO

Albanita Gomes da Costa de Ceballos – Medicina Social – CCS, Allene Carvalho Lage – Núcleo de Formação Docente – CAA, Ana Emília Gonçalves de Castro – Design – CAC, Ana Lúcia Fontes S. Vasconcelos – Contábeis – CCSA, Antônio Carlos Gomes do Espírito Santos – Medicina Social – CCS, Aurino Lima Ferreira – DPOE – CE, Djanyse Barros Mendonça Villarrol – PROEXT, Denis Antônio de Mendonça Bernardes – Serviço Social – CCSA, Edístia Maria Abath Pereira de Oliveira – Serviço Social – CCSA, Eliete Santiago – Departamento de Administração Escolar – CE, Heloisa Maria Mendonça de Moraes – Medicina Social – CCS, José Luís Portugal – Engenharia Cartográfica – CTG, José Zanon de Oliveira Passavante – Oceanografia – CTG, Jowânia Rosas – Coordenação de Gestão da Extensão - PROEXT, Jerônimo José Libonatti – Departamento de Ciências Econômicas – CCSA, Lucila Ester Prado Borges – Engenharia Química – CTG, Luís De La Mora – Arquitetura – CAC, Marco Antônio Mondaini de Souza – Serviço Social – CCSA, Maria Christina de Medeiros Nunes – Diretoria de Extensão Acadêmica - PROEXT, Maria de Fátima Galdino da Silveira – Departamento de Anatomia – CCB, Maria de los Angeles Perez Fernandez Palha – Engenharia Química – CCEN, Maria do Socorro de Abreu e Lima – Departamento de História – CFCH, Mauro Maibrada – Departamento de Música – CAC, Oscar Bandeira Coutinho Neto – Medicina Social – CCS, Sandro Sayão – Filosofia – CFCH, Vanice Santiago Selva – Geografia – CFCH, Wellington Pinheiro dos Santos - Coordenação de Gestão da Informação - PROEXT

#### CÂMARA DE EXTENSÃO

Edilson Fernandes de Souza – Presidente – Pró-Reitor de Extensão, Leonor Costa Maia – Micologia/CCB, Márcia Ângela da Silva Aguiar – Métodos e Técnicas da Educação/CE, Moacyr Cunha de Araújo Filho – Oceanografia/CTG

#### COMISSÃO ORGANIZADORA

Djanyse Barros Mendonça Villarrol – Pró-Reitoria de Extensão, Miriam Vilanova Maia – Pró-Reitoria de Extensão Wellington Pinheiro dos Santos – Pró-Reitoria de Extensão

Catálogo na fonte:

Bibliotecária Joselly de Barros Gonçalves, CRB4-1748

---

5478 Sensoriamento remoto e análise ambiental / organizadora : Josiclêda Domiciano Galvêncio. – Recife : Ed. Universitária da UFPE, 2012.  
150 p. : il., figs., gráfs.

Inclui bibliografia consultada.  
ISBN 978-85-415-0106-4 (broch.)

1. Sensoriamento remoto. 2. Avaliação de riscos ambientais. 3. Monitorização ambiental. I Galvêncio, Josiclêda Domiciano (Org)

## SOBRE OS AUTORES

**BERNARDO BARBOSA DA SILVA**

Meteorologista. Atualmente é Professor Associado III da UFCG

**HEWERTON ALVES DA SILVA**

Geógrafo. Atualmente é Mestrando em Geografia na UFPE

**JOSICLÊDA DOMICIANO GALVÍNCIO**

Matemática e Doutora em Recursos Naturais. Atualmente é Professora Adjunta III na UFPE

**MARIA DO SOCORRO BEZERRA DE ARAÚJO**

Doutora em Solos e Nutrição de Plantas. Atualmente é Professora Adjunta da UFPE

**REJANE MAGALHÃES DE MENDONÇA PIMENTEL**

Doutora em Botânica. Atualmente é Professora Associada I da UFRPE

**TIAGO HENRIQUE DE OLIVEIRA**

Geógrafo. Atualmente é Mestrando em Geografia na UFPE

# APRESENTAÇÃO

O comportamento do homem, em relação ao meio em que vive, frente ao desenvolvimento tecnológico, vem sendo regido por processos impactantes de diferentes naturezas, os mais comuns são as mudanças na cobertura e uso da terra, incluindo desflorestamento e manejo inadequado, reduzindo a recarga hídrica e intensificando processos erosivos, com conseqüente assoreamento de mananciais hídricos e desertificação em ambientes mais propícios (OLIVEIRA, 2008).

A utilização de produtos e técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento nas análises ambientais torna-se uma prática cada vez mais frequente entre as diversas áreas de pesquisa. No caso do uso da terra e da cobertura vegetal, estas técnicas contribuem de modo expressivo para a rapidez, eficiência e confiabilidade nas análises que envolvem os processos de degradação da vegetação natural, fiscalização dos recursos florestais, desenvolvimento de políticas conservacionistas, bem como vários outros fatores que podem ocasionar modificações na vegetação. O aumento na utilização de imagens orbitais é conseqüência, principalmente, do baixo custo de seus produtos, fato comprovado quando comparados aos tradicio-

nais métodos fotogramétricos e topográficos (como a utilização de fotografias aéreas) e os satélites das séries LANDSAT, SPOT, CBERS, IKONOS, QUICK BIRD, TERRA e AQUA (ROSENDO, 2005).

É notável o desenvolvimento tecnológico que os satélites vêm agregando e contribuindo para os estudos ambientais, especialmente no que se refere à resolução espacial. Outra vantagem apresentada por esta tecnologia é o que se denomina de resolução temporal, ou seja, a frequência e/ou repetitividade apresentada por cada sensor na obtenção de informações dos alvos (ROSA, 2003).

É cada vez mais comum a utilização de imagens de satélite que apresentam resolução moderada a global no estudo das modificações do uso do solo e no estado da vegetação, assim como as mudanças climáticas globais, detecção da mudança no uso, no sentido de combater e prevenir os impactos ambientais causados pela ação predatória do homem na superfície terrestre.

A detecção de mudanças no estado da cobertura vegetal se dá por meio de métodos que utilizam diferentes índices de vegetação a partir de datas a serem escolhidas; dessa forma é possível identificar as áreas que estão sob alterações antrópicas, como o desmatamento e alteração das áreas de vegetação nativa em áreas de agricultura, pastagem, entre outras.

O objetivo deste livro é apresentar e discutir métodos e técnicas de sensoriamento remoto aplicados à análise dos recursos naturais.

**JOSICLÊDA DOMICIANO GALVÍNIO**  
Profª. UFPE/DCG

## AGRADECIMENTOS

Ao CNPq, pelo auxílio financeiro à pesquisa, através dos projetos/ Proc. Nos 577356/2008-9 e 558074/2009-0 e a CAPES pela concessão de bolsa de estudo. Agradecemos aos professores Rejane Magalhães de Mendonça Pimentel, Maria Fernanda Abrantes Torres, Ranyére Silva Nóbrega e Djane Fonseca da Silva pelas revisões e opiniões sugeridas.

# CAPÍTULO 1

## CONCEITOS BÁSICOS

Hewerton Alves da Silva  
Rejane Magalhães de Mendonça Pimentel  
Josiclêda Domiciano Galvínio

### Princípios físicos em sensoriamento remoto

O sol constitui-se na mais importante fonte de radiação natural para a Terra. A Radiação Eletromagnética (REM) é definida como a forma de energia que se move na velocidade da luz, sob a forma de ondas ou partículas eletromagnéticas, não necessitando de um meio material para se propagar no espaço. A representação contínua da radiação eletromagnética, em termos de comprimento de onda, frequência ou energia, é denominada espectro eletromagnético. O espectro eletromagnético é subdividido em faixas que representam regiões com características próprias, em termos de processos físicos de detecção de energia (Figura 1).

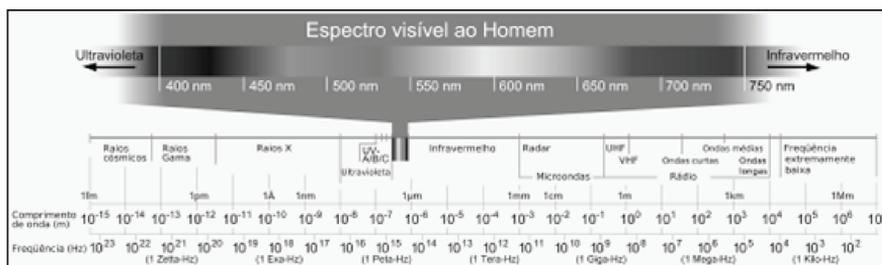


FIGURA 1 - Espectro eletromagnético. Fonte: ROSENDO (2005).

Dentre essas divisões do espectro eletromagnético, as mais utilizadas em sensoriamento remoto compreendem as faixas do visível, infravermelho próximo, infravermelho médio, infravermelho distante e microondas. No entanto, as faixas mais utilizadas nessa pesquisa compreendem o vermelho, infravermelho próximo e infravermelho médio.

## Caracterização espectral da vegetação

Ao incidir sobre um objeto, o fluxo de energia, proveniente do sol, interage com seu material constituinte como resultado desta interação, a energia pode ser absorvida, refletida ou transmitida, total ou parcialmente. A fração do fluxo que é refletida expressa a refletância deste objeto, a fração absorvida expressa a absortância e a transmitida, a transmitância (SLATER, 1980). Tratando-se de sensoriamento remoto, a porção refletida exerce uma maior importância, sendo esta aquela captada pelos sensores.

Desde a descoberta de que os vegetais extraem da radiação eletromagnética (REM) emitida pelo Sol parte da energia que necessitam para viver, a interação entre essa radiação e a vegetação passou a ser estudada com detalhes (PONZONI, 2001). O sensoriamento remoto é uma das tecnologias que mais contribuíram, e ainda vêm contribuindo e motivando o avanço no conhecimento de como a vegetação processa essa radiação eletromagnética. A técnica de utilização de imagens para monitoramento da superfície apresenta importantes características, dentre elas: a rapidez, permitindo a obtenção de informações em curto espaço de tempo; a repetitividade, a comparação da área e das condições do alvo imageado (áreas vegetadas, áreas agrícolas, etc.); visão global da área levantada, a qual permite a obtenção de informações acerca de grandes áreas em única tomada de dados (ROSENDO, 2005).

Para Novo (1989), o conhecimento do comportamento espectral de alvos não é importante apenas para a extração de informações de imagens obtidas pelos sensores, é também importante na própria definição de novos sensores, na definição do tipo de processamento a que devem ser submetidos (geometria de coleta dos dados, frequência, altura do imageamento, resolução limite, etc.). Ao utilizar dados de sensoriamento remoto para o estudo de determinado alvo deve-se ter em mente a existência de uma série de variações na energia eletromagnética ocasionadas pela fonte de energia, considerando o meio por onde a energia é propagada, pelos alvos imageados e pelo sistema sensor que capta a energia proveniente do alvo (MOREIRA & ASSUNÇÃO, 1984). O termo Comportamento Espectral da Vegetação é frequentemente utilizado para representar as características de reflectância da REM pelas folhas, plantas individuais e conjunto de plantas.

De acordo com Ponzoni (2001), a “aparência” da cobertura vegetal em determinado produto de sensoriamento remoto é fruto de um processo complexo que envolve muitos parâmetros e fatores ambientais. O que é efetivamente medido por um sensor remotamente situado, oriundo de determinada vegetação, não pode ser explicado somente pelas características intrínsecas dessa vegetação, inclui, também, a interferência de vários outros parâmetros e fatores, tais como a fonte de radiação, a atmosfera, as características do dossel e do solo, o qual também é caracterizado por uma série de propriedades e parâmetros, tais como reflectância, absortância, rugosidade superficial, textura e umidade.

O comportamento espectral da vegetação verde e sadia pode ser visto na Figura 2.

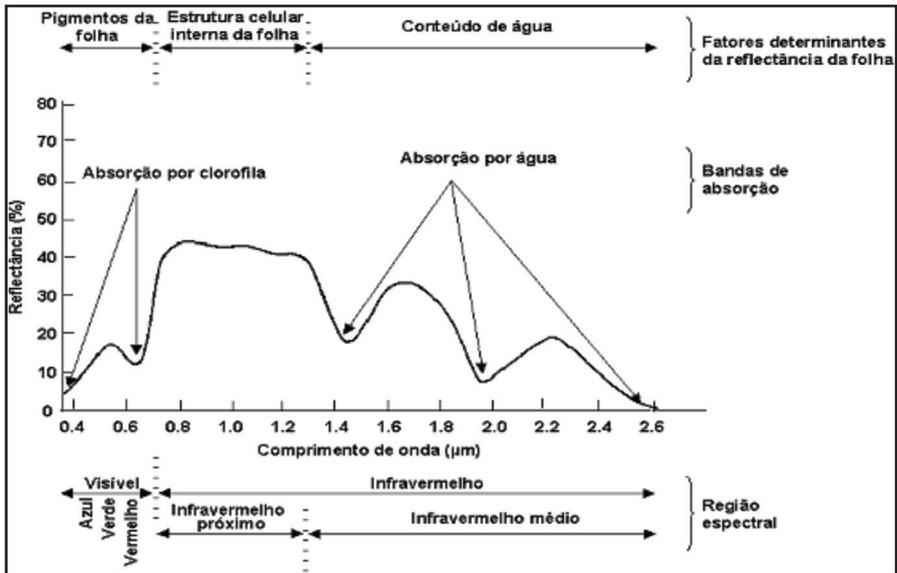


FIGURA 2 - Curva espectral representando a reflectância típica de uma folha verde e sadia. Fonte: Adaptada de Hoffer (1978, p. 232).

O intervalo espectral mostrado na Figura 2 foi dividido em três regiões espectrais, visível (0,4 – 0,72  $\mu\text{m}$ ), infravermelho próximo (0,72 – 1,1  $\mu\text{m}$ ) e infravermelho médio (1,1 – 2,8  $\mu\text{m}$ ) (PONZONI, 2001). Em cada uma dessas regiões, a forma da curva é definida por diferentes constituintes da folha.

### Região do visível (0,4 – 0,72 $\mu\text{m}$ )

No intervalo da região do visível, os pigmentos existentes nas folhas dominam a reflectância. São eles que definem a forma da curva de reflectância nessa região espectral; estes pigmentos são geralmente encontrados nos cloroplastos, são eles: clorofila (65%), carotenos (6%) e xantofilas (29%). Os valores percentuais destes valores podem variar intensamente de espécie para espécie. A energia radiante interage com a estrutura foliar através da absorção e do espalhamento. A energia é absorvida seletivamente pela clorofila e é convertida em

calor ou fluorescência e, também, convertida fotoquimicamente em energia armazenada na forma de componentes orgânicos, através da fotossíntese. Os pigmentos predominantes absorvem radiação do azul (próximo a  $0,445 \mu\text{m}$ ), mas, somente a clorofila absorve na região do vermelho ( $0,645 \mu\text{m}$ ) (PONZONI, 2001).

### Região do infravermelho próximo ( $0,72 - 1,10 \mu\text{m}$ )

No intervalo da região do infravermelho próximo ocorre uma menor absorção da radiação e considerável espalhamento interno da radiação no interior da folha. A absorção da água é geralmente baixa nessa região, enquanto a reflectância é quase constante. Gates et al. (1965) concluíram que a reflectância espectral das folhas nessa região do espectro é o resultado da interação da energia incidente com a estrutura do mesofilo. Fatores externos à folha, como disponibilidade de água, podem alterar, quantitativamente, a resposta da folha nessa região.

Fatores relativos à estrutura interna das folhas, como a variação na quantidade de lacunas existentes no mesofilo (Figura 3ab), mostram que, quanto maiores forem estas lacunas, em número e/ou dimensões, maior será o espalhamento interno e, conseqüentemente, maiores serão os valores de reflectância (PONZONI, 2001).

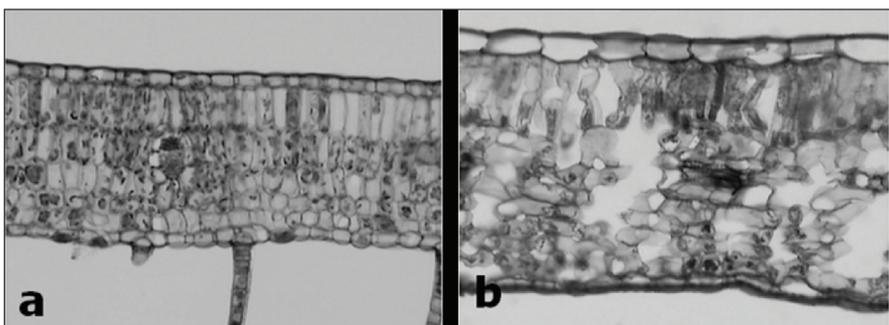


FIGURA 3 - Vista transversal da folha mostrando variações na quantidade de lacunas no mesofilo em a e b.

## Região do infravermelho médio (1,10 – 3,20 $\mu\text{m}$ )

No intervalo da região do infravermelho médio, as propriedades ópticas das folhas dependem, em grande parte, do conteúdo da água presente. Quando a umidade das folhas decresce, a reflectância nesta região aumenta significativamente. Desta forma, a observação desta região do espectro permite conhecer o vigor da folha, em função de seu conteúdo de umidade (GUYOT et al., 1989).

## CAPÍTULO 2

# ÍNDICES DE VEGETAÇÃO E SUAS TÉCNICAS

Hewerton Alves da Silva  
Josiclêda Domiciano Galvêncio  
Rejane Magalhães de Mendonça Pimentel

Em estudos remotos da cobertura vegetal, as folhas são os elementos da vegetação que mais contribuem para o sinal detectado pelos sensores orbitais. As propriedades espectrais de uma folha são função de sua composição química, morfologia e estrutura interna (IBGE, 2001).

A folha possui revestimento por epiderme, a qual é a camada mais externa da folha, coberta, muitas vezes, apenas por uma fina película de cera, chamada cutícula, a qual impede a perda excessiva de água. Em geral, na superfície inferior da epiderme encontram-se os estômatos, os quais apresentam aberturas que permitem trocas gasosas entre o ar interno nas folhas e a atmosfera circundante, sendo, também, responsáveis pelo balanço térmico através do controle da umidade (CAMPBELL, 1996). Logo abaixo da epiderme encontra-se o tecido paliádico, seguido pelo esponjoso, ambos constituindo o mesofilo, o qual apresenta espaços conhecidos por lacunas, onde ocorrem as trocas de oxigênio e gás carbônico, utilizados na fotossíntese e na respiração (Figura 1).

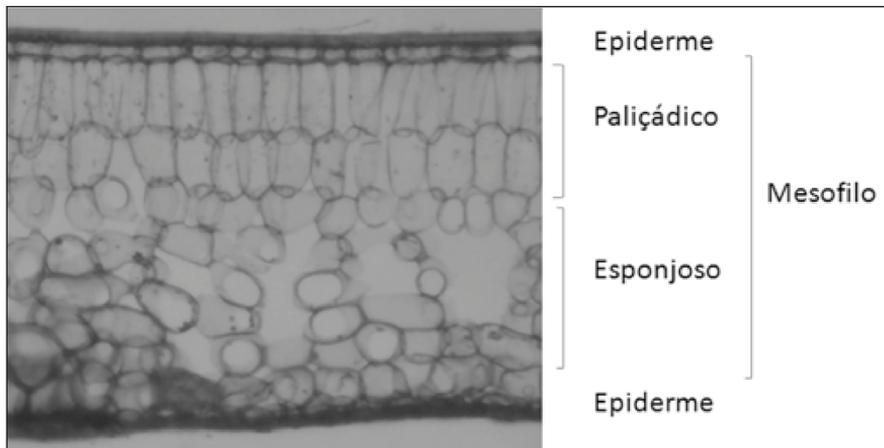


FIGURA 1 - Esquema mostrando a distribuição de tecidos no interior de uma folha de dicotiledônea.

É no tecido paliçádico que são encontradas as maiores quantidades de cloroplastos, os quais armazenam os pigmentos, clorofilas e carotenóides, responsáveis pela fotossíntese (HOFFER, 1978; CAMPBELL, 1996).

Na porção do visível (400-700 nm) do espectro eletromagnético, os pigmentos dominam a resposta espectral da vegetação (HOFFER, 1978). As clorofilas, correspondendo em média a 65% dos pigmentos em plantas superiores, são as principais responsáveis pelo processo fotossintético e atuam diretamente na captação da energia eletromagnética. Os carotenóides são pigmentos auxiliares da fotossíntese e atuam indiretamente aumentando a capacidade da clorofila para converter a radiação eletromagnética em energia química (HOFFER, 1978). A reflectância da vegetação é distinguível e muito variável com o comprimento de onda. Nos comprimentos de onda de 0,45  $\mu\text{m}$  (azul) e 0,65  $\mu\text{m}$  (vermelho) ocorrem baixa reflectância devido as duas bandas de absorção da clorofila, a qual absorve a maior parte da energia nesses comprimentos de onda. No visível, boa parte da energia que atinge a folha é absorvida e muito

pouca energia é transmitida através das folhas. A relativa falta de absorção em torno de 0,54  $\mu\text{m}$  (verde) permite um pico de reflexão.

Quando a planta está sob estresse e a produção de clorofila é reduzida, a planta absorve menos nas bandas de absorção da clorofila e as folhas ficam mais avermelhadas ou amareladas (HOFFER, 1978). No infravermelho próximo (0,7 – 1,3  $\mu\text{m}$ ), a reflexão das folhas não é controlada pelos pigmentos, mas pela estrutura do mesofilo. A reflectância aumenta porque as folhas absorvem muito pouca energia nesta região; a absorção que ocorre é devido a alguma banda de absorção de água (HOFFER, 1978).

A cutícula e a epiderme são praticamente transparentes à radiação infravermelha; esta radiação é espalhada no mesofilo e, aproximadamente, 60% desta energia é refletida e transmitida (CAMPBELL, 1996). No infravermelho médio, a resposta espectral é dominada pelas bandas de absorção da água; as folhas têm elevado conteúdo de água e esta absorve fortemente a energia (HOFFER, 1978).

Segundo Campbell (1996), as características espectrais da vegetação podem mudar em função de um estresse por doenças, ataque de insetos, variações no conteúdo de umidade ou temperatura. As mudanças ocorrem quase simultaneamente no visível e infravermelho próximo, mas, no infravermelho próximo, são mais notadas, revelando alterações no vigor ou biomassa.

Quantificar essas variáveis é possível através das medidas baseadas nos valores digitais dos sensores remotos (número digital – ND), na radiância ou na reflectância no topo da atmosfera ou na superfície. A combinação desses valores em diferentes regiões do espectro, através de adições, subtrações, divisões e multiplicações, originam os chamados índices de vegetação, capazes de remeter ao estado ou quantidade de vegetação em dada área (CAMPBELL, 1996; VERSTRAETE & PINTY, 1996; LIANG, 2004).

Os primeiros índices de vegetação foram desenvolvidos usando os números digitais brutos do satélite, sem transformações para reflectância, correções atmosféricas e calibração de sensor (BANNARI et al., 1995). Person & Miller (1972) são os pioneiros na história dos índices de vegetação; esses pesquisadores desenvolveram os dois primeiros índices na forma de razão entre as bandas do visível e infravermelho-próximo, o “Ratio Vegetation Index” e o “Vegetation Index Number” (BANNARI et al., 1995).

## Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)

O “Normalized Difference Vegetation Index” (NDVI) é o índice de vegetação mais amplamente usado no processamento de dados de satélite (MYNENI et al., 1995). O NDVI explora as propriedades espectrais da vegetação quanto a absorção nos comprimentos de onda do visível, utilizando a energia para a fotossíntese e a reflexão forte no infravermelho próximo. Esse índice pode ser um estimador da radiação usada no processo da fotossíntese realizado nas folhas, assim como das variações sazonais e interanuais ligadas à planta (STÖCKLI & VIDALE, 2004; STÖCKLI, 2005).

O NDVI foi proposto por Rouse, em 1974, sendo sensível à presença de vegetação verde (BANNARI et al., 1995). Responde às mudanças na quantidade de biomassa verde, conteúdo de clorofila e estresse por escassez/falta de água (LIANG, 2004), auxiliando na estimativa de colheita agrícola e precipitação em áreas semi-áridas. Usado em numerosas aplicações regionais e globais para estudar o estado da vegetação, seu sucesso (apesar dos efeitos atmosféricos e degradação radiométrica nas bandas do vermelho e infravermelho próximo) reside na normalização, a qual reduz os efeitos de degradação da calibração do sensor (BANNARI et al., 1995).

Esse índice é expresso em uma escala que varia de  $-1$  a  $+1$ , sendo a vegetação verde e viva aquela que possui valores de NDVI entre

0,2 e 0,8, enquanto neve, corpos de água, desertos e solo exposto mostram valores entre -0,2 e 0,05 (MYNENI et al., 1997; STÖCKLI, 2005).

O NDVI é simples, fácil de ser implementado e pode ser efetivo na predição de propriedades da superfície quando a copa da vegetação não é muito densa ou muito esparsa, pois, se a copa for muito esparsa, o sinal do solo (ou outra feição) interferirá no NDVI e, por outro lado, se a copa for muito densa, a reflectância no vermelho não altera muito, mas, no infravermelho próximo, continua a aumentar, saturando o NDVI (LIANG, 2004). Torna-se, assim, insensível, ou saturado, para valores de Índice de Área Foliar (IAF) de 3 a 4, o qual está abaixo da média global das florestas tropicais (média de 4,7) (ASNER et al., 2004).

Outra desvantagem no uso do NDVI é a particularidade de cada tipo de vegetação, ou seja, o índice está sujeito às condições edafo-climáticas da região ocupada, cada tipo de vegetação apresenta diferentes amplitudes de variação, o que dificulta a comparação dos valores do índice para regiões fitoecológicas distintas.

Para a estimativa do NDVI é utilizada a seguinte equação:

$$NDVI = \frac{(NIR - R)}{(NIR + R)} \quad (1)$$

Em que NIR é a reflectância na faixa do infravermelho próximo e R é a reflectância na faixa do vermelho.

## Índice de Realce da Vegetação (EVI)

Em virtude das limitações dos dados NDVI, como saturação devido às múltiplas camadas de uma copa, sensibilidade a aerossóis atmosféricos e efeitos do solo (HUETE et al., 2002; XIAO et al., 2004). Huete et al. (1997) foi desenvolvido o “Soil and Atmosphere Resistant Vegetation Index” (SARVI2), conhecido posteriormente

como “Enhanced Vegetation Index” (EVI) (HUETE et al., 2002); seu propósito foi o de otimizar o sinal da vegetação para desertos e florestas e minimizar fontes de incertezas como aerossóis e a resposta do solo (LIU & HUETE, 1995), pois inclui a banda do azul para a correção atmosférica (sério problema para os dados de satélite) (XIAO et al., 2005).

Huete et al. (2002) demonstraram que o EVI apresenta melhores resultados em estudos globais de vegetação por aumentar o alcance da sensibilidade do índice de vegetação, tanto em regiões densamente florestadas, quanto em vegetação esparsa (regiões áridas e semi-áridas).

Para a estimativa do EVI é utilizada a seguinte equação:

$$EVI = G * \frac{(r_{NIR} - r_R)}{(L + r_{NIR} + C_1 r_R - C_2 r_B)} \quad (2)$$

Em que p são as reflectâncias da superfície com correções atmosféricas (ou parcialmente corrigidas) (Rayleigh e absorção do ozônio); L é um fator de correção dos efeitos causados pelo substrato sob a copa (e ou neve, caso pertinente); C1 e C2 são os coeficientes relacionados aos efeitos dos aerossóis (HUETE et al., 2002). Eles utilizam a banda do azul para corrigir estes efeitos na banda do vermelho (KAUFMAN & TANRÉ, 1992), reduzindo-os consideravelmente (LIU e HUETE, 1995; HUETE et al., 1997).

## Índice de Umidade por Diferença Normalizada ou Índice de NDWI

O “Normalized Difference Water Index” (NDWI) é uma combinação das bandas espectrais do infravermelho próximo e do SWIR (infravermelho de onda curta), sendo, este último, sensível ao conteúdo de água na vegetação e à umidade do solo. Foi desenvolvido por GAO (1996).

As informações sobre conteúdo de umidade no interior da vegetação são de grande utilidade na agricultura, floresta e hidrologia (GALVÃO et al., 2005). Hardisky et al. (1983) e Gao (1996) notaram que o NDWI baseado nas bandas do infravermelho próximo e do infravermelho médio do TM/Landsat, era altamente correlacionado com o conteúdo de água do dossel e conseguia acompanhar melhor mudanças na biomassa, nos estresses hídricos e na umidade das plantas do que o índice NDVI.

Para a estimativa do NDWI é utilizada a seguinte equação:

$$NDWI = \frac{(r_{NIR} - r_{SWIR})}{(r_{NIR} + r_{SWIR})} \quad (3)$$

Em que  $\rho_{NIR}$  é a reflectância no infravermelho próximo e  $\rho_{SWIR}$  é a reflectância no infravermelho de ondas curtas.

## Índice de Vegetação Ajustado ao efeito do Solo - IVAS

Matsumoto & Bittencourt (2001), em estudo realizado em uma área que continha três tipos de cobertura vegetal (mata, campo cerrado e pasto) no vale do Paraíba - SP, afirmaram que, em regiões onde há a ocorrência de solo exposto, os índices de vegetação que trabalham com a atenuação dos efeitos do solo apresentam-se mais eficientes que outros índices.

Esse índice é calculado pela equação 4:

$$IVAS = \frac{(1 + L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)} \quad (4)$$

Em que  $\rho_{IV}$  e  $\rho_V$  correspondem, respectivamente, às bandas do infravermelho próximo e do vermelho e L é o fator de ajuste do solo, cujo valor mais frequentemente usado é 0,5 (Accioly et al., 2002; Boegh et al., 2002; Silva et al., 2005a).

## Índice de Área Foliar (IAF)

O IAF (Eq. 5) é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. Este índice é um indicador de biomassa de cada pixel da imagem, sendo calculado por equação empírica proposta por Allen et al. (2002):

$$\text{IAF} = \frac{h \left[ \frac{0,69 \cdot IVAS}{0,59} \right]}{0,91} \quad (5)$$

## CAPÍTULO 3

# TÉCNICAS DE DETECÇÃO DE MUDANÇAS NOS SISTEMAS AMBIENTAIS

Josiclêda Domiciano Galvíncio  
Hewerton Alves da Silva

A função primordial do processamento digital de imagens de sensoriamento remoto é fornecer ferramentas para facilitar a identificação e a extração de informações contidas nas imagens, para posterior interpretação. O resultado desse processo é a produção de outras imagens contendo informações específicas, como aquelas relativas às mudanças ambientais (CROSTA, 1993). A detecção de mudanças está entre as aplicações mais reconhecidas de dados de sensoriamento remoto. Tal aplicação é favorecida devido à cobertura repetitiva da superfície terrestre pelos satélites, em curtos espaços de tempo e com a qualidade consistente de imagens. Sendo assim, é uma importante ferramenta no manejo e monitoramento de recursos naturais e desenvolvimento urbano (SINGH, 1989; MACLEOD & CONGALTON, 1998). Desta forma, os dados obtidos sobre uma mesma área geográfica em diferentes épocas do ano, ou em uma mesma época em diferentes anos, são analisados para determinar a localização e a extensão exata de determinados tipos de mudanças na resposta espectral (HOFFER, 1978).

A detecção de mudanças é um processo que identifica diferenças no estado de um objeto ou fenômeno através de sua observação em tempos diferentes. Nesta observação, quatro aspectos são apontados por Macleod & Congalton (1998): a) detectar as mudanças ocorridas; b) identificar a natureza da mudança; c) medir a extensão da mudança; e d) julgar o padrão espacial da mudança.

A principal característica destas técnicas digitais é que elas se baseiam nas diferenças reais, não subjetivas, do estado da superfície imageada, o que tem correspondência direta com as variações espectrais da imagem digital (MALDONADO, 2004). Os aspectos radiométricos das imagens digitais atuais oferecem a possibilidade de usar técnicas de detecção de mudanças simples, rápidas e precisas através de programas de computador (FUNG, 1990). O sucesso da sua aplicação depende, quase inteiramente, de um registro geométrico preciso entre datas, conforme enfatizado por Lillestrand (1972) e Igbokwe (1999). Estas técnicas em sensoriamento remoto podem ser utilizadas para diferentes aplicações, tais como, monitoramento da dinâmica do uso da terra e da cobertura vegetal, bem como monitoramento das atividades de exploração madeireira.

## Processamento de Imagens

Os dados brutos provenientes de sensores a bordo de satélites apresentam distorções relativas, tanto à geometria de aquisição do dado, quanto à radiometria relacionada aos efeitos atmosféricos, ao sensor e à época do ano. O tratamento destas distorções é a primeira etapa que deve ser realizada em imagens orbitais, envolvendo então o pré-processamento geométrico e o pré-processamento radiométrico (MATHER, 1999).

Outro aspecto da importância do pré-processamento é que os métodos de detecção de mudança necessitam comparar duas ou mais imagens, e a detecção das diferenças entre elas é dependente da acurácia da retificação radiométrica e da correção geométrica (COPPIN & BAUER, 1994; DAI & KHORRAM, 1998).

A detecção de mudanças em estudos de formações vegetais envolve o uso de imagens multitemporais para a discriminação das áreas que foram alteradas entre as duas datas de imageamento. Nos estudos multitemporais, onde há a comparação pixel a pixel, em diferentes datas, para o monitoramento de mudanças, as imagens orbitais necessitam da aplicação de correções, as quais normalizam todas as cenas sob os mesmos parâmetros (LILLESAND & KIEFER, 1994).

## Ortorretificação das Imagens

Em geral, nos estudos multi-temporais, em que há a comparação, pixel a pixel, em diferentes datas para o monitoramento de mudanças, as imagens orbitais necessitam da aplicação de correções geométricas que normalizem todas as cenas sob os mesmos parâmetros (LILLESAND & KIEFER, 1994).

As fontes de distorções geométricas em imagens orbitais podem ser atribuídas a fatores como: rotação e curvatura da Terra, erros de instrumentação, padrão de varredura e campo de visada de sensores, distorção panorâmica, variações de altitude e velocidade da plataforma (NOVO, 1989; SCHOTT, 1997).

## CAPÍTULO 4

# BALANÇO DE RADIAÇÃO E DE ENERGIA

Tiago Henrique de Oliveira  
Josiclêda Domiciano Galvêncio  
Bernardo Barbosa da Silva

A superfície terrestre recebe diariamente uma considerável quantidade de energia radiativa proveniente do sol, denominada de radiação solar global, e outra, não menos importante, chamada de radiação de onda longa atmosférica. A radiação solar é considerada a mais importante fonte de energia para toda a biosfera. Ao mesmo tempo em que chega radiação de onda curta (radiação solar) na superfície, uma parte da mesma é refletida, de modo difuso, de volta para o espaço. A razão entre a radiação refletida pela incidente é chamada de albedo e é considerado uma importante propriedade da superfície terrestre. Como todo corpo que se encontra a uma temperatura diferente do zero grau absoluto (zero K) emite radiação eletromagnética, a superfície terrestre está continuamente emitindo radiação, também chamada de radiação terrestre ou de onda longa. Portanto, ao se computar a radiação de onda curta mais a de onda longa que atinge a superfície, e ao de onda curta e longa que deixa a superfície, estamos efetivando um balanço de radiação à superfície. A quantidade de radiação resultante desta contabilização é denominada de saldo de radiação ( $R_n$ ).

Certa quantidade do saldo de radiação é empregada no aquecimento do solo e o fluxo de calor resultante é denominado de fluxo de calor no solo (G). Outra parte do  $R_n$  é usada no aquecimento do ar e essa quantidade de calor que é transferida para níveis mais elevados da atmosfera como resultado da diferença de temperatura entre duas camadas de ar é conhecido como fluxo de calor sensível; outra quantidade considerável de  $R_n$  é utilizada nos processos de evaporação e transpiração da água contida no solo e tecidos vegetais, respectivamente. Ao fluxo conjunto da água transferida para a atmosfera pelos dois processos mencionados em unidade energética denominamos de fluxo de calor latente (LE).

O balanço de energia compreende a contabilização das componentes  $R_n$ , G, H e LE, e tem grande aplicação na determinação das trocas de energia e massa entre a superfície e a atmosfera do nosso planeta. Outra aplicação que mostra a importância da determinação do balanço de energia à superfície é que o fluxo de calor latente pode ser convertido em altura de água evapotranspirada de áreas agrícolas, bacias hidrográficas, áreas de pastagens e florestas.

O monitoramento das componentes dos balanços de radiação e energia é fundamental para a compreensão das alterações que ocorrem na superfície do nosso planeta, algumas das quais de ordem natural, mas grande parte dessas mudanças são resultantes de ações antrópicas. Atualmente, a detecção dessas alterações que têm ocorrido na superfície terrestre tem sido possível com o auxílio de imagens de satélite.

A superfície determina a quantidade de fluxo de energia disponível para a evaporação da água e para a variação na temperatura da superfície. Deste modo, apresenta-se mais complexo que no topo da atmosfera, tendo em vista que o mesmo considera os fluxos de energia e de umidade por condução e por convecção no movimento dos fluidos, os quais dependem, basicamente, da insolação, das características da superfície, tais como umidade, cobertura vegetal e albedo, e do estado da atmosfera (CORREIA, 2000).

O  $R_n$  à superfície é o resultado do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa, e a radiação proveniente da atmosfera, excetuando a emitida pela superfície da Terra. Na interação da radiação solar que incide sobre uma superfície vegetada, parte dela é refletida de volta para o espaço, outra parte é absorvida pelo dossel, e eventualmente pelo solo, contribuindo para o seu aquecimento, e uma terceira parte é transportada para a atmosfera pelos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem o dossel e a atmosfera.

Autores como Baldocchi & Mayers (1998) e Bisht et al. (2005) afirmam que as trocas de energia na interface vegetação-atmosfera, as quais ocorrem através dos componentes do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível e calor latente à superfície, são essenciais para uma modelagem climática e hidrológica, sendo a magnitude desses fluxos, e suas variações em períodos menores que um dia, muito importantes na calibração de modelos climáticos e hidrológicos. Por sua vez, mostra-se de extrema importância nos estudos de energia regionais que ajudarão na produção e produtividade da vegetação (SOUZA & ESCOBEDO, 1997).

## Radiação de Onda Curta

Segundo Brutsaert (1982), a radiação proveniente do sol tem a maior parte de sua energia contida em comprimentos de onda entre 0,1 e 4  $\mu\text{m}$ , o que corresponde às bandas do ultravioleta, do visível e do infravermelho próximo. Quando atravessa a atmosfera, a mesma é modificada através do espalhamento, absorção, reflexão nos diferentes tipos de moléculas e partículas presentes na atmosfera; portanto, a radiação solar global que alcança a superfície é constituída pela radiação solar difusa e direta (CORREIA, 2000).

Leitão (1994) afirma que a radiação incidente sobre uma comunidade vegetal pode influenciar, cumulativamente, a utilização de água, armazenamento de glicose (fotossíntese), crescimento das plantas e atuar diretamente sobre a temperatura dos elementos do dossel que, por sua vez, governam as taxas dos processos bioquímicos. Tendo em vista que grande parte da radiação contida no sistema Terra-Atmosfera é absorvida pela superfície, não é possível explicar o funcionamento da atmosfera sem entender os mecanismos que realiza a convecção da radiação solar absorvida na superfície em armazenamento de energia, resfriamento associado com a radiação de onda longa e liberação de calor latente e sensível (SANTOS ALVALÁ, 1993; CORREIA, 2000).

Tendo em vista que em várias partes da superfície terrestre ainda é comum à inexistência de observações de radiação solar, muitos modelos têm sido propostos e apresentados a sociedade visando realizar a estimativa da radiação solar global, a radiação solar difusa e a radiação direta (BEYER et al. 1991; BIVONA et al. 1991; MORIARTY, 1991; MCCORMICK & SUEHRCKE 1991; MAJOR 1992;). Deste modo estes modelos consideram diversas variáveis meteorológicas rotineiramente medidas nas estações.

## Radiação de Onda Longa

O saldo de radiação de onda longa é, também, um dos componentes de grande importância no balanço de energia. Contida na faixa de 4 a 100  $\mu\text{m}$ , a radiação de onda longa da atmosfera apresenta-se como o componente do balanço de radiação mais difícil de ser obtida em medições, levando-se em consideração, segundo Correia (2000), que muitos dos instrumentos desenvolvidos para esse propósito emitem radiação em comprimentos de onda e intensidade comparáveis àqueles que devem ser medidos pelo instrumento.

Correia (2000) afirma que “muito esforço têm sido dispendidos para o desenvolvimento de métodos simplificados para o cálculo da radiação atmosférica para condições de céu claro, entre eles estão Brutsaert (1975); Reed & Halpern (1975); Unsworth & Monteith (1985); Aase & Idso (1978); Satterlund (1979); Berdahl & Fromberg (1982); Lind & Katsaros (1982); Kumar (1982); Schmetz et al. (1986); Yang et al. (1987); Heitor et al. (1991), entre outros”.

## Albedo

A razão entre as radiações de ondas curtas refletidas e incidentes é denominada coeficiente de reflexão ou albedo. O coeficiente de reflexão de uma superfície vegetada varia ao longo do período diurno, em função do ângulo de elevação do Sol e ao longo do ciclo de desenvolvimento da planta, em função do grau de cobertura vegetal, tipo e estado de umidade do solo, condições de umidade do ar e da quantidade e tipo de cobertura de nuvens (BLAD & BAKER, 1972; LEITÃO, 1989; AZEVEDO et al., 1990; LEITÃO & OLIVEIRA, 2000). Silva (2002) afirma que, embora os efeitos citados anteriormente apresentem vasta literatura (MONTEITH, 1973; SHUTTLEWORTH & WALLACE, 1985; LEITÃO, 1994), variáveis micrometeorológicas, como vento e orvalho apresentam importância. Minnis et al. (1997) afirmam que as variáveis micrometeorológicas podem causar uma assimetria no albedo diurno tão alta quanto 10%, sendo também detectada em dados oriundo de satélite.

Resultados encontrados por Song (1998) e citado por Correia (2000), onde foi realizado a avaliação do albedo considerando dados de observações no campo e através de simulações, concluiu que a inclinação do dossel é uma possível causa da assimetria devido a influencia de ventos fortes, bem como ressaltou que o orvalho pode aumentar o albedo nas primeiras horas da manhã. Porém

quando avaliado a assimetria no restante do dia provavelmente não contribui tão significativamente, nem explica os valores de albedos mais baixos observados pela manhã.

Leitão & Oliveira (2000) afirmaram que o albedo pode ser influenciado pela irrigação e, como consequência, afetar diretamente o balanço de radiação à superfície e, indiretamente, o balanço de energia, o que pode produzir erros significativos, principalmente nas estimativas da evapotranspiração.

Nas últimas décadas o Sensoriamento Remoto tem assumido grande importância no monitoramento dos recursos naturais terrestres e de diversos fenômenos meteorológicos, oferecendo grande suporte às previsões de tempo e melhor gerenciamento dos recursos hídricos. Em geral, os componentes do balanço de energia são obtidos com equipamentos que fornecem apenas uma leitura pontual do saldo de radiação, e a implantação desses equipamentos em áreas amplas tornaria esse tipo de medição muito oneroso. Através do sensoriamento remoto é possível obter valores de temperatura da superfície, albedo da superfície e saldo de radiação especializados para amplas áreas e para melhor calibrar modelos hidrológicos que venham a melhorar a utilização e gerenciamento dos recursos hídricos.

Segundo Gates (1965, citado por OLIVEIRA & LEITÃO, 2000), os vegetais absorvem cerca de 50% da radiação de ondas curtas incidentes e 97% da radiação de ondas longas proveniente da atmosfera.

O albedo de uma superfície vegetada varia ao longo do período diurno em função do ângulo de elevação do sol. Ao longo do ciclo de desenvolvimento da planta varia em função do grau de cobertura vegetal, tipo e estado de umidade do solo, condições de umidade do ar e quantidade e tipo de cobertura de nuvens (BLAD & BAKER, 1972; LEITÃO, 1989; AZEVEDO et al., 1990). Robinove et al. (1981) afirmaram que uma sequência de imagens do albedo pode ser usada para identificar mudanças na superfície.

Neste sentido, o Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), algoritmo desenvolvido por Bastiaanssen (1995), tem sido amplamente utilizado em diferentes áreas do planeta (BASTIAANSEN, 2000; ALLEN et al., 2003) alcançando resultados importantes no gerenciamento e monitoramento de recursos naturais, com erros inferiores a 4%, e fornecendo estimativas confiáveis do saldo de radiação, balanço de energia e conseqüentemente da evapotranspiração em escala regional.

Segundo Silva et al. (2005a), o saldo de radiação é de fundamental importância nos processos de troca de calor e massa na baixa troposfera, uma vez que se constitui no principal responsável pelo aquecimento do solo, do ar e, principalmente, pela evapotranspiração da vegetação nativa e das culturas. Para a determinação do saldo de radiação, especialmente em escala regional, faz-se necessário o conhecimento do albedo, também muito importante em estudos de mudanças climáticas, desertificações, queimadas e meio ambiente em geral.

## CAPÍTULO 5

# O BIOMA MATA ATLÂNTICA SUA DISTRIBUIÇÃO E ATUAL CONDIÇÃO

Tiago Henrique de Oliveira  
Josiclêda Domiciano Galvínio

A Mata Atlântica é a segunda maior floresta pluvial tropical do continente americano, que originalmente estendia-se de forma contínua ao longo da costa brasileira, penetrando até o leste do Paraguai e nordeste da Argentina em sua porção sul. No passado cobria mais de 1,5 milhões de km<sup>2</sup> – com 92% desta área no Brasil (FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA & INPE, 2001; GALINDO-LEAL & CÂMARA, 2003). A Mata Atlântica brasileira é um dos 34 *hotspots*, compreendendo áreas críticas prioritárias a conservação e preservação mundiais, sendo uma área prioritária para a conservação (CONSERVATION INTERNATIONAL DO BRASIL, 2000).

Extremamente heterogênea em sua composição, a Mata Atlântica estende-se de 4° a 32°S e cobre um amplo rol de zonas climáticas e formações vegetacionais, tropicais a subtropicais. A elevação vai do nível do mar até 2.900 m, com mudanças abruptas no tipo e profundidade dos solos e na temperatura média do ar (MANTOVANI, 2003). Variações longitudinais são igualmente marcantes. Quanto mais interioranas, mais sazonais tornam-se as florestas, com índices de pluviosidade caindo de 4000 mm a 1000 mm em algumas áreas da Serra do Mar (OLIVEIRA-FILHO & FONTES, 2000; MANTOVANI,

2003). Várias formações encontram-se associadas ao bioma, como mangues, restingas, formações campestres de altitude e brejos (florestas úmidas resultantes de precipitação orográfica em meio a formações semi-áridas no nordeste brasileiro) (CÂMARA, 2003).

Um grande número da população brasileira vive nesse *hotspots*. Desenvolvendo muitas atividades econômicas que necessitam desses ecossistemas saudáveis, mediante a exploração de plantas e animais silvestres para alimentação, combustível, vestuário, remédio e abrigo. Infelizmente, a Mata Atlântica é provavelmente o ecossistema mais devastado e mais seriamente ameaçado do planeta. Uma longa história de exploração dos recursos eliminou a maioria dos ecossistemas naturais, restando menos de 8% de sua extensão original de floresta (PINTO & BRITO, 2005). Obviamente, a maior ameaça ao precário e susceptível equilíbrio da biodiversidade é justamente a ação humana e a pressão da sua ocupação e o impacto de suas atividades (FUNDAÇÃO SOS MATA ATLÂNTICA, 2007).

Embora a extensão e atual localização dessas áreas sejam ainda controversa, pelo menos cinco áreas de endemismos podem ser reconhecidas com base na distribuição de vertebrados terrestres e plantas: Brejos Nordestinos, Pernambuco, Bahia Central, Costa da Bahia e Serra do Mar, todas no Brasil (SILVA & CASTELETTI, 2003; SILVA et al., 2004). No Nordeste, a Mata Atlântica tem pequenas ilhas remanescentes, e está reduzida a 0,3% de sua área original, excetuando-se o sul da Bahia, onde possui maiores fragmentos, também fortemente ameaçados.

## Alterações na Cobertura da Terra Decorrentes de Ações Antrópicas

Muitos cientistas vêm estudando as práticas de uso da terra (desmatamento, intensificação das áreas de pastagens e agricultura) como fatores que podem afetar o clima regional, ecossistemas,

e o clima global, devido a mudanças na composição química da atmosfera (STOHLGREN et al., 1998; BOUNOUA et al., 2003). O desflorestamento da floresta tropical é uma ameaça potencial à sustentabilidade ecológica e ao desenvolvimento socioeconômico a longo prazo (MYERS, 1980). As razões para a preocupação com o desflorestamento estão agrupadas em duas grandes categorias: primeiro, a floresta tropical exibe a maior diversidade de espécies da maior comunidade biológica, então sua destruição implicaria numa extinção em massa e um atentado aos recursos genéticos do planeta e a sua própria sustentabilidade, e, segundo, pela provável mudança climática, como o efeito estufa que o desflorestamento poderia estar contribuindo (RUDEL, 1989).

A destruição da floresta tropical resulta de uma complexa combinação de causas sociais, econômicas e biológicas que afetam à flora, fauna e os estilos de vida das populações indígenas (NATIONS, 1988). Para a ocorrência do desflorestamento existe um número significativo de variáveis que influenciam o modelo de uso da terra, principalmente as características da área, como qualidade do solo, tipo de vegetação e os fatores que afetam os custos de transporte, como rodovias pavimentadas, dimensão dos rios e distância dos mercados consumidores (ANDERSON, 2005). A principal exploração da floresta tropical é mais recente, incentivada por vários episódios econômicos e de sobrevivência nos inícios do século XIX e acelerado nas últimas décadas (HOUGHTON, 1994).

As causas do desflorestamento e das mudanças da cobertura da terra são os objetivos de muitas investigações, variando de ciências florestais e ecológicas a estudos econômicos, sociais, e antropológicos (ANDERSON, 2005). Estas mudanças afetam a hidrografia, clima global e os ciclos biogeoquímicos, e elas têm significantes efeitos sobre a biodiversidade e a qualidade de vida humana (MENDOZA & ANDERSON, 2002).

## CAPÍTULO 6

# ANÁLISE POR COMPONENTES PRINCIPAIS E DETECÇÃO DE MUDANÇAS EM REGIÃO SEMIÁRIDA

Josiclêda Domiciano Galvício  
Maria do Socorro Bezerra de Araújo

Existem diversas técnicas de processamento de imagens, entre elas, a Análise por Componentes Principais (ACP), que é uma técnica multivariada com grande utilidade para separar as informações que estão diferenciadas entre bandas na imagem ou numa mesma banda entre imagens. Esta técnica serve para separar as informações semelhantes e diferentes entre duas imagens ou entre bandas de uma mesma imagem. A escolha de como proceder depende do objetivo que se pretende alcançar com o uso da técnica de análise por componente principal. Por exemplo, quando utilizadas entre imagens serve para detecção de mudanças na cobertura da terra de uma determinada área.

O processo de detecção de mudanças no estado de um objeto ou fenômeno se dá através da identificação das diferenças entre dois conjuntos de imagens tomadas da mesma área em diferentes épocas (HAYES & SADER, 1997). Estas mudanças resultam das alterações nos valores de radiância dos pixels nas imagens tomadas em épocas distintas (SILVA, 2004). A partir da utilização desse método, diferentes fenômenos podem ser identificados, como

desmatamentos, modificações do uso da terra (substituição de matas nativas por agricultura), queimadas, variações na geometria de aquisição das imagens, entre outros.

Para Ribeiro (2003), os levantamentos dos recursos naturais têm se constituído em trabalhos de grande importância na orientação direta da utilização de um determinado recurso, pois possibilita subsidiar os estudos direcionados para o mapeamento e gerenciamento ambiental, resgatando e registrando informações relativas ao desenvolvimento regional de forma rápida e precisa através da pesquisa de produtos cartográficos específicos, gerados por ocasião dos levantamentos.

Com o advento do sensoriamento remoto surgiu uma alternativa viável técnica e econômica, para levantamentos e classificação de cobertura vegetal e uso da terra (RIBEIRO et al., 2007). Novas técnicas no tratamento de dados de satélite são necessárias quando se trabalha com alta heterogeneidade como é o caso da caatinga (MALDONADO & CARVALHO, 2003), como exemplo o comportamento espectral dos diferentes alvos terrestres. O comportamento espectral dos solos, principalmente os tropicais, é influenciado pela presença de matéria orgânica, onde a reflectância está inversamente proporcional a quantidade de matéria orgânica. Devido ao fluxo dinâmico do clima em regiões semi-áridas, os teores de matéria orgânica nos solos e sua capacidade de alterar a reflectância não são considerados. Para solos da caatinga, é preponderante considerar a textura. Os materiais do solo sofrem erosão sendo transportados e depositados em outros locais, isto de acordo com Maldonado (1999), está ligado às mudanças na cobertura vegetal. De acordo com Dalmolin et al. (2005), solos de textura arenosa apresentam maior reflectância devido a sua constituição mineralógica (quartzo), e ao fato de apresentarem baixos teores de matéria orgânica, óxidos de ferro e menores teores de água (RIBEIRO et al., 2007).

## Análise de componentes principais - ACP

O objetivo principal da ACP é a obtenção de um pequeno número de combinações lineares (componentes principais) de um conjunto de variáveis, que retenham o máximo possível da informação contida nas variáveis originais. Frequentemente, um pequeno número de componentes pode ser usado, em lugar das variáveis originais, nas análises de regressões, análises de agrupamentos, etc.

Os componentes são extraídos na ordem do mais explicativo para o menos explicativo. Teoricamente, o número de componentes é sempre igual ao número de variáveis. Entretanto, alguns poucos componentes são responsáveis por grande parte da explicação total. Em imagens de sensoriamento remoto, o número de componentes principais varia de acordo com o número de bandas utilizadas na análise.

O processamento da análise de componentes principais se inicia com a composição de uma matriz de variância e covariância ou de uma matriz de correlação.

A ACP é um método para decompor uma matriz de dados  $X$  de posto  $r$  num conjunto de matrizes de posto igual a 1, onde o posto é um número que expressa a dimensão de uma matriz.

Para um melhor entendimento desta decomposição, considere a situação na qual observamos as variáveis  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_p$  em cada uma de  $n$  unidades experimentais (indivíduos, tratamento, genótipos, etc.). Este conjunto de  $n \times p$  medidas dá origem a uma matriz  $X$ , de ordem  $n \times p$  do tipo apresentada no Quadro 1, que pode ser decomposta num certo número de matrizes de posto igual a 1 (uma linha ou uma coluna), do tipo apresentada na Figura 1.

QUADRO 1 – Matriz de dados de n indivíduos e p variáveis.

Indivíduos	Variáveis			
	$X_1$	$X_2, \dots, \dots, \dots$	$X_i, \dots, \dots, \dots$	$X_p$
1	$X_{11}$	$X_{12}$	$X_{1i}$	$X_{1p}$
2	$X_{21}$	$X_{22}$	$X_{2i}$	$X_{2p}$
.				
.				
i	$X_{i1}$	$X_{i2}$	$X_{ii}$	$X_{ip}$
.				
n	$X_{n1}$	$X_{n2}$	$X_{ni}$	$X_{np}$

$$\begin{matrix} m \\ \boxed{X} \\ n \end{matrix} = \begin{matrix} 1 \\ \boxed{t_1} \\ r \end{matrix} \begin{matrix} m \\ \boxed{p'_1} \\ 1 \end{matrix} + \begin{matrix} 1 \\ \boxed{t_2} \\ r \end{matrix} \begin{matrix} m \\ \boxed{p'_2} \\ 1 \end{matrix} + \dots + \begin{matrix} 1 \\ \boxed{t_r} \\ r \end{matrix} \begin{matrix} m \\ \boxed{p'_r} \\ 1 \end{matrix}$$

FIGURA 1 - Representação da matriz de dados X decomposta em produto de matrizes de posto igual a um.

No sensoriamento remoto a matriz X é representada pela imagem de satélite original. Como é sabido, uma imagem de satélite é uma matriz com  $n \times p$  linhas e colunas. As novas matrizes de posto 1, resultantes da decomposição da matriz X, são produtos de vetores chamados escores -  $t_h$  e pesos -  $p_h$ . Estes escores e pesos podem ser calculados par a par por um processo iterativo, como na equação abaixo:

$$X = t_1 p'_1 + t_2 p'_2 + \dots + t_h p'_h \quad (6)$$

Os escores e pesos são representados no plano bidimensional por duas variáveis:  $X_1$  e  $X_2$ , respectivamente (Figura 2AB). A resultante dessas variáveis mostra uma componente principal que é a reta que

aponta para a direção de maior variabilidade das amostras. Os pesos ( $p'h$ ) são os cosenos dos ângulos formados entre a componente principal e cada variável (Figura 2A) e os escores ( $th$ ) são as projeções das amostras na direção da componente principal (Figura 2B).

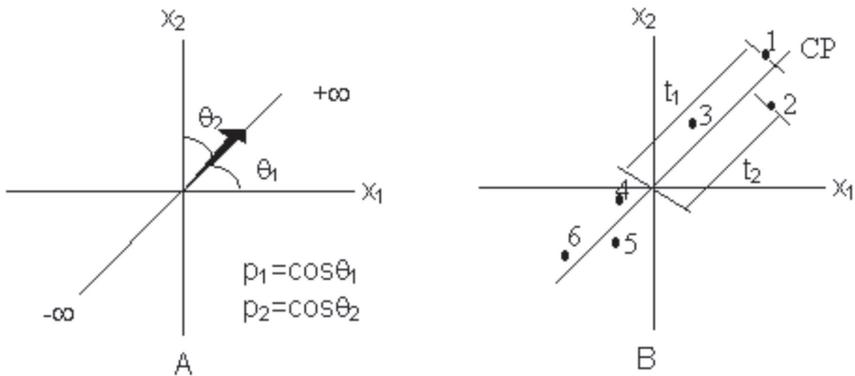


FIGURA 2. Uma componente principal no caso de duas variáveis: (A) pesos representados pelos ângulos do vetor direção ( $\theta_1$  e  $\theta_2$ ); (B) escores representados pelas projeções das amostras (ponto de 1 a 6) na direção da componente principal.

## Vantagens de Utilização da ACP:

### I - Identificar grupos de variáveis inter-correlacionadas

Neste caso, a organização dos dados se dará de acordo com o objetivo que se pretende alcançar. Se o objetivo for avaliar as mudanças que ocorreram numa escala de tempo longa em uma determinada área, os dados devem ser organizados como a tabela do Quadro 1. Se o objetivo for determinar a influência de uma variável sobre a outra, os dados devem ser organizados como a tabela do Quadro 2.

QUADRO 1 – Matriz de entrada.

Indicadores Degradação/ recuperação	Dados(1950)	Dados(2006)
1	-	-
2	-	-
3	-	-
.	-	-
.	-	-
N	-	-

QUADRO 2 - Matriz de entrada.

Indicadores Bacia hidrográficas	Área da bacia	Decl.	Precp.	Vazão	Decl. .Rio Principal	Área Imper- meável	Área florestada	Tipo de solo
1	-	-	-	-	-	-	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	-	-	-	-
.	-	-	-	-	-	-	-	-
.	-	-	-	-	-	-	-	-
N	-	-	-	-	-	-	-	-

## II - Reduzir o número de variáveis a ser estudadas

Suponha que um geógrafo físico esteja interessado no padrão espacial de várias características de solo de uma região. Assim, em vários pontos da região deve ser coletada uma amostra de solo que é levada ao laboratório para análise. Com um grande número de amostras, o processo de análise de várias características do solo poderá durar várias semanas ou meses. Com a utilização da ACP, esse tempo seria drasticamente reduzido. Com essa técnica, inicialmente seriam analisadas todas as características requeridas em apenas uma parte das amostras de solo. Em seguida, seriam feitas correlações entre as características determinadas. No restante das amostras de solo, bastaria determinar algumas das características e aquelas melhor correlacionadas com estas seriam estimadas.

## III - Reescrever uma série de dados de forma alternativa

Em resumo, o objetivo da ACP é o de transformar o sistema de  $P$  eixos originais em um novo sistema que tem duas importantes propriedades: os novos eixos principais são ortogonais (isto é, as projeções das observações iniciais sobre cada um dos novos eixos, chamados de componentes principais, formam variáveis que são estatisticamente independentes) e as componentes principais são arranjadas em descendência de importância, de modo que cada uma das componentes explique a máxima quantidade de variância das observações não explicadas pelas componentes anteriores.

Uma das formas de se obter as componentes principais é utilizando uma matriz de correlação. Neste caso, uma matriz de correlação ( $R$ ) de ordem  $p \times p$  deve ser determinada.

Os autovalores ( $\lambda_i$ ) e os autovetores da matriz R devem ser extraídos para formar uma matriz A.

A multiplicação da matriz X (matriz original que gerou a matriz R) pela matriz A vai gerar a matriz Z de ordem n X p onde estão contidas as componentes principais:

$Z = X \cdot A$  em que Z é uma matriz de ordem n X p, com observações padronizadas.

Os autovalores de R dão as estimativas de variância explicada por cada uma das p componentes principais e a variância do sistema igual a soma dos autovalores. Por exemplo, os  $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots, \lambda_p$ , representam os autovalores da matriz R e equivale ao percentual que cada componente principal explica. Essas percentuais ocorrem em ordem decrescente, ou seja,  $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots > \lambda_p$ .

Para o Landsat TM 5 são estimados no máximo sete componentes principais, que correspondem ao número de bandas da imagem.

Para a detecção de mudanças do uso da terra, utilizando imagens de satélite, devem ser utilizadas imagens de uma mesma banda, em épocas distintas. No caso de imagens de duas datas diferentes, após aplicar ACP tem-se duas componentes principais: a primeira representa o que não mudou ao longo dos anos e terá o maior valor de correlação; a segunda praticamente não existe correlação e representa as mudanças entre as datas.

Se apenas os dois primeiros componentes “explicarem” mais de 80 ou 90% da variabilidade total das variáveis originais isto significa que o fenômeno sob estudo pode ser muito simplificado.

## ESTUDO DE CASO: Indicadores de Degradação e Detecção de Mudanças na Cobertura da Terra em Belém de São Francisco, com Imagens Landsat

O semi-árido brasileiro está submetido à pressão de ocupação humana, que vem se desenvolvendo de forma não sustentável. A análise das mudanças na cobertura vegetal da caatinga pode fornecer a informação sobre a dinâmica da exploração típica da paisagem do trópico semi-árido brasileiro, (MALDONADO, 1999)

Uma das ferramentas mais importantes para o monitoramento das mudanças de cobertura e uso do solo é oriunda das imagens satélites, sendo que “no caso de regiões semi-áridas, as condições climática, edáfica e de degradação da paisagem têm importante influência na resposta espectro-textual da cobertura e uso do solo, quando observados em dados de sensores remotos”. Uma das técnicas mais apuradas refere-se à Análise por Componentes Principais, pois permite avaliar o grau de modificação, provocado pela ação do homem, na paisagem de domínio da Caatinga, (MALDONADO, 2001)

Kazmierczak (1996), ao estudar o semi-árido brasileiro, afirmou que “dentro do domínio de aplicações de dados de sensoriamento remoto, verifica-se uma grande falta de informações sobre a Formação da Caatinga: a extensão e o pouco conhecimento existente bastariam para determinar esta região como um dos mais promissores campos de aplicação das tecnologias de sensoriamento remoto, para prover informações sobre os seus recursos”. O autor demonstra em artigo uma metodologia para detecção de índices normalizados de vegetação da Caatinga, como um fator determinante na detecção de áreas desertificadas.

Sob este aspecto, Accioly (2001) afirma que “um dos indicadores da desertificação é a redução da cobertura de plantas perenes”, aliado à degradação dos solos em áreas com menor cobertura vegetal. Estas

duas condições provocam o aumento do albedo das superfícies sujeitas à degradação.

Da Costa (2001) observou que a dinâmica do uso da terra na Caatinga, ao utilizar de modo não sustentável os recursos madeireiros, vem provocando perda da diversidade florística e contínua degradação do solo, estando intimamente relacionados a presença de processos de desertificação na região de Seridó, no Rio Grande do Norte. O autor, então, propõe um método para o mapeamento da fitomassa da Caatinga, baseando-se no índice de Área de Planta e no Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI).

A definição de indicadores de degradação de terras é considerada uma etapa fundamental para estabelecer um sistema operacional de monitoramento. No desenvolvimento de Técnicas de Sensoriamento Remoto, os esforços são orientados à identificação espectral de indicadores de degradação (MALDONADO & CARVALHO, 2003).

Diante do exposto, este estudo de caso tem como objetivo identificar as mudanças na cobertura da terra no município de Belém de São Francisco-PE, utilizando técnicas de Análises de Componente Principais (ACP) e imagens de satélites do Landsat.

## Caracterização da Região de Estudo

Os tipos de solos predominantes no município de Belém de São Francisco-PE são os luvisolos e os planossolos (Figura 3).

O bioma predominante na região é a caatinga. Segundo o manual técnico de vegetação brasileira do IBGE, 1992, os tipos de vegetação são a savana estépica arborizada (Ta) e a savana estépica parque (Tp) (Figura 4).

A Figura 5 apresenta os tipos de vegetação no âmbito da bacia G14 que cobre grande parte do município de Belém do São Francisco.

Em geral, a vegetação predominante é a Tp e Ta, que apresentam as seguintes características: Ta – com alturas abaixo de 5 m, existindo claros entre eles, Tp – apresenta característica fisionômicas mais típicas, com nanofanerófitos de um mesmo ecótipo bastante espaçados, como se fossem plantados, isto porque apresentam uma pseudo-ordenação de plantas lenhosas raquíticas sobre denso tapete gramíneo-lenhoso de hemicriptófitos e caméfitos. Na depressão interplanetária nordestina (Caatinga do semi-árido). Estão associadas ao “capim-panasco” principalmente nas zonas Paleotropical e Neotropical.

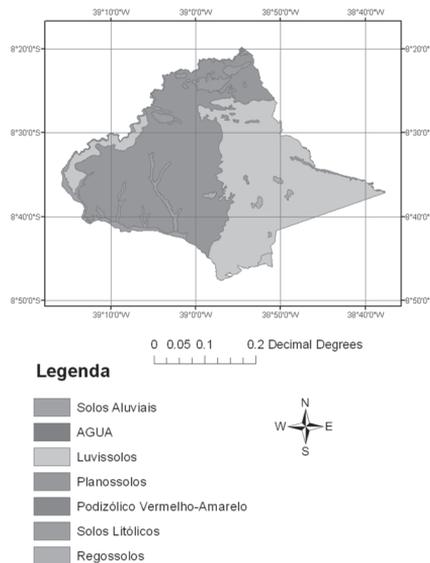


FIGURA 3 – Tipos de solo no município de Belém do São Francisco.

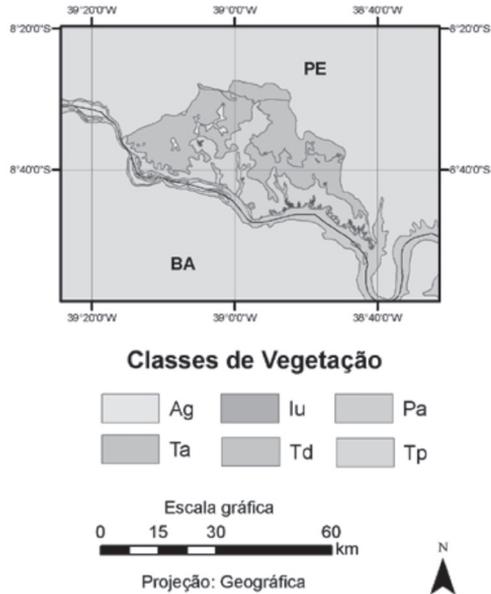


FIGURA 4 – Uso da terra do município de Belém do São Francisco. Ag - agropecuária, Pa - formações com influências fluviais e/ou lacustre, Ta - savana estépica arborizada, Td - savana estépica florestada e Tp - savana estépica parque.

A Figura 5 mostra a variação de precipitação média mensal em Belém do São Francisco-PE. O período chuvoso ocorre entre jan-abr e o seco entre jun-out. O mês mais chuvoso corresponde a março.

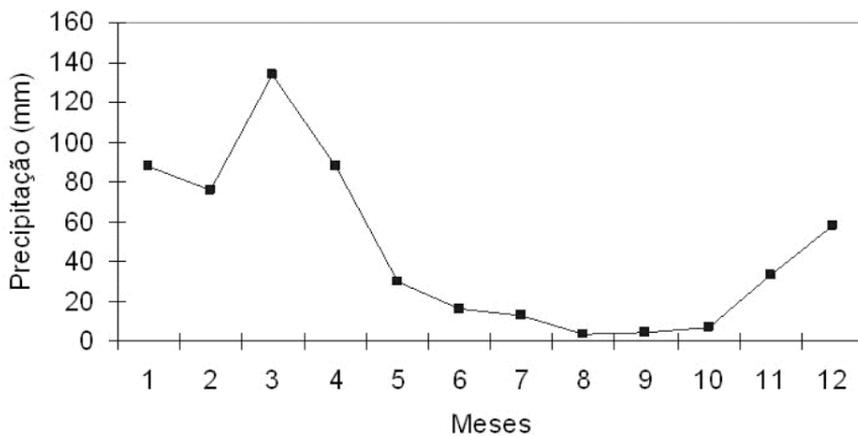


FIGURA 5 – Precipitação média mensal de Belém do São Francisco.

## Dados utilizados

Neste estudo foram utilizados as imagens dos satélites Landsat MSS 2 e do Landsat ETM 7. As datas foram 08/03/1981 e 14/03/2002, Landsat 2 (Figura 6), e Landsat 7 (Figura 7), respectivamente.

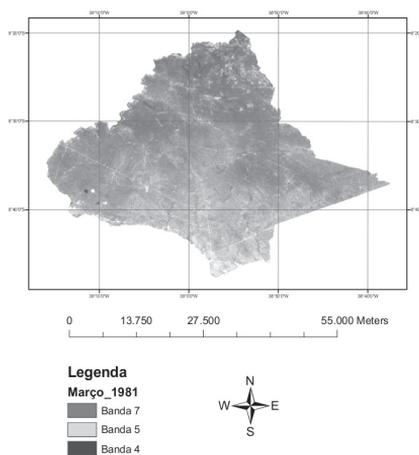


FIGURA 6 - Composição colorida do Landsat 2.

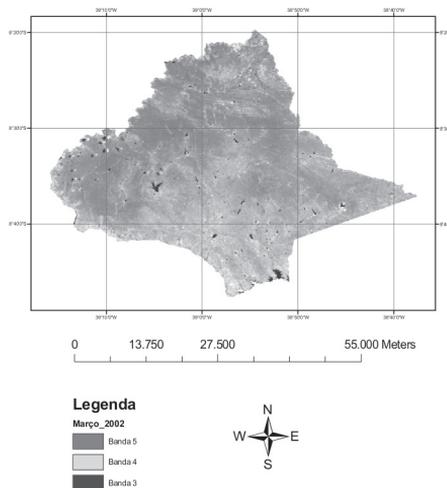


FIGURA 7 – Composição colorida do Landsat 7.

Para obtenção das mudanças ocorridas entre 1981 e 2002, em Belém do São Francisco, foi utilizado o método de Análise de Componente Principal – ACP, apresentado detalhadamente acima. Os procedimentos para aquisição da imagem de detecção foram os mesmo adotados por Maldonado (1999).

## Análise das mudanças na terra

A Figura 8 mostra a imagem de mudança da terra na área de Belém de São Francisco-PE, entre os anos de 1981 a 2002. As áreas em vermelho (áreas em processo de degradação) representam 20 % do município e as em verde (áreas em processo de recuperação) representam 14%. Ao longo de 19 anos Belém do São Francisco perdeu 6% de cobertura vegetal. Ou seja, em torno de 1% ao ano foi degradado e 0,7% foi recuperado. Os alvos da classe que está em vermelho podem ser relacionados com a atividade agrícola. Esses resultados corroboram aos de (MALDONADO & CARVALHO, 2003).

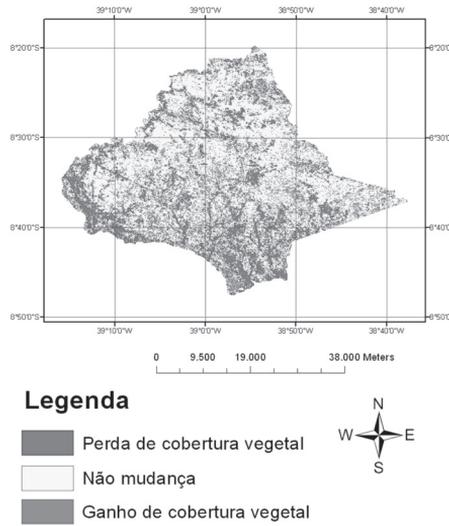


FIGURA 8 - Imagem de mudança da área de Belém de São Francisco-PE.

## CAPÍTULO 7

# CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL DA RESERVA ECOLÓGICA DE PEDRA TALHADA, COM TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Hewerton Alves da Silva  
Josiclêda Domiciano Galvíncio

### A Reserva

Por Lei, as Reservas Biológicas são unidades de conservação de uso indireto cujo manejo não contempla visitas públicas e recreativas, sendo permitido apenas atividades relativas a estudos e obtenção de conhecimento científico sob condições especiais, onde estudantes e pesquisadores deveram estar devidamente credenciados pelo IBAMA na forma normativa com apresentação de requerimento ou projeto da pesquisa pretendida. Devendo obter com antecedência autorização para o exercício dos trabalhos.

A Reserva Biológica de Pedra Talhada é uma unidade de conservação Federal situada na fronteira dos estados de Alagoas e Pernambuco (Figura 1), mas precisamente na Serra dos Guaribas o acesso é feito, a partir de Maceió pela BR-101 passando pelas cidades de Capela, Cajueiro, Viçosa, Paulo Jacinto e Quebrangulo (mapa de localização).

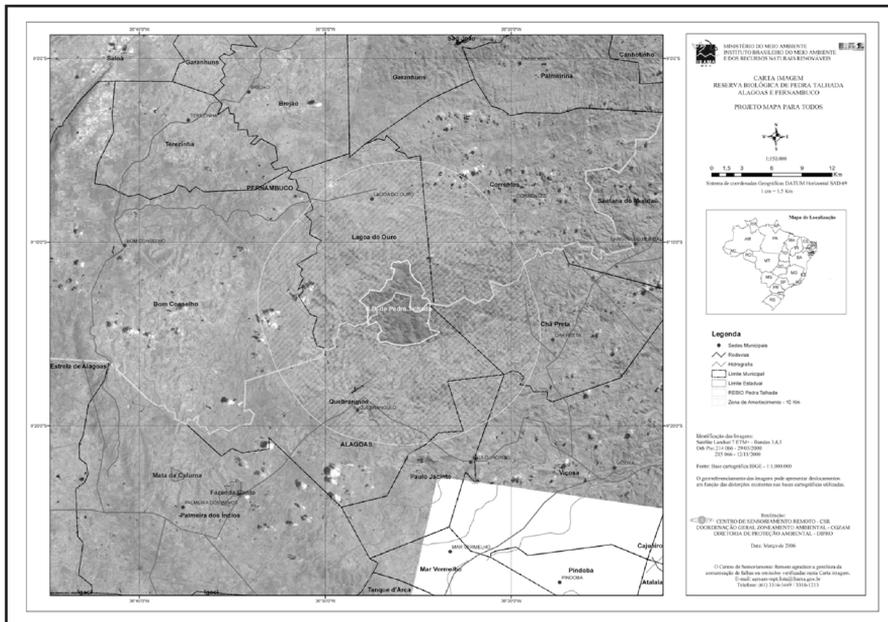


FIGURA 1 - Localização espacial da Estação Ecológica de Pedra Talha.

A reserva é um importante refúgio de diversas espécies endêmicas e em risco de extinção da fauna brasileira, sendo também um dos maiores mananciais de água potável nas regiões Agreste e Sertão dos estados de Alagoas e Pernambuco. A Reserva Biológica de Pedra Talhada foi criada pelo decreto nº 98524 de 13 de Dezembro de 1989, assinado pelo então presidente José Sarney.

## Interações do sistema físico-natural

Implantada sobre uma camada de rochas graníticas pré-cambriana com uma área de 4.469 ha, seu relevo culmina em 882 m ponto mais alto do estado de Alagoas, e com declividade (Figura 2) bastante acentuada por ser uma área bastante movimentada e remobilizada.

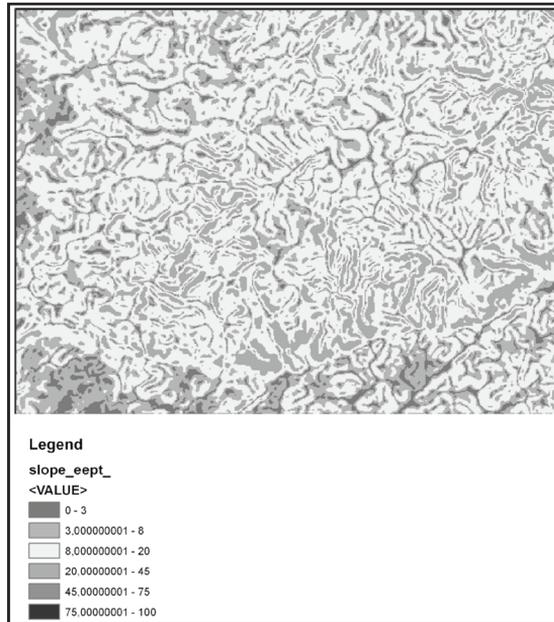


FIGURA 2 - Declividade geral da REBIO de Pedra Talhada.

A geomorfologia da REBIO de Pedra Talhada está associada à presença do plúton Correntes, cujo comportamento diante da história denudacional da região se diferencia das litologias do entorno, formando uma morfoestrutura em maciço residual. Em função de sua altitude e da relação entre o maciço residual e as massas de ar, a atmosfera torna-se mais úmida, favorecendo o aprofundamento de mantos de intemperismo e o desenvolvimento pedogenético. Isto favorece a formação de um modelado em colinas elúvio-coluviais e patamares elevados, constituindo superfícies de cimeira em cotas superiores aos 800 m e aos 850 m. Estas unidades estão cercadas pelos pedimentos ora rochosos ora detriticos que se desenvolvem sobre as litologias do entorno (Complexos Cabrobó e Belém de São Francisco). Mais ao sul, os sistemas deposicionais associados ao domínio fluvial, formando plainos aluviais (Figura 3). Situado entre uma faixa intermediária entre a zona da mata e a região semi-árida, apresenta precipitações pluviométricas bem mais

elevadas que as regiões circundantes o que a torna de importância estratégica, tornando suas drenagens perenes, mesmo durante as mais prolongadas estiagens que frequentemente assolam a região. A temperatura média anual é de 23 a 25° C. Devido a presença da Serra das Guaribas o grau de umidade é mais elevado na área.

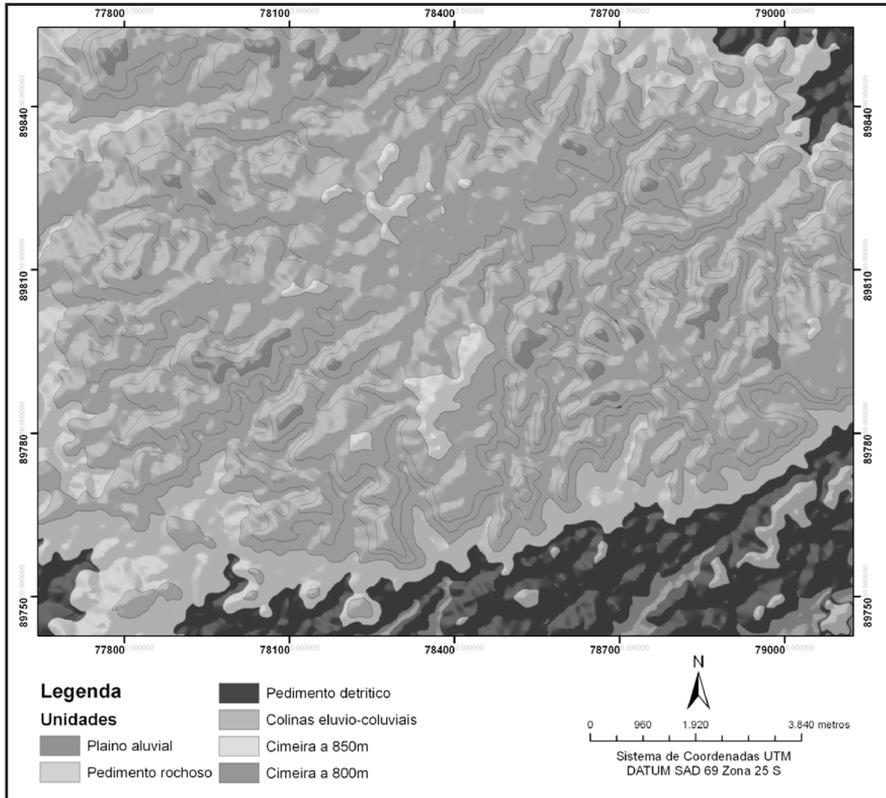


FIGURA 3 - Unidades geomórficas localizadas na REBIO de Pedra Talhada.

Devido às suas características de exceção pode ser encontrados na área solos mais profundos como também em sua circunvizinhança solos típicos de ambientes semi-áridos (Figura 4), logo os solos da reserva, de acordo com o a Embrapa Solos de Pernambuco, para o Zoneamento Agroecológico de Pernambuco - ZAPE tratam-se de, Argissolos Vermelho, Argissolos Vermelho-Amarelo,

Planossolos Háplicos, e Neossolos Litólicos. Os Argissolos são solos constituídos por material mineral, apresentando horizonte B textural imediatamente abaixo do A ou E, com argila de atividade baixa ou com argila de atividade alta (EMBRAPA, 2007). Os Planossolos compreendem solos minerais imperfeitamente ou mal drenados, com horizonte superficial ou subsuperficial eluvial, de textura mais leve que contrasta abruptamente com o horizonte B. Os Neossolos são solos constituídos por material mineral ou por material orgânico pouco espesso, que não apresentam alterações expressivas em relação ao material originário devido à baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos, seja em razão de características inerentes ao próprio material de origem, com maior resistência ao intemperismo ou composição químico-mineralógica, ou por influência dos demais fatores de formação, que podem impedir ou limitar a evolução dos solos, no caso dos Neossolos Litólicos eles não ultrapassam 50 cm de profundidade.

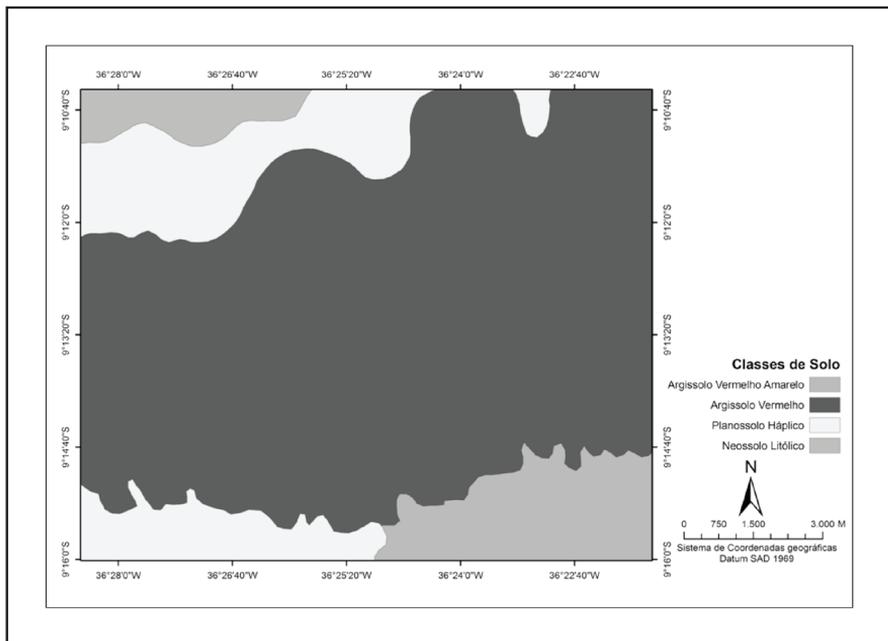


FIGURA 4 - Distribuição dos solos para a REBIO de Pedra Talhada.

## Análise dos índices de vegetação

A Figura 5 mostra o NDVI de 1987 e nota-se que a vegetação de floresta aparece destacada em relação às áreas de solos expostos e de vegetação rala, quando comparando com a imagem na composição colorida falsa cor (Figura 6). Mesmo com a saturação sofrida pelo NDVI e com a interferência do relevo da REBIO na imagem de 1987 (Figura 5), os alvos solo exposto e vegetação podem ser facilmente discriminados. Sendo a cor avermelhado aquela que representa o solo exposto, as cores verdes a vegetação rala ou área de pasto e a cor azul representa a área de floresta.

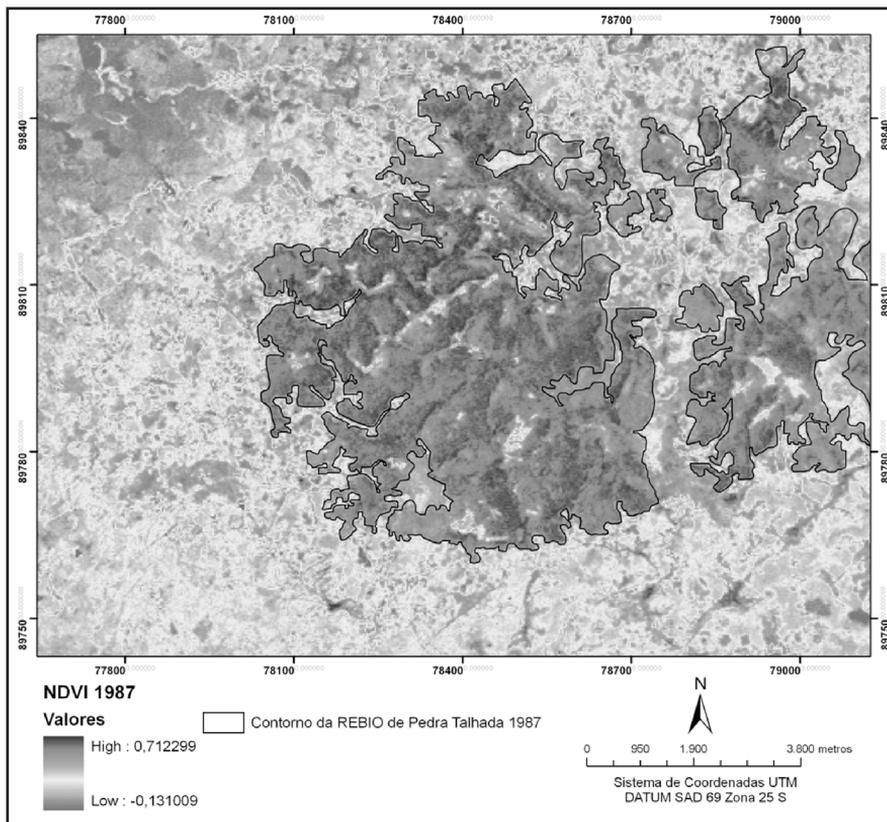


FIGURA 5 - NDVI da REBIO de Pedra Talhada do ano de 1987.

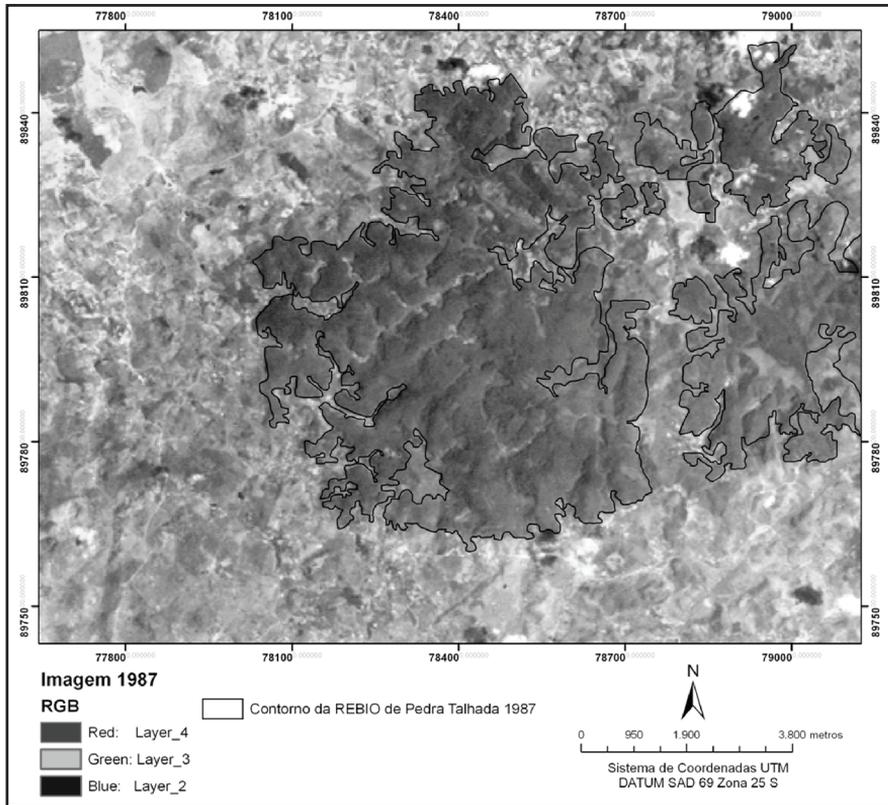


FIGURA 6 - Imagem da REBIO de Pedra Talhada do ano de 1987.

O EVI de 1987 (Figura 7) apresentou uma resposta semelhante àquela obtida pelo NDVI de 1987, onde o estado do solo exposto, a vegetação rala e de floresta semelhantemente ao NDVI ouve uma boa discriminação dos alvos. O EVI sofre menos interferência em relação à umidade, tem por característica a otimização da vegetação de deserto e de floresta (HUETE et al., 2002).

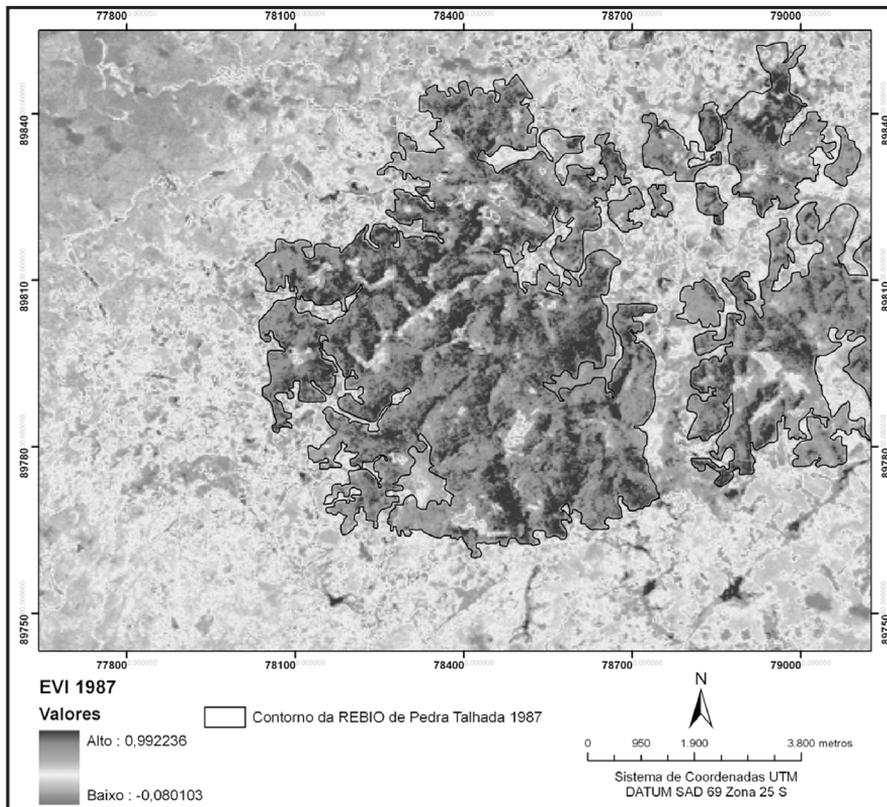


FIGURA 7 - EVI da REBIO de Pedra Talhada do ano de 1987.

A Figura 8 mostra o NDWI estimado para a REBIO de Pedra Talhada, em 1987. Nota-se uma maior discriminação da vegetação floresta em relação à vegetação secundária, por conter um teor de água e umidade maior atenuou a resposta da vegetação de floresta facilitando assim a sua discriminação.

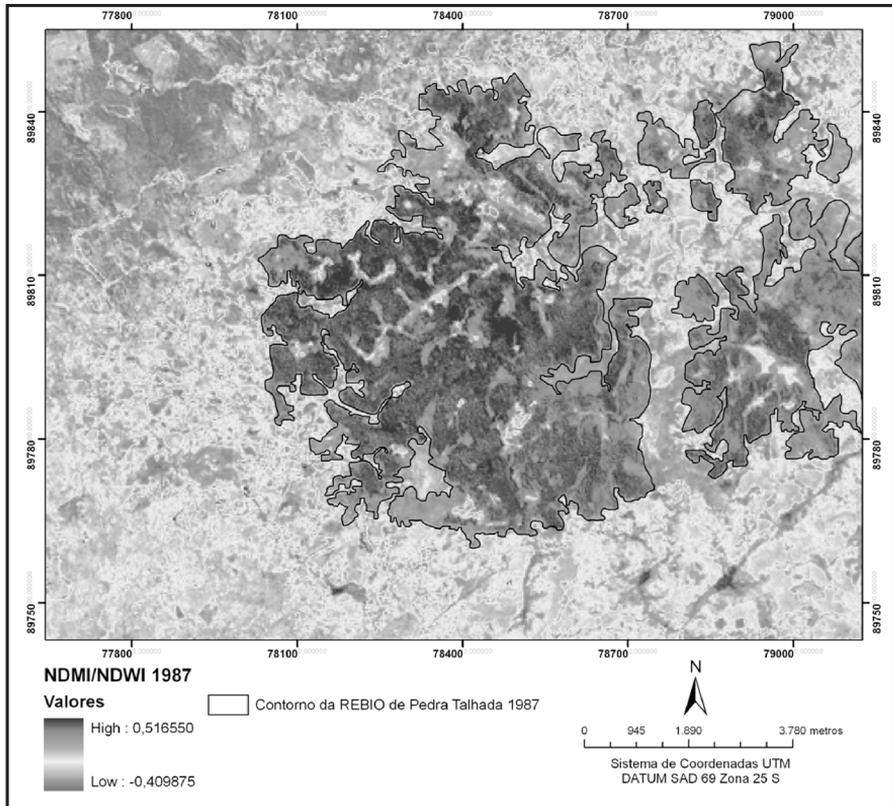


FIGURA 8 - NDWI da REBIO de Pedra Talhada do ano de 1987.

No NDVI de 2007 (Figura 9) não foi possível a mesma qualidade na discriminação dos alvos obtida no NDVI de 1987 (Figura 5). Também foi observado quando comparando as imagens com composição colorida falsa cor (Figuras 6 e 10). Isso pode ter se dado principalmente por causa do aumento da precipitação em relação a 1987 e conseqüentemente o aumento da umidade. Esse aumento de umidade relacionado com o aumento da cobertura vegetal fez com que não fosse possível uma boa discriminação das diferentes coberturas vegetais, os alvos solo exposto em tom avermelhado e a vegetação verde/azulado. No entanto houve um aumento significativo da vegetação rala em relação ao ano de

1987, essa diferença entra a vegetação rala e a de floresta não pode ser facilmente visualizada devido às interferências sofridas pela saturação do NDVI, gerando uma confusão entre a vegetação de floresta e a vegetação secundária.

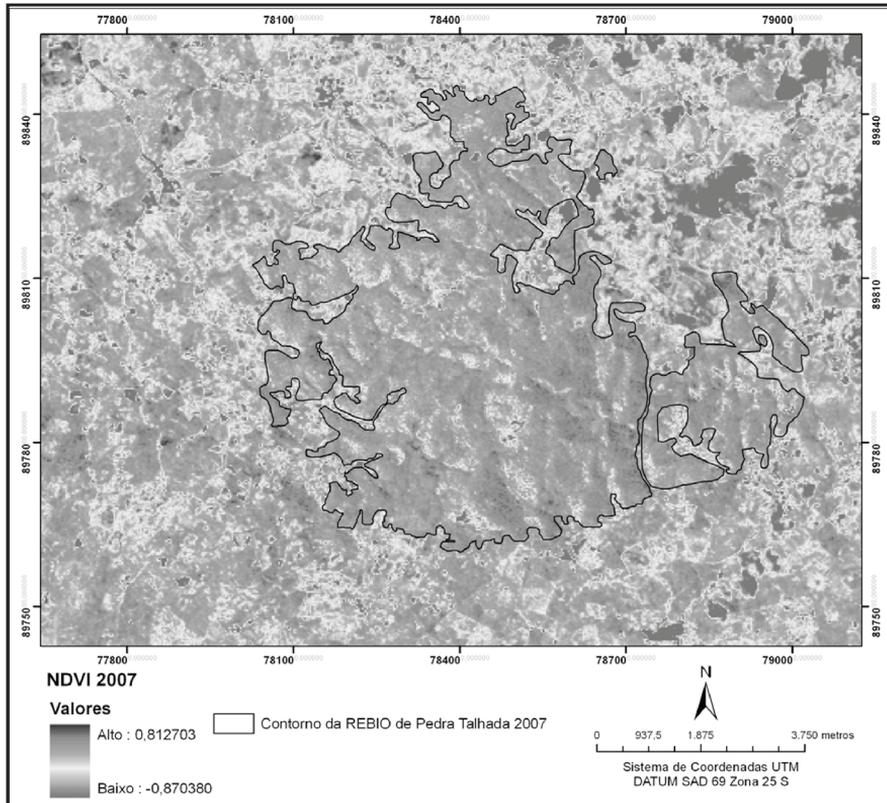


FIGURA 9 - NDVI da REBIO de Pedra Talhada do ano de 2007.

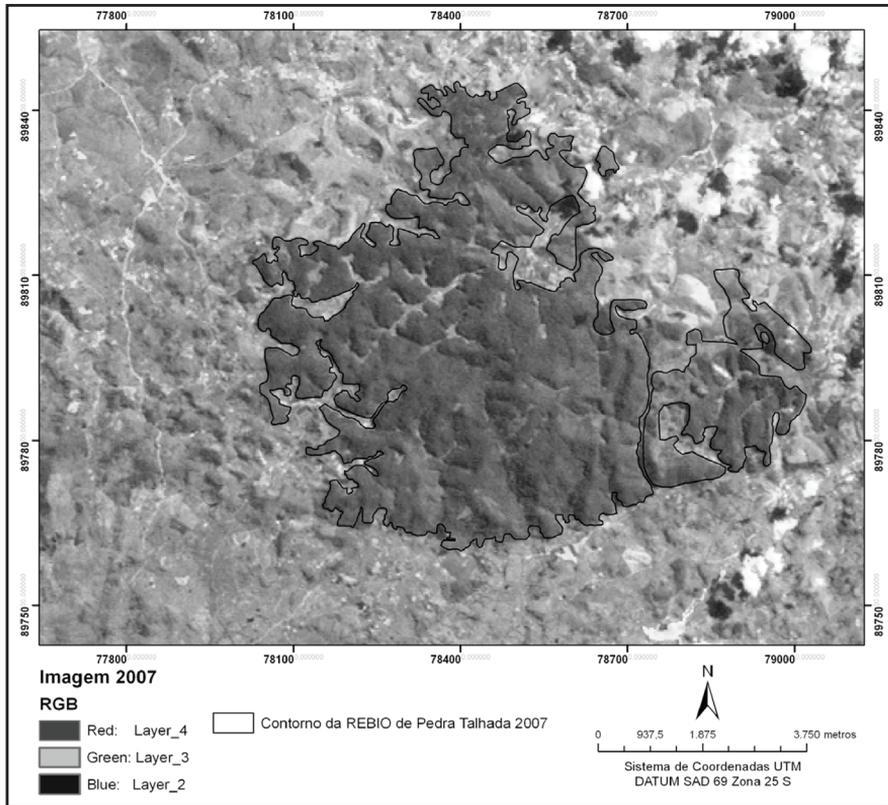


FIGURA 10 - Imagem da REBIO de Pedra Talhada do ano de 2007.

O EVI de 2007 (Figura 11) em relação ao NDVI do mesmo ano obteve um resultado ainda mais confuso, sendo apenas possível a discriminação com a acurácia do solo exposto, ouve uma mistura da cobertura vegetal, não sendo possível a discriminação da vegetação de floresta da vegetação secundária.

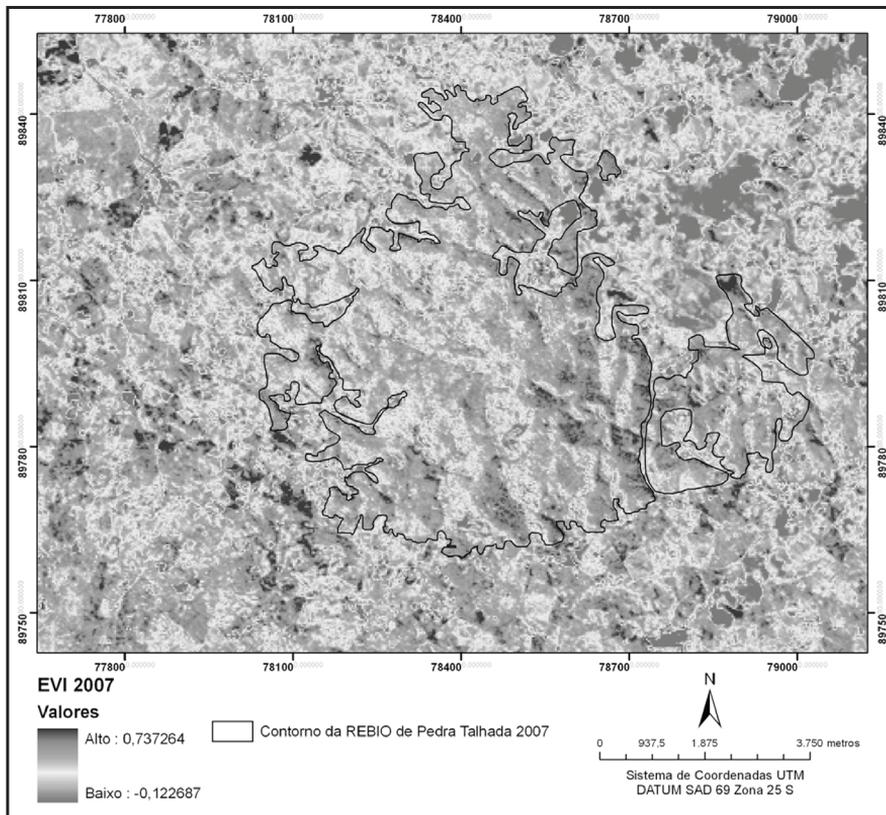


FIGURA 11 - EVI da REBIO de Pedra Talhada do ano de 2007.

O índice de umidade ou de água (Figura 12) foi o que melhor representou a realidade em comparação com os demais índices analisados, ele conseguiu discriminar de forma satisfatória a vegetação de floresta em tons azulados, a vegetação secundária em tons esverdeados e o solo exposto em tons avermelhados. Mesmo diante das características da área em que está inserida a REBIO de Pedra Talhada, onde a grande quantidade de umidade e o relevo que interfere nas respostas dos alvos por causa do sombreamento foi o que melhor discriminou os alvos em relação ao NDVI e EVI do ano de 2007.

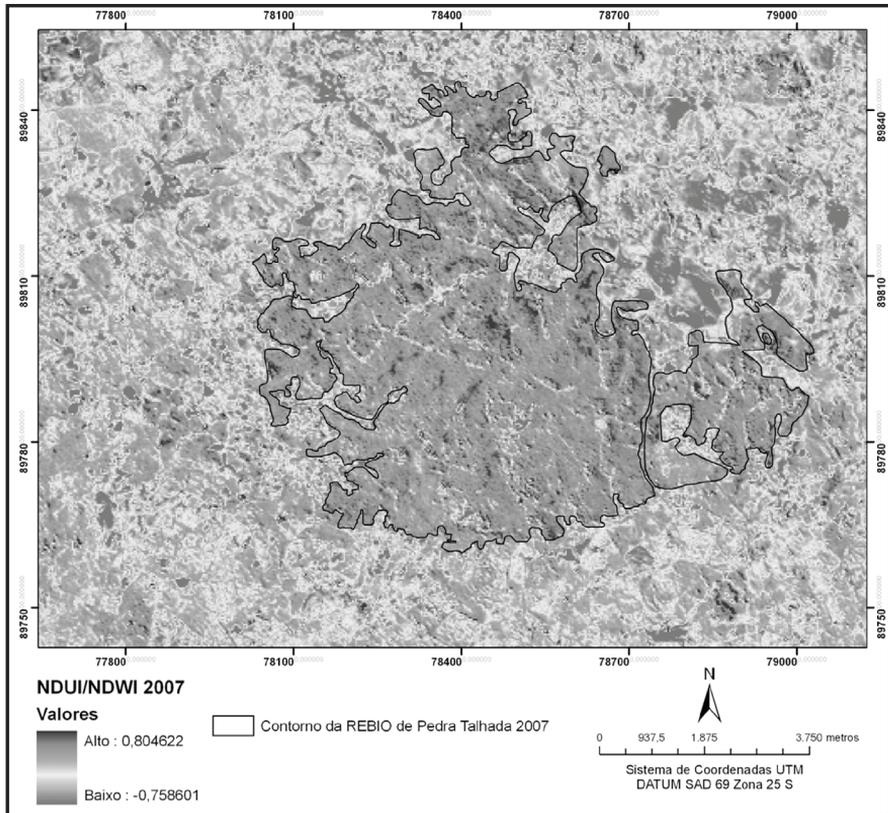


FIGURA 12 - NDWI da REBIO de Pedra Talhada do ano de 2007.

Os índices analisados mostraram comportamentos distintos entre as duas datas analisadas, enquanto que em 1987 a vegetação com maior vigor era a vegetação de floresta e a área de solo exposto era considerável, isso fez com que a resposta fosse bem mas precisa retratando melhor a paisagem, enquanto em 2007 esse mesmo contraste entre a vegetação de floresta, solo exposto e da área de agricultura que cresceu de forma exponencial, esse mesmo contraste não se destacou, não sendo possível distinguir as classes dificultando a análise dos alvos e a sua quantificação; essa interferência não foi

observada no NDWI de 2007, por ser um índice que tem como finalidade captar o teor de água e umidade, na imagem de 2007 ele mostrou uma boa acurácia.

Essa boa qualidade na resposta dos alvos em 1987 está diretamente relacionado a episódios de EL NIÑO, segundo Kousky & Leetmaa (1989). As influências do episódio de 86/87 sobre o NE do Brasil começaram em abril de 87, quando houve uma abrupta diminuição das chuvas no semi-árido, como documentado em Climanálise (1992). Nesse boletim é mencionado que houve chuvas abundantes no NE em março, porém a precipitação em abril e maio ficou abaixo da média, com isso a vegetação rala é quase que inexistente e com a pouca umidade o NDVI e o EVI de 1987 obteve uma boa resposta.

## Detecção de mudança

A imagem de mudança entre os dois períodos utilizando a ACP (Figura 13), revela a dinâmica da vegetação está relacionada à retirada de vegetação primária, demonstrando ser esse um período caracterizado pelo avanço das atividades relacionadas ao uso e ocupação do solo, tanto por atividades agropecuárias quanto as de extração de madeira. A classe 1 caracteriza-se pela permanência da vegetação primária entre os dois períodos analisados, pode ser observado que o ACP teve uma boa representatividade da mudança ocorrida entre os dois períodos; a classe 2 e 3 é a mudança ocorrida entre os anos de 1987 e 2007 essa classe se caracteriza por decréscimo da vegetação pela retirada da vegetação primária; as classes 3 e 5 caracterizam-se pelo ganho ocorrido entre os períodos ocasionando um acréscimo de biomassa. Porém, esse ganho de biomassa está diretamente ligada à agricultura que é feita em torno da REBIO e do pasto para a agropecuária.

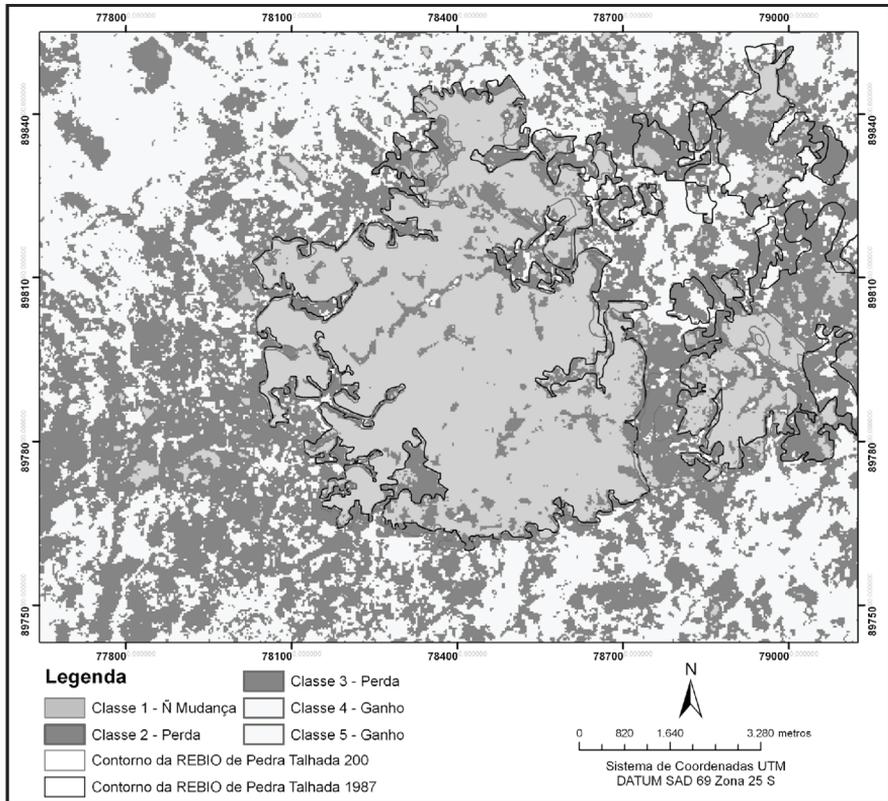


FIGURA 13 - ACP de mudança entre os anos de 1987 e 2007.

Estimando as mudanças no uso da terra, através do método *Change Detection* (Figura 14), foi possível identificar uma maior confusão entre o ganho e perda da vegetação, como podemos ver nos contornos dos dois períodos. Comparando a ACP (Figura 13) e o *Change Detection* Figura 14 sem que tenham sido incrementados os índices a ACP mostrou um melhor resultado sendo possível visualizar as áreas de mudanças, perda e de ganho da vegetação.

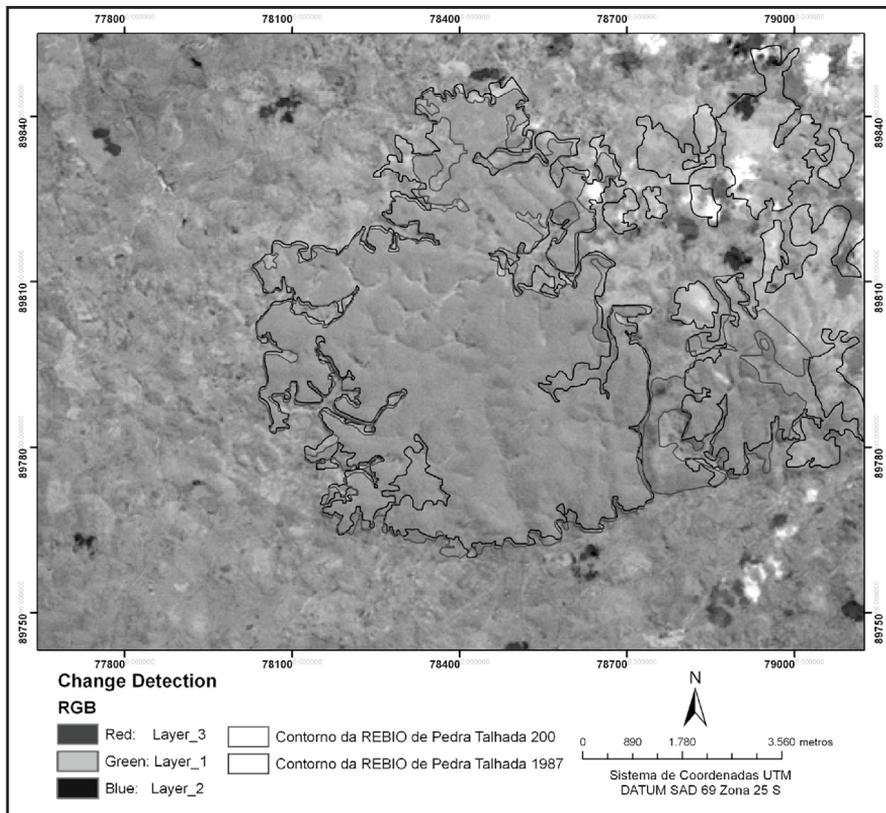


FIGURA 14 - *Change Detection* proposta por Santos (2007) dos anos de 1987 e 2007.

O método de mudança utilizando a *Change Detection* mostrou-se bastante promissor quando utilizado com os índices de vegetação. As áreas onde ocorreram uma perda ou retirada de vegetação têm um destaque e uma precisão maiores quando comparadas com os contornos dos dois anos em relação à ACP, tanto o incremento do NDVI (Figura 15) quanto do EVI (Figura 16) não houve uma mudança significativa, mas, aquela que mostrou um resultado bastante satisfatório foi quando da inserção do NDMI (Figura 17), onde a perda, o ganho e o que permaneceu estão bastante destacados, sendo de fácil visibilidade.

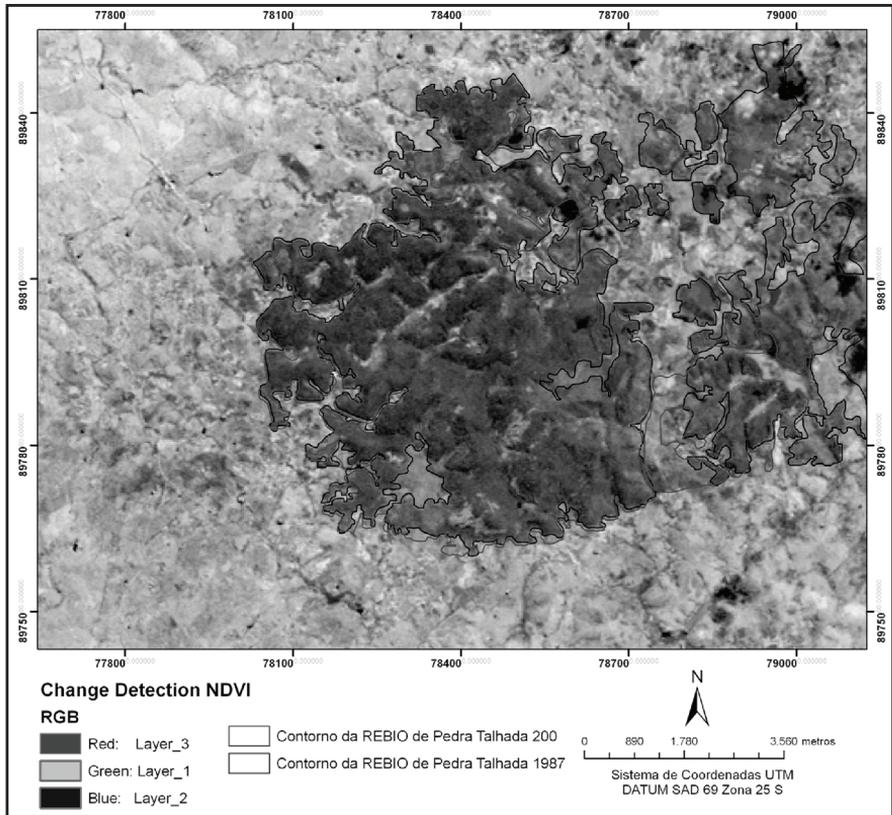


FIGURA 15 - *Change Detection* adaptado com o NDVI dos anos de 1987 e 2007.

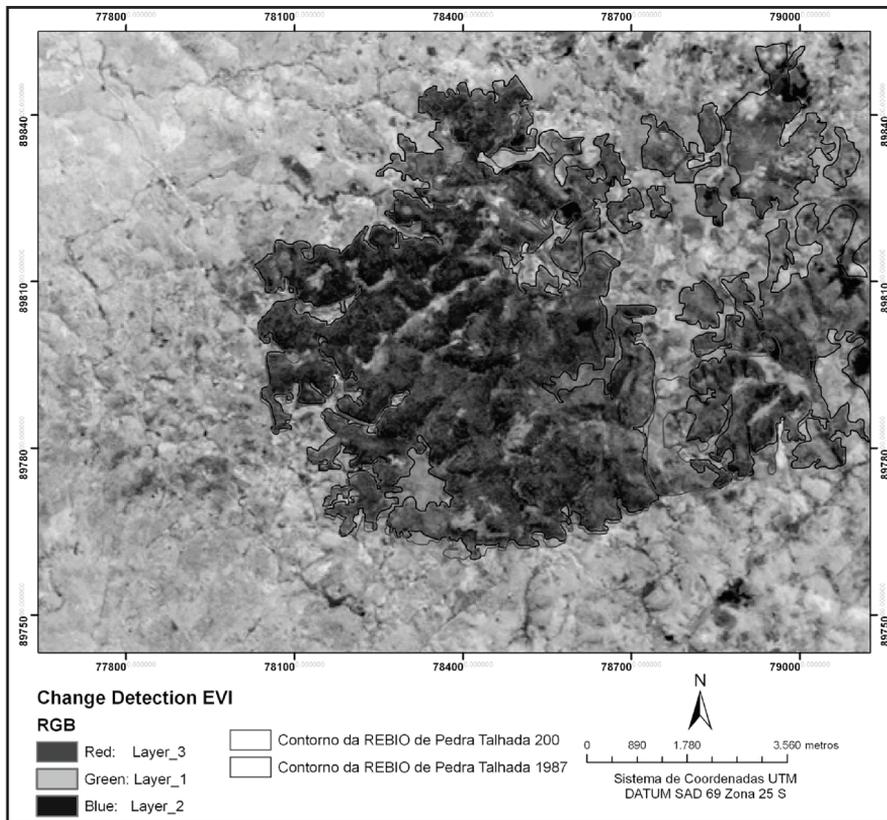


FIGURA 16 - *Change Detection* adaptado com o EVI dos anos de 1987 e 2007.

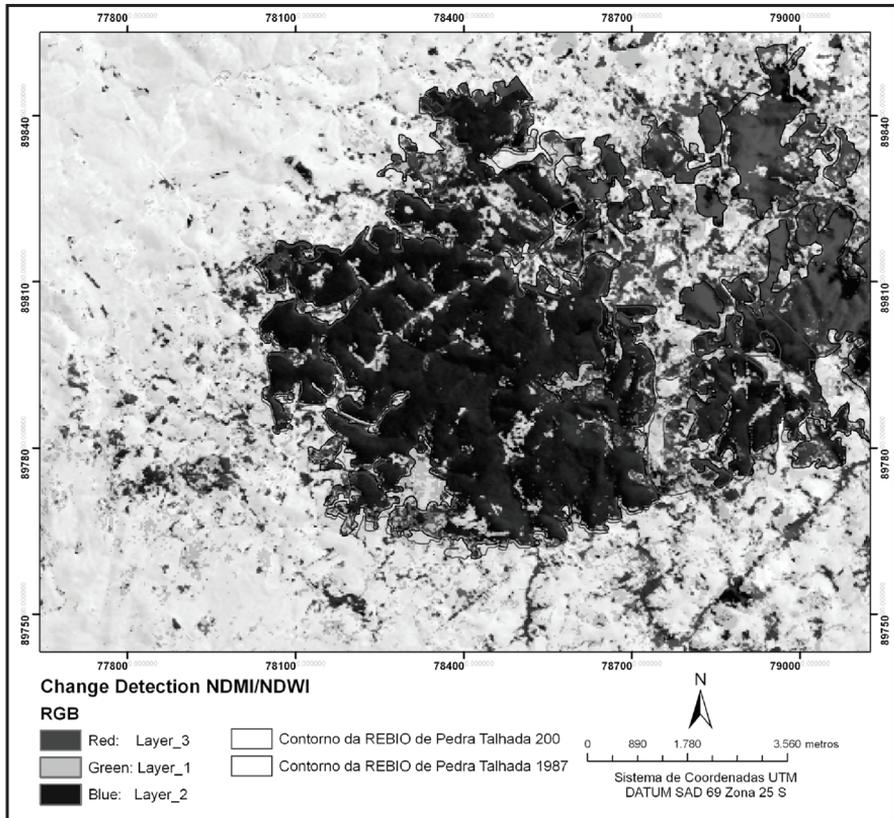


FIGURA 17 - *Change Detection* adaptado com o NDMI/NDWI dos anos de 1987 e 2007.



## CAPÍTULO 8

# CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MOXOTÓ, COM TÉCNICAS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Tiago Henrique de Oliveira  
Josiclêda Domiciano Galvínio

A Bacia Hidrográfica do Rio Moxotó (Figura 1), fisiograficamente, inserida nos limites do semi-árido nordestino, situa-se, quase que totalmente, na porção central do estado de Pernambuco e na parte oeste do estado de Alagoas, perfazendo uma área de, aproximadamente, 9.752,71 km<sup>2</sup> (sendo 8.778,05 km<sup>2</sup> no estado de Pernambuco e 974,66 km<sup>2</sup> no estado de Alagoas). Fazendo parte da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco, no estado de Pernambuco constitui-se na Unidade de Planejamento Hídrico UP8, segundo o Plano de Recursos Hídricos de Pernambuco – PERH-PE (Pernambuco, 1998), estando inserida nas microrregiões do Sertão do Moxotó (predominantemente), do Vale do Ipanema e de Itaparica (PERNAMBUCO, 1999).

Frequentemente, a bacia hidrográfica do rio Moxotó apresenta efeitos danosos decorrentes dos longos períodos de estiagem, o que vem a elevar os valores de albedo da superfície assim como os valores da temperatura observados nas estações meteorológicas nesses períodos.

Segundo a Guerra (2004) o rio Moxotó tem sua nascente localizada próximo à localidade de Passagem da Pedra, no município de Sertânia, próximo à divisa com o estado da Paraíba. Seus principais afluentes pela margem direita são os riachos Caldeirão, Várzea Grande, Custódia, Jaramatáia, Copiti, Poço da Cruz, Alexandre e Caraibeiras, enquanto que pela margem esquerda ocorrem os riachos Feliciano, Mel, Prioré, Gameleira, Manari, Parafuso e o rio Piutã. A bacia hidrográfica do rio Moxotó possui vazão média anual de 5,34 m<sup>3</sup>/s com precipitação média anual de 566 mm, segundo Pernambuco (1998).

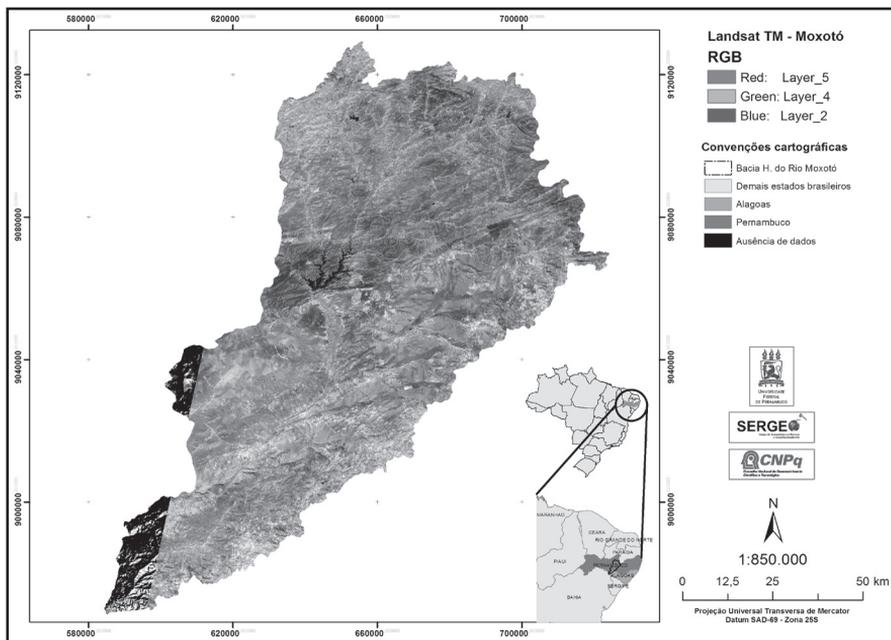


FIGURA 1 - Localização espacial da bacia hidrográfica do rio Moxotó-PE.

Segundo a Secretaria de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente – SECTMA (2009) - a maior parte das demandas hídricas do estado de Pernambuco são para atendimento à irrigação, destacando-se a bacia do rio Pontal, a GI-8 e a do Moxotó, onde a demanda para irrigação representa mais de 90% da demanda total da bacia.

No meio curso do rio Moxotó, foi construída a Barragem Poço da Cruz, obra realizada com objetivo de minimizar os efeitos danosos decorrentes dos longos períodos de estiagem. A bacia hidrográfica do rio Moxotó pode ser dividida em 18 microbacias hidrográficas (Figura 2).

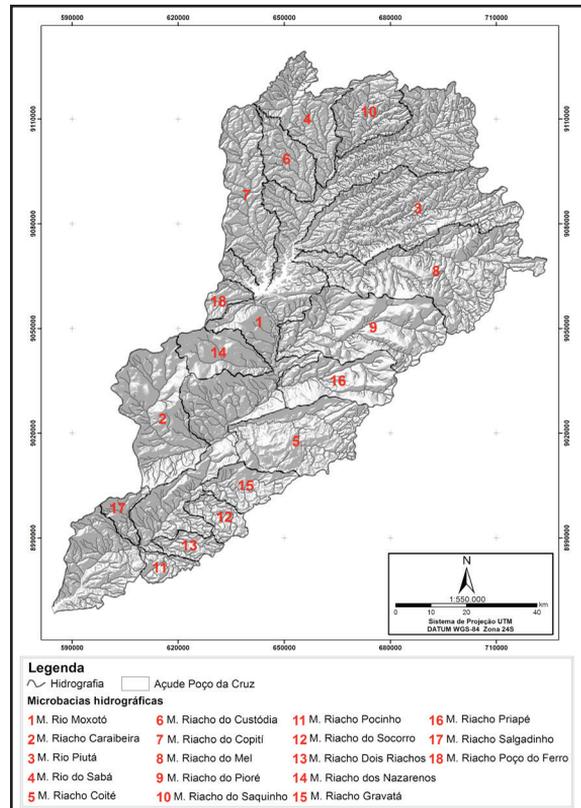


FIGURA 2 - Hidrografia e Microbacias hidrográficas da bacia hidrográfica do rio Moxotó. Adaptado de Guerra (2004).

Na Figura 2 é possível observar uma maior concentração dos rios no alto e baixo rio Moxotó, enquanto que no médio rio Moxotó a drenagem se apresenta menos concentrada devido esta área apresentar as maiores elevações da bacia. Em linhas gerais, a bacia apresenta um padrão de drenagem radial dendrítica secundariamente

modificado para formas paralelas, em função do basculamento de blocos, e ainda retilíneos em áreas de epigênia e forte controle das estruturas lineares. A bacia possui altitude variando entre 200 e 1100 m (Figura 3), o que vem a influenciar no uso e cobertura do solo.

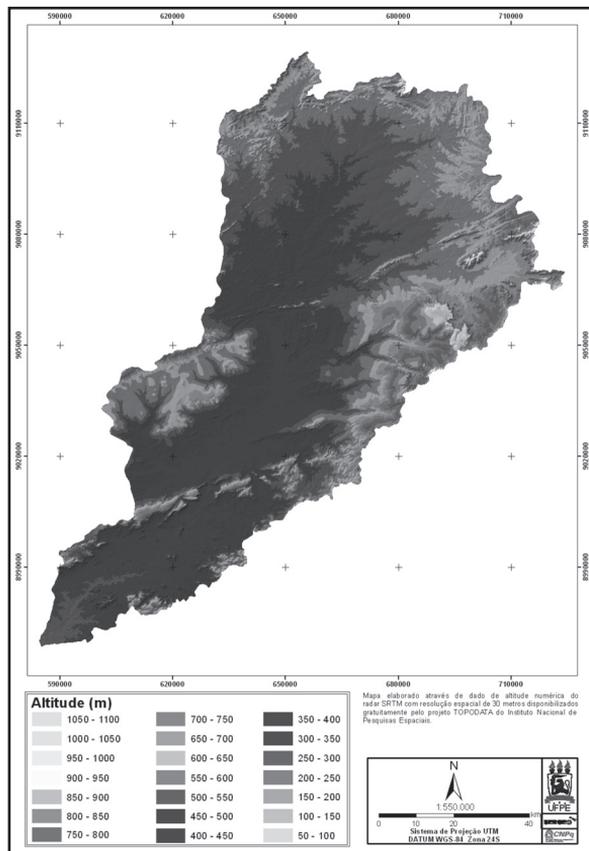


FIGURA 3 - Hipsométrico da bacia hidrográfica do rio Moxotó.

A bacia hidrográfica do rio Moxotó corta terrenos geológicos complexos, tendo suas cabeceiras de drenagem sobre elevações de estruturas cristalinas associadas à encosta ocidental do planalto da Borborema. A partir do médio curso do rio principal surgem cabeceiras de drenagem sobre morfologia tabuliformes e homoclinais associados ao Planalto da Bacia de Jatobá. Neste trecho o rio percorre uma depressão subsequente instalada sobre as estruturas lineares que separam o horst do leste da bacia, do planalto em estrutura homoclinal com caimento para sudeste do setor oeste. Ao entrar no baixo curso, o Moxotó corta epigenicamente um horst estreito de direção E - NE - WSW estruturado nos arenitos da Formação Tacaratú. Esta epigênia talvez marque uma antiga captura do médio curso do rio Moxotó pelo atual baixo curso, cuja característica morfológica mais notável é a estreita garganta sobreposta ao horst mencionando.

No seu trecho final o rio sofre inflexão para sudoeste e forma um plano aluvial que se confunde com as baixas superfícies pedimentadas, esculpidas sobre estrutura cristalina. O plano aluvial alcança largura máxima próxima à foz denotando uma subida substancial do nível de base perceptível até no padrão de colmatação das embocaduras das drenagens menores, adjacentes ao canal principal.

Na Figura 4 é possível analisar o uso e cobertura da bacia hidrográfica do rio Moxotó elaborado pela Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais (GUERRA, 2004).

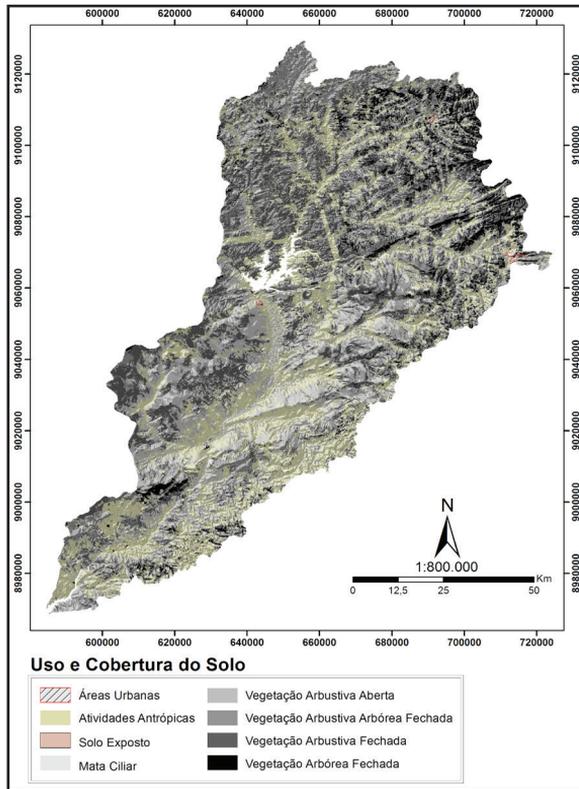


FIGURA 4 - Uso e Cobertura do solo da bacia hidrográfica do rio Moxotó. Adaptado de Guerra (2004).

É possível notar que a topografia exerce grande influência sobre o uso antrópico na bacia, vindo a ser concentrando nas áreas que possuem altitudes que varia entre 200 e 500 m e em áreas mais próximas a rios ou outros corpos hídricos localizados na bacia. Deste modo a vegetação nativa apresenta-se mais preservada nas áreas com as altitudes mais elevadas e nas áreas de morros testemunhos e relevos residuais da Bacia Sedimentar do Jatobá. As atividades antrópicas apresentam-se mais concentrada no médio e baixo rio Moxotó, nas áreas de fundo de vales por apresentar uma maior quantidade de áreas agricultáveis, como por exemplo, a área dos aluviões no médio rio Moxotó.

No final da década de sessenta o Departamento Nacional de Obras Contra as Secas – DNOCS criou por meio de estudos sobre o potencial irrigável de terras no Nordeste, o Perímetro Irrigado na Bacia Hidrográfica do Rio Moxotó. Segundo Montenegro (2009), naquela época, a irrigação era totalmente voltada para o aproveitamento de solos aluvionais, destacando-se os métodos gravitários como os mais utilizados. Deste modo não havia preocupação com a baixa eficiência de distribuição de água caracterizado pela utilização daqueles métodos. “O Perímetro Irrigado do Moxotó passou a ocupar áreas dos municípios de Ibimirim e Inajá, abrangendo uma área total de 12.395,96 ha, abastecido de água pelo Açude Público Federal Engo Francisco Sabóya (antigo Poço da Cruz) e se estende por cerca de 40 km de um e de outro lado do Rio Moxotó” segundo afirma Montenegro (2009).

No início dos anos setenta e ao final desta década teve início a implantação do projeto onde nos anos oitenta foi obtida a otimização da operação, vindo a superar os 4.400 ha irrigados operados por pequenos irrigantes. Montenegro (2009) afirma que “O Perímetro Irrigado Moxotó ocupou um papel de destaque na economia da bacia do rio Moxotó, tendo seu auge nos anos de 1980 a 1983, trazendo benefícios significativos às populações dos municípios de Ibimirim e Inajá, os mais dinâmicos pólos socioeconômicos ligados ao projeto”.

Em 1991 o perímetro iniciou um processo de racionamento onde em 1993 o volume d’água acumulado no açude Engenheiro Francisco Sabóya, maior reservatório do Estado com capacidade de armazenar 504 milhões de m<sup>3</sup>, atingiu níveis críticos (74 milhões de m<sup>3</sup>). Deste modo os irrigantes sofreram com restrições maiores com relação ao fornecimento de água e redução de áreas. Deste modo em 1996 ocorreu à paralisação total do projeto, provocando impactos negativos à economia regional e local (MONTENEGRO, 2009). A paralisação da irrigação durou até 2004, ano em que, com as precipitações acima da média nos meses de janeiro e fevereiro, o

açude voltou a ficar com sua capacidade máxima de água suprida, atingindo o volume de 504 milhões de metros cúbicos, possibilitando assim o reinício das atividades produtivas (MONTENEGRO, 2009).

## Dados Radiométricos

As imagens utilizadas para o desenvolvimento deste capítulo foram do sensor *Thematic Mapper* (TM) a bordo do satélite Landsat-5 e do sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) do satélite Landsat-7, obtidas junto à Divisão de Geração de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Tendo em vista que a bacia hidrográfica do rio Moxotó encontra-se inserida nas imagens de ponto e órbita 215/66 (com aproximadamente 93% da bacia) e 214/66 (com aproximadamente 7% da bacia), neste estudo foram utilizadas apenas imagens da órbita e ponto 215/66 com datas de passagem em 09 de maio de 1987 (TM), 20 de abril de 1992 (TM), 15 de maio de 2001 (TM), 11 de abril de 2003 (ETM+) e 02 de maio de 2008 (TM).

Isto se deve ao fato que não foi possível obter imagens das duas órbitas com diferença de imageamento inferior a 90 dias, o que viria a apresentar grandes modificações nos produtos a ser obtidos. Os sensores TM e ETM+ possuem resolução espacial de 30m, com exceção da banda 6 (infravermelho termal) com resolução de 120m no Landsat-5 e 60m no Landsat-7. Devido à diferença na resolução espacial da banda 6 nos dois sensores utilizados foi necessária a realização de uma reamostragem na banda 6 do sensor ETM+. Deste modo banda do infravermelho termal apresentaram resolução espacial de 120 m em ambos os sensores.

## Processamento de Imagem e Montagem do Layout

Inicialmente foi realizado o registro de todas as imagens utilizadas a partir de pontos coletados em campo realizado na bacia. Para o processamento das imagens do satélite Landsat-5 em relação ao SEBAL foram criados modelos através da ferramenta *Model Maker* do software *ERDAS Imagine 9.3*. A montagem final dos mapas foi realizado através do programa *ArcGIS 9.3*. Ambos possuem licença do Departamento de Ciências Geográficas da Universidade Federal de Pernambuco.

## Algoritmo SEBAL

O algoritmo utilizado para obtenção do Saldo de Radiação foi o *Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)* desenvolvido por Bastiaanssen (1995), cujas etapas são mostradas no fluxograma da Figura 5.

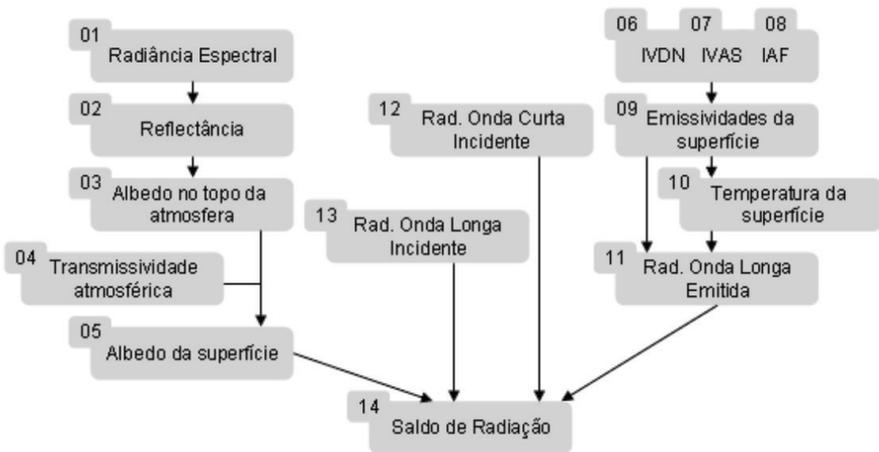


FIGURA 5 - Fluxograma de etapas para obtenção do Saldo de Radiação.

## Calibração Radiométrica

A calibração radiométrica (Eq. 1) é dada pela intensidade do fluxo radiante por unidade de ângulo sólido e seu conceito pode ser comparado ao conceito de brilho, ou seja, um objeto é considerado mais brilhante quanto maior for sua “radiância medida”. Essas radiâncias representam a energia solar refletida por cada pixel, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite nas bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7. O conjunto da radiância, ou calibração radiométrica, é obtido pela equação proposta por Markham & Baker (1987):

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

Em que  $a$  e  $b$  são as radiâncias espectrais mínima e máxima ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ ),  $ND$  é a intensidade do pixel (numero inteiro compreendido entre 0 e 255) e  $i$  corresponde as bandas (1, 2, ... e 7) do satélite Landsat 5 e 7. Os coeficientes de calibração utilizados para as imagens TM são os propostos por Chander & Markham (2003), apresentados na Tabela 1.

TABELA 1 - Descrição das bandas do Mapeador Temático (TM) do satélite Landsat 5 com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima – a e máxima – b) e irradiancias espectrais no topo da atmosfera (TOA).

Bandas	Comprimento de Onda	Coeficiente de Calibração ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ )				Irradiação Espectral no Topo da Atmosfera ( $Wm^2\mu m^{-1}$ )
		De 01/03/1984 até 04/05/2003		Após 05/05/2003		
		a	b	a	b	
Banda 1 (azul)	0,45 - 0,52	-1,52	152,10	-1,52	193,00	1967
Banda 2 (verde)	0,52 - 0,60	-2,84	296,81	-2,84	264,00	1826
Banda 3 (vermelho)	0,63 - 0,69	-1,17	204,30	-1,17	264,00	1554
Banda 4 (IV - próximo)	0,76 - 0,79	-1,51	206,20	-1,51	221,00	1036
Banda 5 (IV - médio)	1,55 - 1,75	-0,37	27,19	-0,37	30,20	215,0
Banda 6 (IV - termal)	10,4 - 12,5	1,2378	15,303	1,2378	15,303	-
Banda 7 (IV - médio)	2,08 - 2,35	-0,15	14,38	-0,15	16,50	80,67

Para as imagens do sensor ETM+ foram utilizados os coeficientes de calibração proposto pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) apresentados na Tabela 2.

TABELA 2 - Descrição das bandas do satélite Landsat 7 com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima - a e máxima - b) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA).

Bandas	Comprimento de Onda	Coeficiente de Calibração ( $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$ )				Irradiação Espectral no Topo da Atmosfera ( $Wm^2\mu m^{-1}$ )
		Após 01/07/2000				
		Baixo Ganho		Alto Ganho		
		a	b	a	b	
Banda 1 (azul)	0,45 - 0,52	-6,20	293,7	-6,20	191,6	1969
Banda 2 (verde)	0,52 - 0,60	-6,40	300,9	-6,40	196,5	1840
Banda 3 (vermelho)	0,63 - 0,69	-5,00	234,4	-5,00	152,9	1551
Banda 4 (IV - próximo)	0,76 - 0,79	-5,10	241,1	-5,10	157,4	1044
Banda 5 (IV - médio)	1,55 - 1,75	-1,00	47,57	-1,00	31,06	225,7
Banda 6 (IV - terminal)	10,4 - 12,5	0	17,04	0	17,04	-
Banda 7 (IV - médio)	2,08 - 2,35	-0,35	16,54	-0,35	10,80	82,07
Banda 8 (Pan)	0,52 - 0,90	-4,70	243,1	-4,70	158,3	-

## Reflectância

A reflectância (Eq. 2) de cada banda ( $\rho_{\lambda_i}$ ) é definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletido pela superfície e o fluxo de radiação solar global incidente, que é obtida com através da equação (ALLEN et al., 2002):

$$r_{\lambda_i} = \frac{\rho \cdot L_{\lambda_i}}{K_{\lambda_i} \cdot \cos Z \cdot d_r} \quad (2)$$

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 ( $Wm^{-2}\mu m^{-1}$ , Tabela 1),  $Z$  é o ângulo zenital solar e  $d_r$  é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol ( $r_0$ ) e a distância Terra-Sol ( $r$ ) em dado dia do ano (DSA).

## Albedo Planetário ( $\alpha_{toa}$ )

O albedo não corrigido (Eq. 3) é obtido através da combinação linear das reflectâncias monocromáticas, qual seja:

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7 \quad (3)$$

Em que  $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$  e  $\rho_7$  são os albedos planetários das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

## Transmissividade atmosférica

Em condições de céu claro, pode ser obtida como em Allen *et al.* (2002):

$$\tau_{SW} = 0,75 + 2.10^{0.5} z \quad (4)$$

Em que  $Z$  corresponde a altitude média da área ou a altitude de cada pixel (m). Como a área apresenta uma grande variação de altitude foi necessário recorrer à utilização de um Modelo Digital de Elevação (MDT) elaborado através de dado de radar SRTM.

## Albedo da Superfície ( $\alpha$ )

O albedo à superfície é o albedo corrigido dos efeitos atmosféricos:

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

Em que  $\alpha_p$  é a radiação solar refletida pela atmosfera, variando entre 0,025 e 0,04. Bastiaanssen (2000) afirma que o valor mais recomendado para o SEBAL seja o de 0,03, e  $\tau_{SW}$  é a transmissividade atmosférica, obtida para condições de céu claro em função da altitude de cada pixel, por equação proposta por Allen *et al.* (2002).

Os índices de vegetação necessários para o cômputo do balanço de radiação e de energia suas formulas podem ser vistas no capítulo 2 deste livro.

## Emissividades

Para a obtenção da temperatura da superfície é utilizada a equação de Planck invertida, válida para um corpo negro. Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, é necessário introduzir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal  $\varepsilon_{NB}$ , qual seja: 10,4 – 12,5  $\mu\text{m}$ . Por sua vez, quando do cômputo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, deve ser considerada a emissividade no domínio da banda larga  $\varepsilon_0$  (5 – 100  $\mu\text{m}$ ). Segundo Allen *et al.* (2002), as emissividades (Eq. 6) e (Eq. 7) podem ser obtidas, para NDVI > 0 e IAF < 3, segundo:

$$\varepsilon_{NB} = 0,97 + 0,003311AF \quad (6)$$

$$\varepsilon_0 = 0,95 + 0,011AF \quad (7)$$

Para pixels com  $IAF \geq 3$ ,  $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0,98$ . Para corpos de água ( $IVDN < 0$ ), no caso do lago de Sobradinho e do leito do Rio São Francisco, Silva & Cândido (2004) utilizaram os valores de  $\varepsilon_{NB} = 0,99$  e  $\varepsilon_0 = 0,985$ , conforme Allen et al. (2002).

## Temperatura da Superfície

Para a obtenção da temperatura da superfície ( $T_s$ ) são utilizados a radiância espectral da banda termal  $L_{\lambda,6}$  e a emissividade  $\varepsilon_{NB}$  obtida na etapa anterior. Dessa forma, obtém-se a temperatura da superfície (K) (Eq. 8) pela seguinte expressão:

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad (K) \quad (8)$$

onde  $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$  e  $K_2 = 1260,56 \text{ K}$  são constantes de calibração da banda termal do Landsat 5 -T (ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005a).

## Radiação de Onda Longa Emitida

A radiação de onda longa emitida pela superfície  $R_{Ll}$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) (Eq. 9) é em função da temperatura e da emissividade atmosférica obtida através da equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{Ll} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 (\text{W.m}^{-2}) \quad (9)$$

onde  $\varepsilon_0$  é a emissividade de cada pixel,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ) e  $T_s$  é a temperatura da superfície (K).

## Radiação de Onda Curta Incidente

A radiação de onda curta incidente  $R_{Si}$  ( $Wm^{-2}$ ) (Eq. 10) é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, a qual, para condição de céu claro, é dada pela seguinte expressão (ALLEN et al., 2002):

$$R_{Si} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{SW} \quad (W.m^{-2}) \quad (10)$$

onde  $S$  é a constante solar ( $1367 Wm^{-2}$ ),  $Z$  é ângulo zenital solar,  $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e  $\tau_{SW}$  é a transmissividade atmosférica.  $R_{Si}$  pode ser considerado constante em toda a área de estudo, quando a mesma é de pequena dimensão.

## Radiação de Onda Longa Incidente

A radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície  $R_{Li}$  ( $Wm^{-2}$ ) (Eq. 11), pode ser computada pela equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{Li} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (W.m^{-2}) \quad (11)$$

onde  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman,  $T_a$  é a temperatura do ar (K) e  $\varepsilon_a$  (Eq. 12) é a emissividade atmosférica obtida pela equação (ALLEN et al., 2002):

$$\varepsilon_a = 0,85 \cdot (-1n\tau_{SW})^{0,09} \quad (12)$$

## Saldo de Radiação

O saldo de radiação à superfície  $R_n$  ( $Wm^{-2}$ ) é computado utilizando-se a seguinte equação (Eq. 13) do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_{Si} - \alpha R_{Si} + R_{Li} - R_{Ll} - (1 - \varepsilon_0) R_{Li} \quad (13)$$

onde  $R_{Si}$  é a radiação de onda curta incidente,  $\alpha$  é o albedo corrigido de cada pixel,  $R_{Li}$  é a radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção de cada pixel,  $R_{Lo}$  é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e  $\epsilon_0$  é a emissividade de cada pixel.

## Análise Ambiental da Bacia Hidrográfica do Rio Moxotó

### IVAS

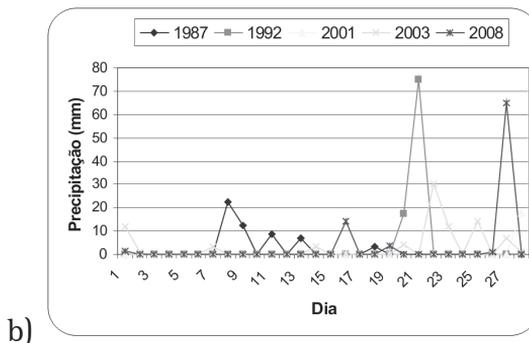
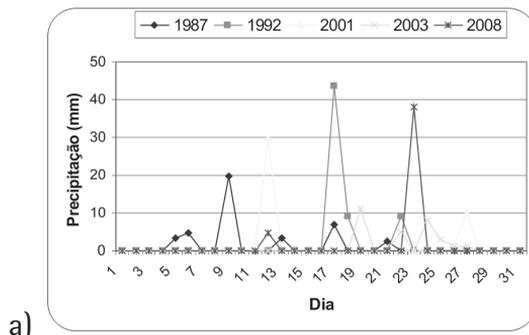
Para o IVAS foram definidas cinco classes principais. Tendo em vista que os corpos hídricos são caracterizados por apresentarem valores negativos os mesmos foram ignorados a fim de não influenciar nos valores estatísticos e nos histogramas que viriam a ser obtidos. Na Tabela 3 é possível verificar os valores estatísticos do IVAS (valor mínimo, valor máximo, média, desvio padrão e coeficiente de variação) das imagens processadas.

TABELA 3 - Valores estatísticos do IVAS para os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

IVAS	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Coeficiente de Variação (%)
09-05-1987	0,0002	0,704	0,369	0,0806	21,84
20-04-1992	0,0005	0,794	0,401	0,0736	18,35
15-05-2001	0,0003	0,641	0,257	0,0587	22,84
11-04-2003	0,0020	0,710	0,382	0,0984	25,75
02-05-2008	0,0002	0,707	0,416	0,0864	20,72

Para as imagens do mês de abril foram estimados como valores mínimos e máximos 0,0005 e 0,794, respectivamente. Nas imagens de maio foram estimados os valores mínimo e máximo 0,0002 e 0,707, respectivamente. Percebe-se, para as datas estudadas do mês de maio, uma diminuição na média da cobertura vegetal de 43,57%

entre as imagens de 09-05-1987 e 15-05-2001 e um posterior aumento de 61,77% entre 15-05-2001 e 02-05-2008. Este evento pode ser explicado através da análise dos valores de precipitação total diária, destes anos obtidas pelo Posto Sertânia (IPA) (Figura 6). É possível observar ausência de precipitação no mês de abril do ano de 2001 (Figura 6d). O ano de 2008 apresentou as maiores valores de precipitação mensal observada para o mês de março e abril (Figura 7). Tendo em vista a ocorrência deste fato, algumas espécies do bioma caatinga, liberam suas folhas diminuindo deste modo a área da superfície que propiciaria a perda de água em forma de vapor através dos estômatos, evitando uma elevada taxa de evapotranspiração devido ao longo período de estiagem. Asner et al. (2000) afirmaram que a ausência de material foliar verde em grande número de espécies, diminui a influência da componente foliar na resposta espectral.



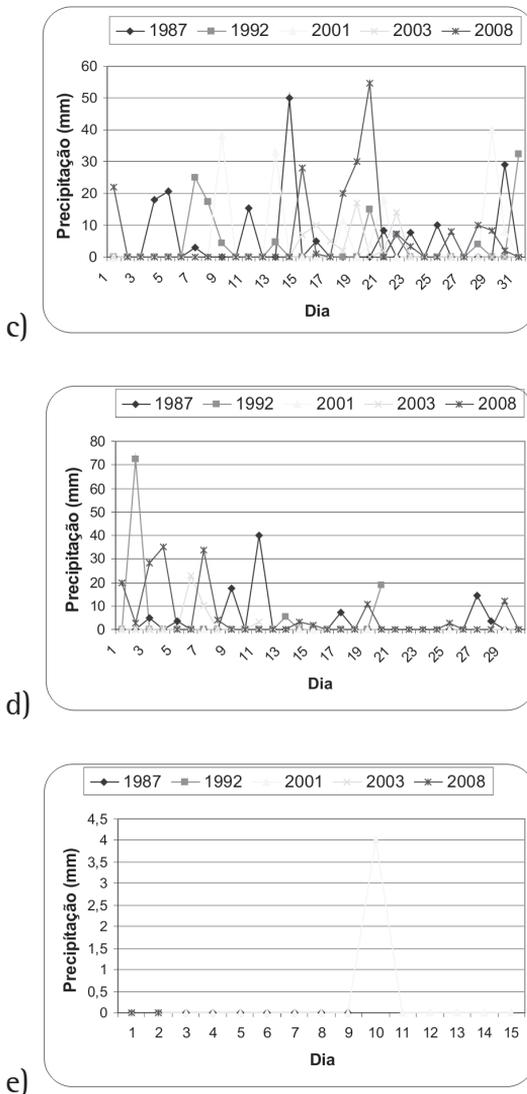


FIGURA 6 - Precipitação total diária do dia 01 de Janeiro até a data das imagens utilizadas no posto de Sertânia (a citar os dias 09-05-1987a, 20-04-1992b, 15-05-2001c, 11-04-2003d e 02-05-2008e).

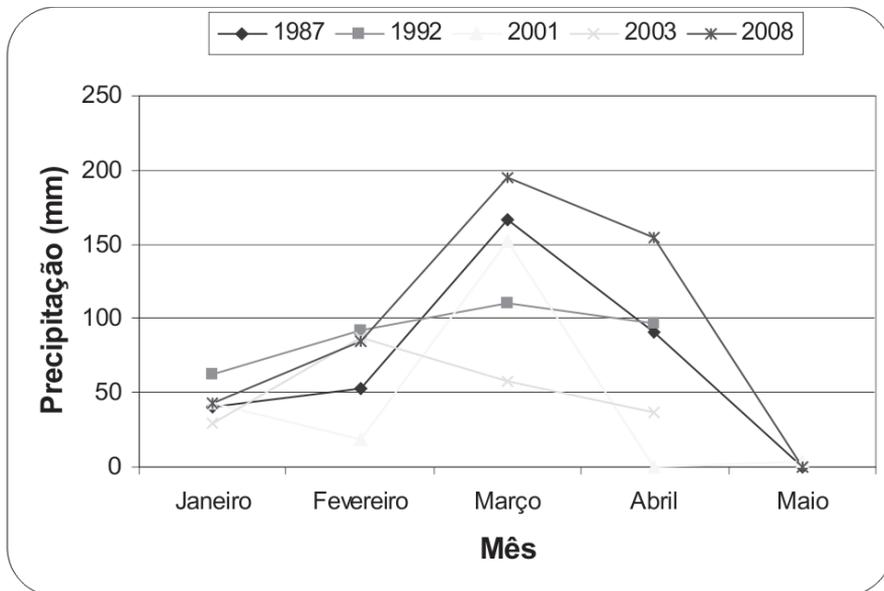
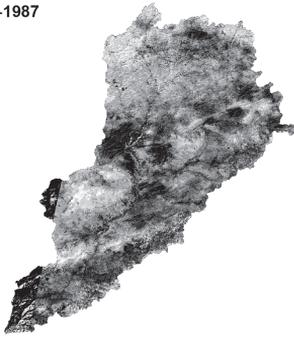


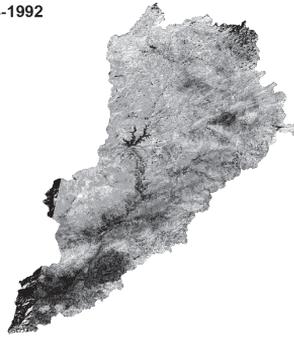
FIGURA 7 - Precipitação mensal (mm) do Posto Sertânia (IPA).

Na Figura 8 é possível observar a distribuição espacial do IVAS para as datas estudadas. É possível notar que a parte oeste do rio Moxotó apresentou, em todos os anos, os maiores valores de IVAS enquanto na parte sul foram encontrados os menores valores.

09-05-1987



20-04-1992



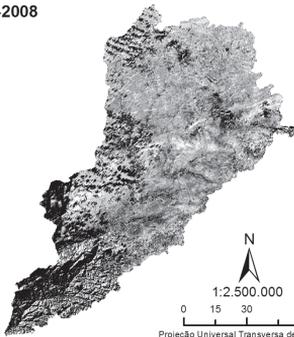
15-05-2001



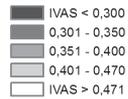
11-04-2003



02-05-2008



#### IVAS



#### Convenções cartográficas

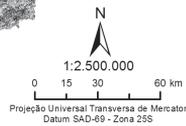
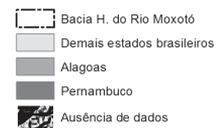


FIGURA 8 - IVAS estimado para os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

A primeira classe adotada compreende valores de IVAS que variavam entre 0,0002 e 0,300, sendo caracterizada por apresentarem áreas com uma maior presença de solo exposto (Figura 9) e desenvolvimento de atividades antrópicas (Figura 10).



FIGURA 9 - Áreas com maior presença de solo exposto. Ponto 03 - Lat.: 0689727 Long.: 9075046.



FIGURA 10 - Áreas com desenvolvimento de atividades antrópicas. Ponto 13 - Lat.: 0644205, Long.: 9057228.

Devido a um menor índice de precipitação observado nos meses de abril e maio do ano de 2001, esta imagem apresentou valores de IVAS inferiores a 0,300 em grande parte da bacia, quando comparadas com as outras imagens utilizadas. Maldonado (2004) afirmou que a baixa atividade fotossintética refletida pelo aspecto seco dos estratos que compõem as fácies de caatinga faz com que a resposta espectral desta formação tenha um importante componente de sombreamento da porção lenhosa (troncos e galhos).

Deste modo, Choudhury (1992) afirmou que as características da vegetação natural da caatinga contrastam com as das culturas implantadas que apresentam alta atividade vegetativa (atividade fotossintética) e a dominância de poucas espécies. A vegetação de

caatinga, segundo Moore & Chapman (1990), apresentam-se com características xerófilas, já as implantadas mesófila.

O segundo intervalo de classe apresenta como principal características o desenvolvimento de atividades antrópicas como pecuária (Figura 11) e agricultura (Figura 12), sendo mapeadas pela Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais – CPRM – no ano de 2004, Figura 41. Esta classe apresenta valores de IVAS compreendidos entre 0,301 e 0,350.



FIGURA 11 - Áreas com desenvolvimento de pecuária. Ponto 21 - Lat.: 0693477 e Long.: 9110802.



FIGURA 12 - Áreas com desenvolvimento de Agricultura. Ponto 20 - Lat.: 0692682 e Long.: 9109018.

No caso de áreas com vegetação nativa os valores de índices de vegetação podem sofrer grandes alterações quando realizada a comparação no período interanual e intra-anual. Na região semi-árida brasileira, essas variações anuais são muito mais marcantes, uma vez que a disponibilidade hídrica é um dos principais condicionante. As áreas com valores compreendidos entre 0,351 e 0,400 foram classificadas pela Guerra (2004) como áreas com vegetação do porte arbustiva aberta (Figura 13) apresentam-se topograficamente compreendidas entre altitudes que variam entre 400 e 550 m (Figura 3).



FIGURA 13 - Áreas com vegetação do porte arbustiva aberta. Ponto 37 - Lat.: 0693477 Long.: 9110802.

As áreas que demonstraram um maior adensamento da vegetação apresentaram valores de IVAS superiores a 0,401. Nestas áreas a topografia exerce grande influência, com altitudes superiores a 550 m, que dificulta a exploração antrópica. Em mapeamento realizado pela Guerra (2004) esta vegetação foi classificada como vegetação de porte arbustiva fechada (Figura 14), e arbustiva arbórea fechada (Figura 15).



FIGURA 14 - Áreas com vegetação de porte arbustiva fechada.  
Ponto 8 - Lat.: 0678009 e Long.: 9070188.



FIGURA 15 - Áreas com vegetação arbustiva arbórea fechada.  
Ponto 6 - Lat.: 0673005 Long.: 9070158.

As áreas com desenvolvimento de agricultura irrigada (Figura 16) e vegetação de porte arbórea fechada (Figura 17) apresentaram valores de IVAS superiores a 0,471.

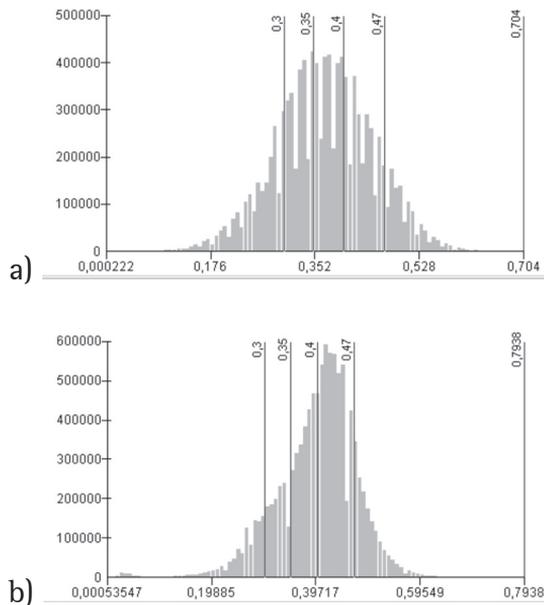


FIGURA 16 - Foto de agricultura irrigada com aspersão em cultura de Pitanga e plantação de Manga ao fundo, próximo ao rio Moxotó. Ponto 16 – Lat.: 0645513. Long.: 9055812.



FIGURA 17 - Foto de vegetação de porte arbórea fechada. Ponto 28 – Lat.: 0693477 e Long.: 9110802.

Nota-se, na Figura 18, alta heterogeneidade de usos e cobertura do solo existente na bacia hidrográfica do rio Moxotó. Como apresentado na Tabela 3, os IVAS possuem alto coeficiente de variabilidade (variabilidade forte). Grande parte dos pixels da imagem da data de 15-05-2001 esta concentrada na classe de IVAS  $< 0,300$  devido ao maior tempo de estiagem ocorrida. Desse modo a quantidade de pixels com valores de IVAS  $> 0,301$  já se encontra de forma decrescente no histograma, enquanto que nas outras imagens a frequência de IVAS  $< 0,300$  ainda se apresenta de forma crescente. É perceptível o aumento na quantidade de pixels com valores de IVAS  $> 0,470$  remetendo ao aumento nos valores estatísticos observados na Tabela 3.



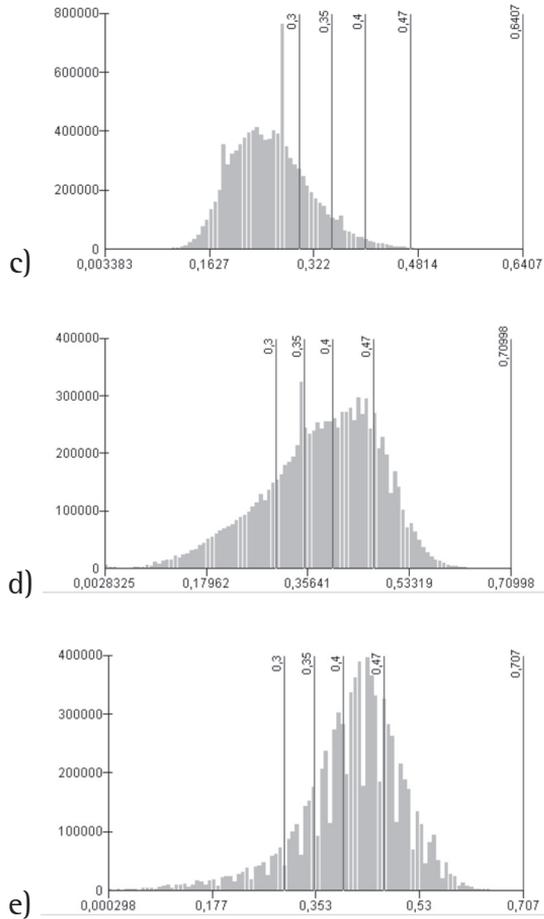


FIGURA 18 - Histograma de freqüência do IVAS para os dias 09-05-1987 (a), 20-04-1992 (b), 15-05-2001 (c), 11-04-2003 (d) e 02-05-2008 (e), respectivamente.

## Índice de Área Foliar - IAF

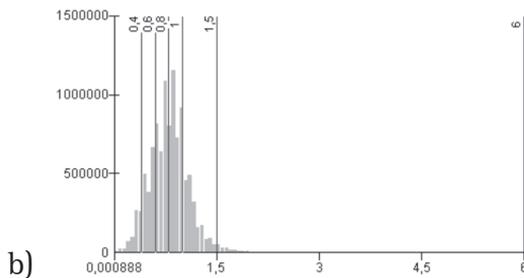
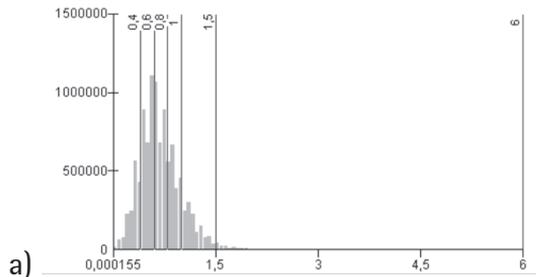
Na Tabela 4 é possível observar os valores estatísticos do Índice de área foliar - IAF (valor mínimo, valor máximo, média, desvio padrão e coeficiente de variação) para as imagens utilizadas. Devido à condição do  $IAF \geq 3$  utilizada é possível perceber que os valores provenientes de corpos hídricos, que seriam representados pelos valores negativos, não influenciaram nos valores estatísticos do IAF. Percebe-se que, para o mês de maio, ocorreu uma diminuição nos valores médios do IAF de aproximadamente 49,85% entre as imagens de 09-05-1987 e 15-05-2001 e um posterior aumento de 61,97% entre as imagens de 15-05-2001 e 02-05-2008.

TABELA 4 - Valores estatísticos do IAF para os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

IAF	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Coeficiente de Variação (%)
09-05-1987	0,000100	6,00	0,696	0,298	43,81
20-04-1992	0,000800	6,00	0,811	0,275	33,90
15-05-2001	0,000020	2,73	0,347	0,155	45,82
11-04-2003	0,000070	6,00	0,764	0,359	46,98
02-05-2008	0,000008	6,17	0,889	0,346	38,92

No coeficiente de variação é possível perceber que ocorreu uma grande variabilidade nos valores de IAF para as imagens estudadas, indicando uma alta heterogeneidade na bacia, tendo em vista que todos os anos apresentaram coeficientes de variação acima de 25%. Os maiores valores médios de IAF, para a bacia hidrográfica do rio Moxotó, ocorreram nas imagens de 02-05-2008 e 20-04-1992 com médias de 0,889 e 0,811, respectivamente.

Neste caso a grande quantidade de precipitação observada pelas estações meteorológicas nos meses de março e abril, com precipitações mensais superiores à 100 mm, influenciaram no maior desenvolvimento fenológico da vegetação caatinga e conseqüentemente no aumento das médias do IAF estimadas para a bacia hidrográfica do rio Moxotó. Através dos histogramas do Índice de área foliar (Figura 19) é possível perceber uma concentração dos valores de IAF < 1,500 grande dispersão a partir de 1,501. A imagem de 15 de maio de 2001 apresenta valores de IAF < 1,500 em grande parte da bacia, o que demonstra que a estiagem sofrida durante os meses de abril e maio ocasionou a diminuição da área foliar em grande parte das espécies deste bioma.



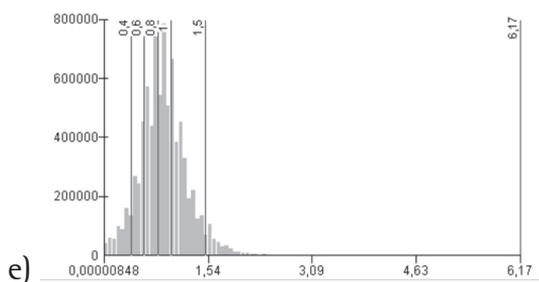
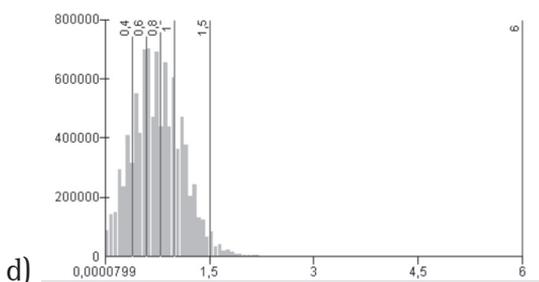
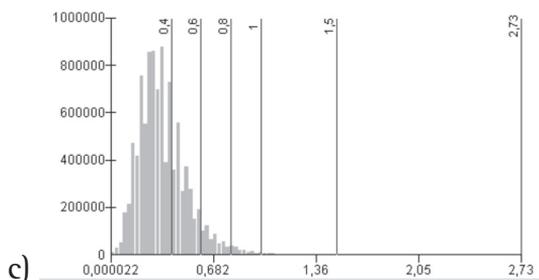
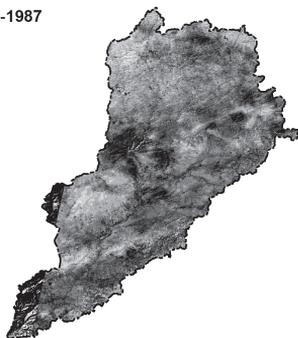


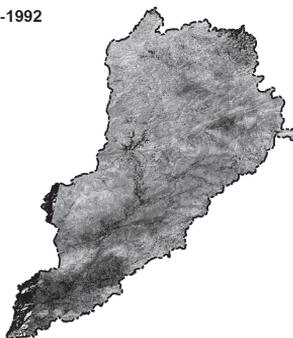
FIGURA 19 - Histograma de freqüência do Índice de área foliar para os dias 09-05-1987 (a), 20-04-1992 (b), 15-05-2001(c), 11-04-2003 (d) e 02-05-2008 (e), respectivamente.

Na análise do índice de área foliar (Figura 20) é possível observar que as áreas que apresentavam uma maior densidade de vegetação no IVAS obtiveram valores superiores de IAF.

09-05-1987



20-04-1992



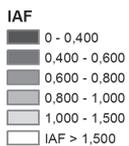
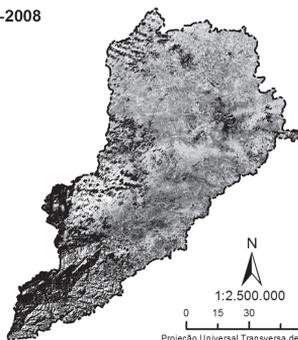
15-05-2001



11-04-2003



02-05-2008



**Convenções cartográficas**

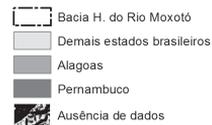


FIGURA 20 - IAF estimado para os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

Nota-se, através da variação nos valores médios de IAF (Tabela 4) e da distribuição espacial dos valores nas imagens estudadas (Figura 20), uma possível mudança no padrão de cobertura vegetal da bacia. Algumas destas áreas, assim como no IVAS, são caracterizadas por apresentarem altitudes superiores à 550m com vegetação classificada pela Guerra (2004) como vegetação de porte arbórea fechada, arbustiva fechada e arbustiva arbórea fechada. Nestas áreas, assim como no entorno de corpos hídricos, como rios, açudes ou barragens, foi estimado valores de IAF > 1,501.

Os valores de IAF < 0,400 são compostos por áreas que apresentaram vegetação rala, área urbana ou áreas com atividades antrópicas que apresentem uma maior presença de solo exposto. Bezerra (2006, citado por GIONGO, 2008) obteve para culturas em áreas irrigadas do Ceará valores de IAF entre três e cinco, e para áreas de solo exposto valores menor que um, do qual veio a se apresentar coerente com os valores encontrados por Giongo uma vez que as áreas irrigadas ou de melhores condições hídricas, apresentaram maiores valores para esse parâmetro, corroborando com os resultados encontrados nesta pesquisa.

## Temperatura da Superfície (°C)

Nos valores estatísticos da Temperatura da superfície (Tabela 5) é possível verificar que entre as imagens do mês de abril ocorreu um elevado aumento nos valores médio de temperatura, enquanto que nas imagens do mês de maio ocorreu uma diminuição nos valores médios. As temperaturas mais elevadas foram encontradas nas imagens de 09 de maio de 1987 e 11 de abril de 2003.

TABELA 5 - Valores estatísticos da Temperatura da superfície para os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

Temperatura da superfície (°C)	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Coefficiente de Variação (%)
09-05-1987	18,0	39,8	27,3	2,30	8,42
20-04-1992	17,0	31,9	22,3	1,61	7,21
15-05-2001	18,4	34,8	27,0	2,17	8,03
11-04-2003	20,7	43,0	32,5	2,29	7,04
02-05-2008	13,6	27,7	18,4	1,55	8,42

Foi notada a ocorrência um aumento expressivo de 45,73% na média da temperatura da superfície das imagens do mês de abril, o que veio a representar um acréscimo de 8,2°C na temperatura. Na imagem de 09 de maio de 1987 foi obtida uma maior variabilidade nos valores de temperatura em relação à média, o que pode ser visto no do desvio padrão com valor de 2,30. A imagem de 02 de maio de 2008 apresentou a menor discrepância de seus valores entre as imagens utilizadas, com o valor de desvio padrão de 1,55.

Em geral no mapa de Temperatura da superfície (°C) dos anos estudados, Figura 21, nota-se que a imagem de 11 de abril de 2003 apresentou valores de temperatura da superfície superiores a 29,1°C e a imagem de 02 de maio de 2008 apresentou valores de temperatura da superfície inferiores a 21,0°C. A barragem Poço da Cruz apresentou valores de temperatura da superfície inferiores a 25,0°C, com exceção na imagem da data de 11 de abril de 2003 quando apresentou temperaturas classificada entre 27,1 e 29,0°C.

As áreas com altitudes superiores a 750 m apresentaram valores de temperaturas mais amenas, com valores inferiores a 25°C enquanto que as áreas situadas entre 400 e 750 m de altitudes apresentaram valores compreendidos entre 25,1°C e 27°C.

Observando a imagem de 20 de abril de 1992 é possível perceber que a bacia apresentou valores de Temperatura da superfície inferiores a 21°C em grande parte da bacia, assim como as áreas com desenvolvimento de atividades antrópicas apresentaram valores classificados entre 23,1 e 27,0°C.

Este fato ocorreu devido as grandes precipitações observada pela PCD Sertânia, o que amenizou as temperaturas no momento do imageamento. Já nas imagens de 09 de maio de 1987 e 15 de maio de 2001 as áreas mapeadas como áreas com atividades antrópicas e também áreas de solo exposto pela CPRM (2004) apresentaram valores de temperaturas da superfície superiores 29,1°C.

Fato semelhante ocorreu com a imagem de 02 de maio de 2008. Os altos índices de precipitação observados, do início do ano até a data do imageamento, pode ter levado a uma amenização das temperaturas da superfície. Nesta imagem grande parte da bacia hidrográfica do rio Moxotó se apresentou classificada com temperaturas inferiores a 23,0°C.

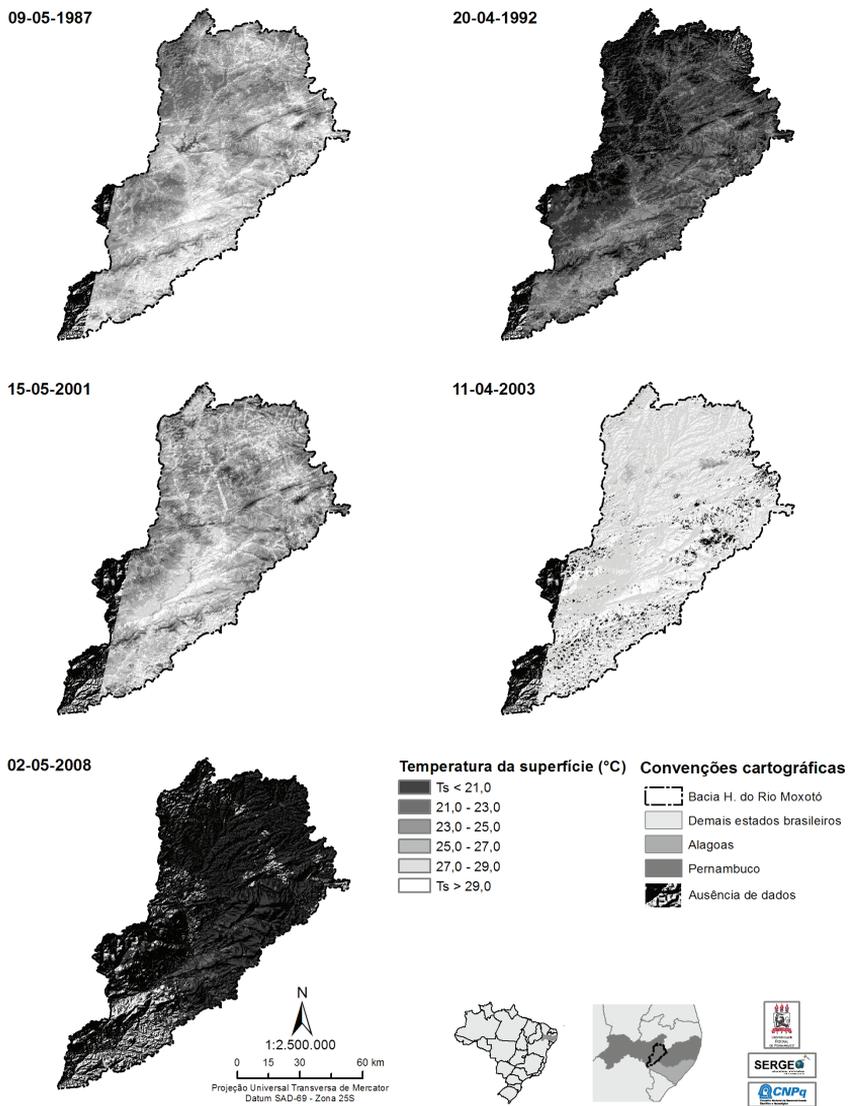
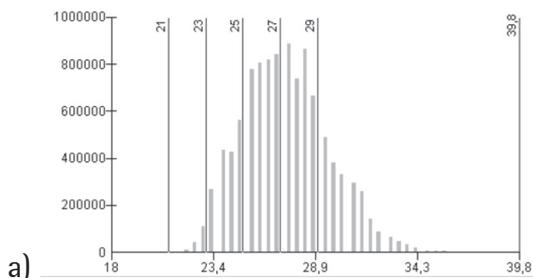


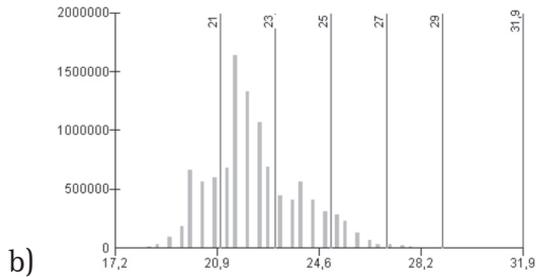
FIGURA 21 - Temperatura da superfície estimada para os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

Na imagem de 11 de abril de 2003 ocorreu o inverso. Este ano apresentou a menor precipitação total acumulada em relação às demais imagens. Deste modo esta imagem apresentou valores temperaturas da superfície superiores a 29,1°C em grande parte da bacia hidrográfica do rio Moxotó. Grandes partes das atividades irrigadas desenvolvida nos perímetros irrigados sofreram com esta estiagem. A paralisação da irrigação durou até 2004, ano em que, com as precipitações acima da média nos meses de janeiro e fevereiro, os açudes voltaram a ficar com sua capacidade máxima de água suprida, atingindo o volume de 504 milhões de metros cúbicos, possibilitando assim o reinício das atividades produtivas (MONTENEGRO, 2009).

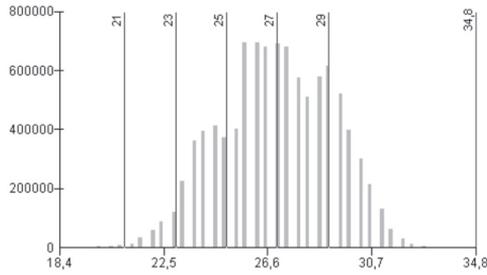
Silva et al. (2005a;b) conseguiram estimar a temperatura da superfície em áreas com diferentes tipos de uso e ocupação do solo. As áreas que apresentaram as maiores temperaturas foram as áreas de solo exposto, onde a temperatura variou entre 37,5 e 39,9°C. Já o Lago de Sobradinho e o rio São Francisco apresentaram as menores temperaturas, com cerca de 21°C em áreas do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho nos municípios de Petrolina – PE e Juazeiro – BA.

Através da Figura 22 é possível observar o histograma de freqüência da Temperatura a superfície estimada para a bacia hidrográfica do rio Moxotó para as datas de os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

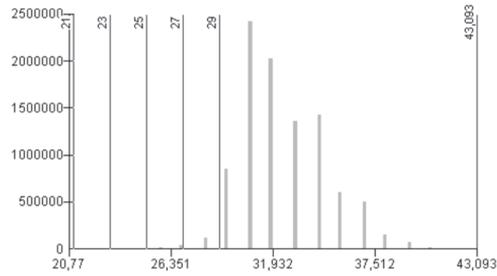




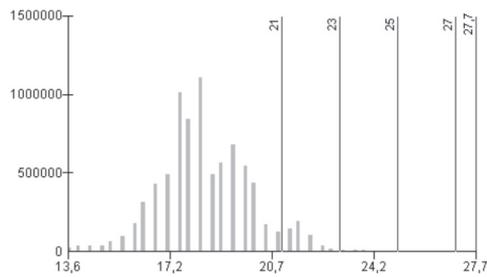
b)



c)



d)



e)

FIGURA 22 - Histograma de freqüência da Temperatura da superfície para os dias 09-05-1987 (a), 20-04-1992 (b), 15-05-2001 (c), 11-04-2003 (d) e 02-05-2008 (e), respectivamente.

É possível perceber através dos histogramas de freqüência de Temperatura da superfície duas modas bem definidas nas imagens.

## Albedo da superfície ( $\alpha$ )

Na Tabela 6 é possível observar os valores estatísticos (valor mínimo, valor máximo, média, desvio padrão e coeficiente de variação) do Albedo da superfície para as datas utilizadas. O menor valor de albedo estimado para a bacia hidrográfica do rio Moxotó foi para o dia 09 de maio de 1987, enquanto que os maiores valores de albedo foram verificados nas imagens mais recentes, a citar nas imagens de 11 de abril de 2003 e 02 de maio de 2008. Na literatura mais comumente utilizada, o valor de albedo da superfície terrestre varia de 5% a 55% dependendo do grau de verde, minerais e propriedades físicas e químicas do solo (VIANELLO, 1991; LIU, 2006).

TABELA 6 - Valores estatísticos do Albedo para os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

Albedo	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Coeficiente de Variação (%)
09-05-1987	0,018	0,564	0,141	0,032	22,69
20-04-1992	0,0419	0,447	0,150	0,028	18,66
15-05-2001	0,0100	0,463	0,1478	0,040	27,02
11-04-2003	0,0454	0,606	0,186	0,049	26,34
02-05-2008	0,0275	0,695	0,173	0,040	23,12

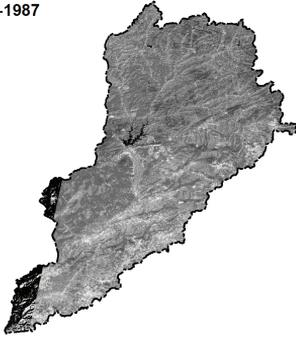
É possível observar através da Tabela 6 com os valores médios, mínimos e máximos do Albedo da superfície que as imagens de 11 de abril de 2003 e 02 de maio de 2008 apresentaram valores de albedo superiores a 0,600, fato que pode ser explicado devido à intensificação do uso do solo para o desenvolvimento de atividades antrópicas. Quando realizada a comparação entre os meses de abril e maio é constatado que a média dos valores de albedo, tanto para um mês como para o outro aumentaram através dos anos.

Foi possível perceber no coeficiente de variação (CV) é possível perceber que as imagens de 09 de maio de 1987, 20 de abril de 1992 e 02 de maio de 2008 se apresentaram mais homogêneas, valores de CV inferiores 25%. Para as imagens de 15 de maio de 2001 e 11 de abril de 2003 os valores de albedo da superfície apresentaram maiores variabilidades de dados em relação à média. A Figura 23 apresenta o mapa de Albedo da Superfície, onde, é evidente o aumento expressivo nos valores de albedo da superfície entre as datas 09-05-1987 e 15-05-2001 em parte da bacia hidrográfica do rio Moxotó.

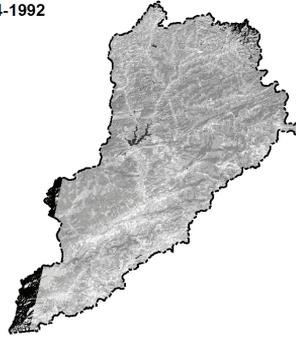
É possível verificar que as áreas onde ocorre o desenvolvimento de algum tipo de atividade antrópica apresentaram valores de albedo superiores a 30%. A área das propriedades rurais se apresenta bem delimitada em todas as imagens apresentando valores de albedo superiores a 40%, sendo observada com o tom avermelhado. As áreas em que o albedo da superfície se encontrava classificada entre  $15 < \alpha < 25\%$  no dia 09 de maio de 1987 passaram a apresentar valores de  $\alpha > 25\%$  a partir de 20 de abril de 1992.

Giongo (2008) observou grande alteração no albedo de diferentes alvos, quando comparados às cartas de todo o período. Ele afirma que a variação anual do albedo é fonte de diversos fatores, dentre eles a variação na composição da cobertura, do qual sofreu variação no período de estudo.

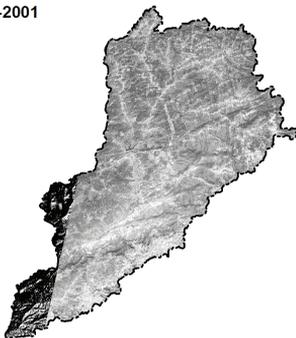
09-05-1987



20-04-1992



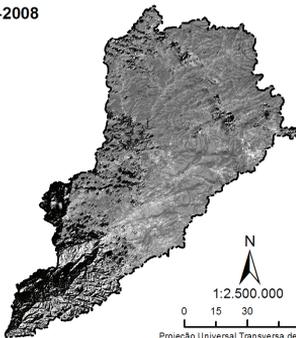
15-05-2001



11-04-2003



02-05-2008



**Albedo da superfície (%)**

- Albedo < 10
- 10 < Albedo < 15
- 15 < Albedo < 20
- 20 < Albedo < 25
- 25 < Albedo < 30
- 30 < Albedo < 35
- 35 < Albedo < 40
- Albedo > 40

**Convenções cartográficas**

- Bacia H. do Rio Moxotó
- Demais estados brasileiros
- Alagoas
- Pernambuco
- Ausência de dados

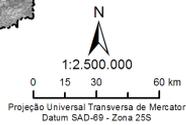


FIGURA 23 - Albedo da superfície estimado para os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

Valores elevados de albedo de superfície estão geralmente associados a superfícies suaves, secas e de coloração clara, enquanto que albedos menores são associados a superfícies rugosas, úmidas e de coloração escura segundo Correia et al. (2002, citados por GIONGO, 2008). Com o passar dos anos as atividades antrópicas desenvolvidas na bacia hidrográfica do rio Moxotó foram se intensificando, podendo ter ocasionado o aparecimento de novas áreas com solo exposto. As áreas de solo exposto proporcionam uma maior refletividade do que áreas com solos mais vegetados, no caso do solo seco podem apresentar uma variação de albedo entre 8 e 40%, enquanto que com solo úmido essa variação pode ocorrer entre 4 e 20%. Esta diminuição com a umidade pode ser explicada devido ao fato de que o albedo da água é significativamente menor do que o albedo do solo seco.

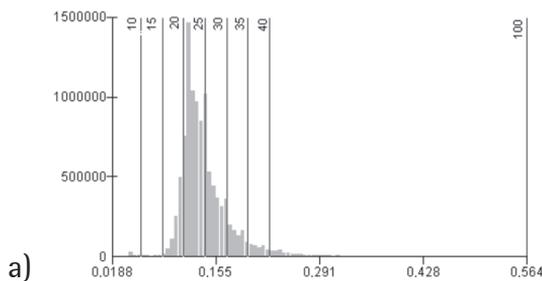
Na imagem com data de 02-05-2008 é possível perceber visualmente uma diminuição nos valores de albedo da bacia hidrográfica. Grande parte das áreas que apresentaram  $\alpha > 25\%$  nas datas de 20 de abril de 1992, 15 de maio de 2001 e 11 de abril de 2003 passaram a apresentar valores de albedo variando entre  $15 < \alpha < 25\%$ . Esta diminuição pode ser explicada devido ao grande índice pluviométrico observado na bacia durante o período de 01 de janeiro até a data de passagem da imagem adquirida. Vale salientar que apesar do grande índice pluviométrico observado na bacia no primeiro semestre do ano de 2008, algumas das áreas mapeadas pela CPRM (2004) como áreas com desenvolvimento de atividades antrópicas permaneceram apresentando valores de albedo superiores a 40% e outras apresentaram variação de albedo entre 25 e 40%.

As áreas com um maior desenvolvimento de cobertura vegetal nativa, de porte arbórea fechada, arbustiva fechada e arbustiva arbórea fechada, apresentaram valores de albedo estimados entre 20 e 25% nas altitudes com variação entre 300 e 550 m, e entre 15 e 20% nas altitudes superiores à 550 m. Na área da Barragem Poço da Cruz e em outros reservatórios hídricos foi estimado valores de albedo da superfície superiores à 10%, valores condizentes com o

encontrado em pesquisa realizada por Silva et al. (2005a e 2006) no lago de Sobradinho e em áreas do leito do rio São Francisco e por Bastiaanssen (2000) na bacia do rio Gediz na Turquia. Nas áreas próximas a borda da barragem Poço da Cruz os valores de albedo variaram entre  $10 < \alpha < 15\%$ .

Ainda com os resultados encontrados por Silva et al. (2006) nas áreas que apresentavam solos descobertos e área urbana do município de Petrolina foram estimados valores de albedo superiores a 35%, assim como uma predominância de valores de albedo classificados entre 10 a 25% em áreas irrigadas e com vegetação nativa, o que corrobora com resultados encontrados neste estudo. Valores de albedo superiores a 35% em áreas com solo descoberto também foram constatados por Boegh et al. (2002), em estudo realizado na Dinamarca com imagens TM do satélite Landsat 5.

Por meio dos histogramas de freqüência de Albedo da superfície (Figura 24) é possível verificar uma grande concentração nos valores de  $\alpha < 40\%$  enquanto que nos valores de  $\alpha > 40\%$  ocorre uma grande dispersão.



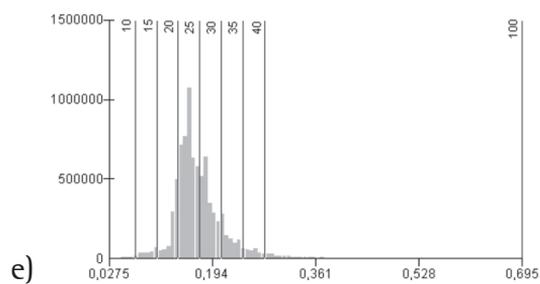
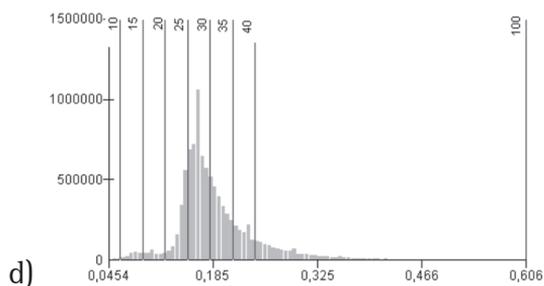
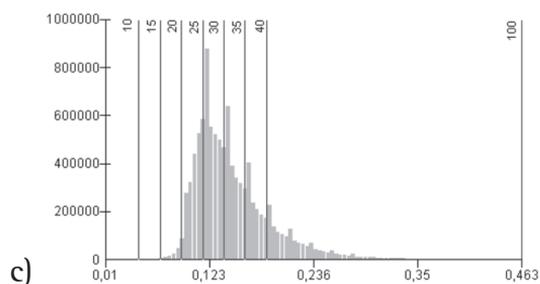
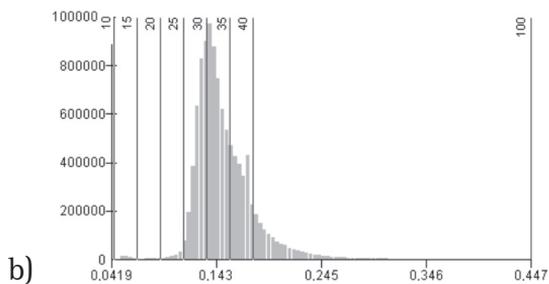


FIGURA 24 - Histograma de frequência do Albedo para os dias 09-05-1987 (a), 20-04-1992 (b), 15-05-2001 (c), 11-04-2003 (d) e 02-05-2008 (e), respectivamente.

Também é perceptível através dos histogramas um aumento na quantidade de pixels com valores do albedo da superfície superiores a 40% entre as imagens das datas de 20 de abril de 1992 e 11 de abril de 2003. Em 02 de maio de 2008 essa quantidade de pixels diminui provavelmente ocasionada devido ao maior índice de precipitações observadas na bacia hidrográfica do rio Moxotó.

## Saldo de Radiação (Rn)

Analisando a Tabela 7 é possível perceber que os menores valores mínimos de Rn ocorreram nas datas de 02-05-2008 e 11-04-2003, com os valores de 171,07 e 192,02 respectivamente. Já as maiores máximas estimadas foram encontradas nas datas de 02-05-2008 e 20-04-1992 apresentando valores de 942,44 e 830,55, respectivamente.

TABELA 7 - Valores estatísticos do Saldo de Radiação (Rn) para os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

Saldo de Radiação (Rn)	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão	Coefficiente de Variação (%)
09-05-1987	229,25	683,91	524,14	33,42	6,37
20-04-1992	328,68	830,55	577,98	27,62	4,77
15-05-2001	256,84	671,52	518,48	40,94	7,89
11-04-2003	192,02	783,46	526,18	50,70	9,63
02-05-2008	171,07	942,44	594,79	36,87	6,19

Percebe-se que para as imagens do mês de abril ocorreu uma diminuição de 9,84% no valor médio de Rn. A imagem de 11 de abril de 2003 apresentou maior variabilidade de seus valores, com desvio padrão de 50,70. A imagem de 20 de abril de 1992 apresentou a menor discrepância entre seus valores em relação a media, com desvio padrão de 27,62.

Em estudo realizado por Silva et al. (2005a), em áreas irrigadas do Projeto Senador Nilo Coelho, parte do Lago de Sobradinho, e áreas de vegetação nativa e parte da área urbana dos municípios de Petrolina, PE e Juazeiro, BA, foram estimados valores de  $R_n$  mínimo e máximo, respectivamente, de  $395,3 \text{ W.m}^{-2}$  e  $775,5 \text{ W.m}^{-2}$  para o ano de 2000 e  $360,3 \text{ W.m}^{-2}$  e  $775,4 \text{ W.m}^{-2}$  para o ano de 2001, respectivamente.

Através da análise do  $R_n$ , Figura 25, estimado para a bacia hidrográfica do rio Moxotó é possível perceber que as áreas classificadas pela CPRM (2004) como áreas com desenvolvimento de atividades antrópicas e áreas com solo exposto apresentaram os menores valores de  $R_n$  da bacia, com  $R_n < 450,00 \text{ W.m}^{-2}$ .

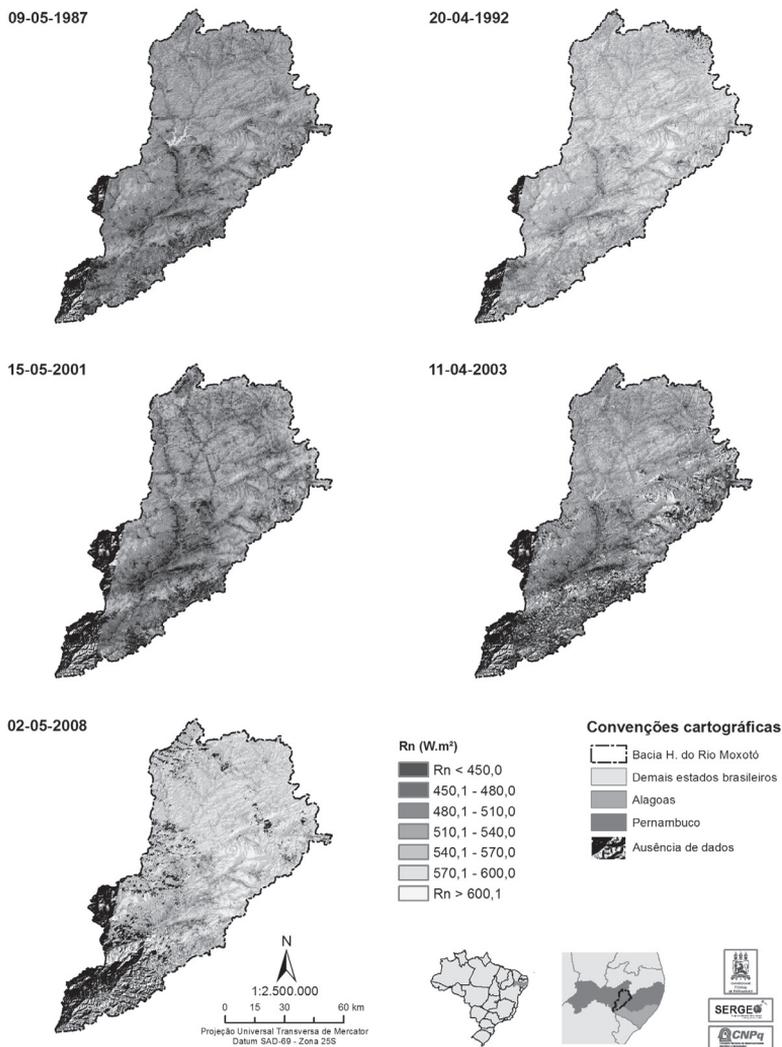


FIGURA 25 - Rn em estimado para os dias 09-05-1987, 20-04-1992, 15-05-2001, 11-04-2003 e 02-05-2008.

Resultados encontrados por Bezerra (2004), em áreas irrigadas do Projeto Nilo Coelho e adjacências no município de Petrolina-PE, assim como por Bezerra (2006), em áreas com diferentes tipos de

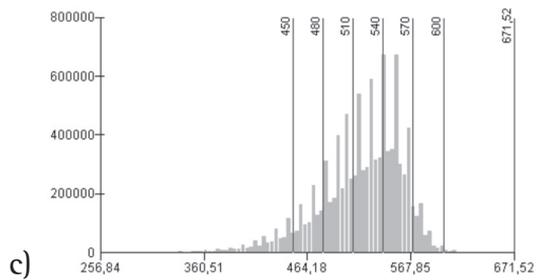
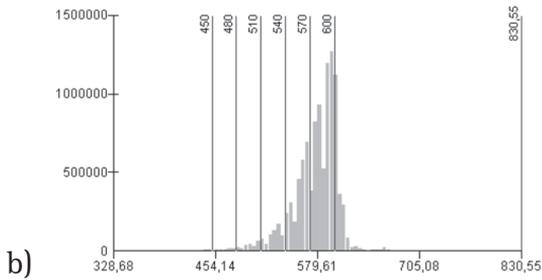
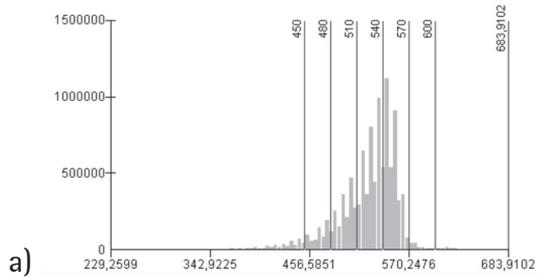
cobertura de solo no Cariri Cearense também obtiveram em seus menores valores de Rn áreas com solo exposto e ou vegetação muito rala. Segundo Daughtry et al. (1990, citados por SILVA et al., 2005a), o erro médio entre medições e estimativas de Rn com sensoriamento remoto são inferiores a 7%.

Giongo (2008) afirma que uma das partes mais importante no Saldo de Radiação é o Balanço de Ondas Curtas. O Rn segue a mesma tendência da radiação de onda curta incidente. Comparando o Albedo da superfície (Figura 23) com o Saldo de radiação (Figura 25) é possível perceber que as áreas que apresentaram os maiores valores albedo,  $\alpha > 40\%$ , apresentaram os menores valores de saldo de radiação, com  $Rn < 450,00 \text{ W.m}^{-2}$ . O mesmo foi verificado por Giongo (2008) em áreas com diferentes tipos de cobertura do solo em parte do município de Santa Rita do Passa Quatro no estado de São Paulo.

Os maiores valores de Rn estimados foram encontrados em áreas onde se localizam os grandes corpos hídricos da bacia, como a Barragem Poço da Cruz apresentando valores de  $Rn > 600,01 \text{ W.m}^{-2}$ . Estes valores corroboram os resultados encontrados por Silva et al. (2005a), em estudo realizado em área do Lago de Sobradinho no município de Petrolina - PE, por Giongo (2008), nos lagos e leito do rio Mogi Guaçú no município de Santa Rita do Passa Quatro - SP e, por Mendonça (2007), em áreas com superfícies de água na região do norte Fluminense.

De modo geral foi verificado que as áreas que apresentaram os menores albedo foram áreas que apresentaram os maiores valores de Rn. Deste modo, Giongo (2008) afirma que o Balanço de Ondas Curtas é um grande gerenciador de Rn em cada superfície. As áreas caracterizadas por apresentarem vegetação nativa de caatinga mostraram valores de Rn classificados entre  $510,01 < Rn < 600,00 \text{ W.m}^{-2}$ . Silva et al. (2005a) observaram valores de Rn próximos a  $618,7 \text{ W.m}^{-2}$  para áreas de caatinga próximas ao Projeto Senador Nilo Coelho, no município de Petrolina - PE.

Através da Figura 26 é possível observar os histogramas de frequência do Saldo de Radiação em  $W.m^{-2}$ .



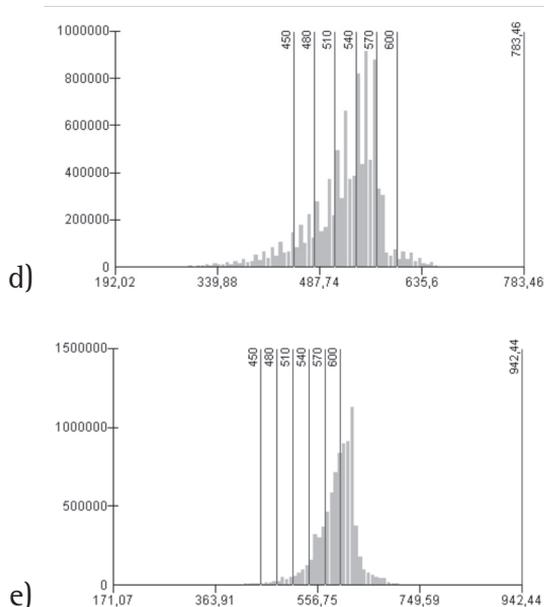


FIGURA 26 - Histograma de freqüência da Temperatura da superfície para os dias 09-05-1987 (a), 20-04-1992 (b), 15-05-2001 (c), 11-04-2003 (d) e 02-05-2008 (e), respectivamente.

De modo geral, é possível perceber que o Saldo de Radiação da bacia hidrográfica do rio Moxotó, estimado através do algoritmo SEBAL, apresentou valores variando entre 350 e 650  $W.m^{-2}$ . É notável, através dos histogramas, como as imagens do mês de abril mostraram ocorrer uma diminuição dos valores a partir de 600  $W.m^{-2}$  na imagem de 20 de abril de 1992 e de 580  $W.m^{-2}$  na imagem de 11 de abril de 2003. Deste modo, é possível verificar que o SEBAL apresentou valores de saldo de radiação de modo satisfatório para a bacia hidrográfica do rio Moxotó.

## BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). Advance Training and Users Manual - Idaho Implementation, version 1.0, 97 p., 2002.

ASRAR, G.; FUCHS M.; KANEMASU, E.T.; HATFIELD, J.L. Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. *Agronomy Journal*, v.76, p. 300-306, 1984.

ASNER, G.P.; NEPSTAD, D.; CARDINOT, G.; RAY, D. Drought stress and carbon uptake in an Amazon forest measured with spaceborne imaging spectroscopy. *PNAS*, v.101, n.16, p. 6039-6044, 2004.

American Meteorological Society. *Meteorology Monograph*, v.6, p. 1-26, 1965.

AASE, J.K.; IDSO, S.B. A comparison of two formula types for calculating long-wave radiation from the atmosphere. *Water Resource Research*, v.14, n.4, p. 623-625, 1978.

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

ALMEIDA, T.S. et al. Índices de vegetação para a cultura da soja em diferentes condições hídricas e de sistema de manejo. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia, Anais... Goiânia: INPE, p. 17-24, 2005.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). *Advance Training and Users Manual – Idaho Implementation*, version 1.0, 97 p., 2002.

ALLEN, R.G.; MORSE, A.; TASUMI, M. Application of SEBAL for western US water rights regulation and Planning. In: International Workshop on Remote Sensing of Evapotranspiration for Large Regions. *Proceeding... IEC Meeting of International Commission on Irrigation and Drainage (ICID)*, 54. Montpellier, France. Sept. 2003.

ASNER, G.P.; WESSMAN, C.A.; BATESON, C.A.; PRIVETTE, J.L. Impact of Tissue, Canopy, and Landscape Factors on the Hyperspectral Reflectance Variability of Arid Ecosystems. *Remote Sensing of Environment*, v.74, n.1, p.69-84, 2000.

AZEVEDO, P.V.; LEITÃO, M.M.V.B.R.; SOUSA, I.F.; MACIEL, G.F. Balanço de radiação sobre culturas irrigadas no semi-árido do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.5, n.1, p.403-410, 1990.

BALDOCCHI, D.D.; MEYERS, T.P. On using ecophysiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.90, n.1, p. 1- 25, 1998.

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

BASTIAANSEN, 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.

BERDAHL, P.; FROMBERG, R. The thermal radiance of clear skies. *Solar Energy*, v.29, n.4, p. 299-314, 1982.

BEYER, H.G.; HENNING, H.M.; LUTHER, J.; SCHREITMÜLLER, K.R. The monthly average daily time pattern of beam radiation. *Solar Energy*, v.47, n.5, p.347-353, 1991.

BEZERRA, M.V.C. Balanço de Energia em Áreas Irrigada Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto. 108f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande - PB, 2004.

BEZERRA, B.G. Balanço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas - UACA, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande - PB, 2006.

BIVONA, S.; BURLON, R., LEONE, C. Instantaneous distribution of global and diffuse radiation on horizontal surfaces. *Solar Energy*, v.46, n.4, p. 249-254, 1991.

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. *Remote Sensing of Environment*, v.79, n.1, p.329-343, 2002.

BLAD, B.L.; BAKER, D.G. Reflected radiation from a soybean crop. *Agronomy Journal*, v.64, p. 277-280, 1972.

BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. *Remote Sensing of Environment*, v.97. p. 56-67. 2005.

BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, v.11, n.10, p. 742-744, 1975.

BRUTSAERT, W. Evaporation into the atmosphere. Holland: Academic, 299p. 1982.

BANNARI, A.; MORIN, D.; BONN, F.; HUETE, A.R. A review of vegetation indices. *Remote Sensing Reviews*, v.13, pp. 95-120, 1995.

CARVALHO, V.C.; SANTOS, J.R. "Change Detection in land use and land cover with remote sensing: degradation indicators at sub-regional level." 3 International Conference on Land Degradation. Anais. Symposium V-1. Innovations (new methodologies). Rio de Janeiro, Brasil: 2001.

Conservation International do Brasil. Fundação SOS Mata Atlântica, Fundação Biodiversitas, Instituto de Pesquisas Ecológicas, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, Instituto Estadual de Florestas-MG. *Avaliação e ações prioritárias para conservação da biodiversidade da Mata Atlântica e Campos Sulinos*. Secretaria de Biodiversidade e Florestas do Ministério do Meio Ambiente. Brasília. 2000.

COPPIN, P.R.; BAUER, M.E. Processing of multitemporal Landsat TM imagery to optimize extraction of forest cover change features. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, v.60, n.3, p. 287-298, 1994.

CORREIA, F.W.S. Estudo do balanço de radiação em área de policultivo na Amazônia Dissertação de Mestrado em Meteorologia - São José dos Campos: INPE, 2000. 137p. (INPE-8176-TDI/758).

CORREIA, F.W.S.; ALVALÁ, R.C.S.; GIELOW, R. Albedo do Pantanal Sul Matogrossense durante o período de transição seco-úmido de 2001-2002, In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12., Foz do Iguaçu, Anais... Foz do Iguaçu: [s.n.], 2002.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.41. n.11, p. 2674-2677, 2003.

CHARNEY, J.; STONE, P.H.; QUIRK, W.J. Drought in the Sahara: A biogeophysical feedback mechanism. *Science*, n.187, p. 434-435, 1975.

CHARNEY, J.G., QUIRK, W.G.; CHOW, S.H.; KORNFIELD, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *Journal of Atmospheric Science*, v.34, p. 1366-1385, 1977.

CHOUDHURY, B.J. Multispectral satellite observations for arid land studies. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v.47, p.101-126, 1992.

CROSTA, A.P. Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto. Campinas: UNICAMP. 189p. 1993.

DAI, X.; KHORRAM, S. The effects of image misregistration on the accuracy of remotely sensed change detection. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*. v.36, n.5, p. 1566-1577. 1998.

DALMOLIN, R.S.D.; GONÇALVAS, C.N.; KLAMT, E.; DICK, D.P. Relação entre os constituintes do solo e seu comportamento espectral. *CIÊNCIA RURAL*, v.35, n.2, p. 481-489, 2005.

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

Fundação SOS Mata Atlântica & INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Atlas dos remanescentes florestais da Mata Atlântica e ecossistemas associados no período de 1995–2000. Fundação SOS Mata Atlântica e INPE, São Paulo. 2001.

FUNG, T. An assessment of TM imagery for land-cover change detection. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, v.28, n.4, p. 681-694, 1990.

GALINDO-LEAL, C.; CÂMARA, I.G. Atlantic forest hotspots status: an overview. In: GALINDO-LEAL, C.; CÂMARA, I.G. (Eds.). *The Atlantic Forest of South America: biodiversity status, threats, and outlook*. pp. 3-11. Center for Applied Biodiversity Science e Island Press, Washington, D.C., 2003.

GALVÃO, L.S.; FORMAGGIO, A.R.; TISOT, D.A. Discrimination of Sugarcane Varieties in Southeastern Brazil with EO-1 Hyperion Data. *Remote Sensing of Environment*, v.94, p. 523-534, 2005.

GAO, B.C. NDWI – A Normalized Difference Water Index for Remote Sensing of Vegetation Liquid from Space. *Remote Sensing of Environment*. v.58, p. 257-266, 1996.

GATES, D.M. Radiant energy, its receipt and disposal. *Agricultural Meteorology*, Boston: CAMPBELL, J.B. 1996. *Introduction to remote sensing*. 2a ed, New York-London, The Guilford Press. 622p.

GUERRA, S. M. S. Base de Dados Geoambientais da Bacia Hidrográfica do Rio Moxotó – PE. Programa Hidrogeologia do Brasil. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. CD-ROM - v.1.1, 2004.

GIONGO, P.R. Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície. **Dissertação de Mestrado (Mestrado em Engenharia Agrícola)** - Universidade Federal Rural de Pernambuco. Departamento de Tecnologia Rural. 92 p. 2008.

GUYOT, G.; GUYON, D.; RIOM, J. Factors affecting the spectral response of forest canopies: a review. **Geocarto International**, v.4, n.3, p. 3-18, 1989.

HARDISKY, M.A.; KLEMAS, V.; SMART, M. The Influence of Soil Salinity, Growth Form, and Leaf Moisture on the Spectral Radiance of *Spartina Alterniflora* Canopies. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v.49, p. 77-83, 1983.

HAYES, J.D.; SADER, A.S. Change detection techniques for monitoring forest clearing and regrowth in a tropical moist forest, 1997. Disponível em: [ghcc.msfc.nasa.gov / corredor / change detection.pdf](http://ghcc.msfc.nasa.gov/corredor/change_detection.pdf). Acesso em: 20 nov. 2003.

HEITOR, A.; BIGA, A. J.; ROSA, R. Thermal radiation components of the energy balance at the ground. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.54, n.1, p. 29-48, 1991.

HOFFER, R.M. Biological and physical considerations in applying computer – aided analysis techniques to remote sensor data. In: SWAIN, P.H.; DAVIS, S.M. (Org.). **Remote sensing: the quantitative approach**. Purdue University, USA: Mc Graw-Hill, pp. 227-289, 1978.

HOFFER, M.R. Biological and physical considerations in applying computer-aided analysis techniques to remote sensor data. In: SWAIN, P.H.; DAVIS, S.M. (Ed). **Remote sensing: the quantitative approach**. New York: McGraw-Hill, pp. 227-287, 1978.

HOUGHTON, R.A. The Worldwide Extent of Land-use Change. *Bioscience*, v.44, n.5, p. 305-313, 1994.

HUETE, A.R. A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, v.25, p. 295-309, 1988.

HUETE, A.R. Adjusting vegetation indices for soil influences. *International Agrophysics*, v.4, n.4, p.367-376, 1988.

HUETE, A.R.; LIU, H.Q.; BATCHILY, K.; VAN LEEUWEN, W. A Comparison of Vegetation Indices over a Global Set of TM Images for EOS-MODIS. *Remote Sensing of Environment*, v.59, p. 440-451, 1997.

HUETE, A.; DIDAN, K.; MIURA, T.; RODRIGUEZ, E.P.; GAO, X.; FERREIRA, L.G., Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, v.83, p.195-213, 2002.

IBGE. **Introdução ao processamento digital de imagens**, IBGE, Primeira Divisão de Geoprocessamento do Nordeste. Rio de Janeiro: IBGE, Série Manuais Técnicos em Geociências, n.9, 92p., 2001.

IGBOKWE, J.I. Geometrical processing of multi-sensorial multi-temporal satellite images for change detection studies. *International Journal of Remote Sensing*, v.20, n.6, p. 1141-1148, 1999.

KAZMIERCZAC, M.L. Índice de vegetação derivado do NOAA/AVHRR: Análise da sazonalidade da cobertura vegetal em região de clima semi-árido (caatinga). Fortaleza: Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos, 106p., 1993.

KUMAR, K.K. Estimation of net longwave radiation at a crop surface using temperature data. *Geobio*, v.9, p.237-239, 1982.

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

LEITÃO, M.M.V.B.R. Balanço de radiação em três ecossistemas da floresta Amazônica: Campina, Campinarana e Mata densa. São José dos Campos. 135p. (INPE-5587-TDI/549). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1994.

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

LIANG, S. *Quantitative remote sensing of land surfaces*. Wiley Interscience, New Jersey, USA, 534p. 2004.

LILLESAND, T.M.; KIEFER, R.W. *Remote sensing and image interpretation*. New York: John Wiley & Sons. 724p., 1994.

LILLESTRAND, R.L. Techniques for change detection. *IEEE Transactions on Computers*, v.21, n.7, p. 655-659, 1972.

LIND, R.J.; KATSAROS, K.B. A model of long wave irradiance for use with surface observations. *Journal of Applied Meteorology*, v.21, p. 1015-1023, 1982.

LIU, H.Q.; HUETE, A. A Feedback based modification of the NDVI to minimize canopy background and atmospheric noise. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.33, p. 457-465, 1995.

LIU, W.T.H. *Aplicações de sensoriamento remoto*. Campo Grande - MS, Ed. UNIDERP, 908 p. 2006.

MACLEOD, R.D.; CONGALTON R.G. 1998. A Quantitative Comparison of Change-Detection Algorithms for Monitoring Eelgrass from Remotely Sensed Data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v.64, n.3, p. 207-216.

MAJOR, G. Estimation of the error caused by the circumsolar radiation for use with measuring global radiation as a sum of direct and diffuse radiation. *Solar Energy*, v.48, n.4, p.249-252, 1992.

MALDONADO, F.D. *Análise por componentes principais (ACP) na caracterização da dinâmica do uso da terra em área do semi-árido brasileiro: Quixaba – PE*. Brasil. São José dos Campos, INPE. (Tese de mestrado em Sensoriamento Remoto -INPE). PI(INPE- 7180 - TD/680).116 p., 1999.

MALDONADO, F.D.; CARVALHO, V.C. de. Indicador de Degradação a Escala Sub-Regional para Detecção de Mudanças na Cobertura das Terras com Sensoriamento Remoto. *Anais XI SBSR*, Belo Horizonte, Brasil, 05 - 10 abril, INPE, p. 1353-1356, 2003.

MALDONADO, F.D. Desenvolvimento e avaliação de uma metodologia de detecção de mudanças na cobertura vegetal do semi-árido. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto), 311 p. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais INPE – São José dos Campos, São Paulo (INPE-12679-TDI/1007). 2004.

MANTOVANI, W. A degradação dos biomas brasileiros. In: RIBEIRO, W.C. (ed.). Patrimônio ambiental brasileiro. pp. 367-439. Editora Universidade de São Paulo, São Paulo. 2003.

MOREIRA, M.A.; ASSUNÇÃO, G.V. Princípios básicos, metodologias e aplicações de sensoriamento remoto na agricultura. INPE, São Jose dos Campos. 1984.

MARKHAM, B. L.; BARKER, L. L. Thematic mapper bandpass solar exoatmospherial irradiances. *International Journal of Remote Sensing*, v.8, n.3, p.517-523, 1987.

MATSUMOTO, M.H.; BITTENCOURT, M.D. Correlação entre algumas fisionomias do Cerrado, no vale do Paraíba, e classes de índices de vegetação obtidos espectralmente. Anais do X SBSR, Foz do Iguaçu, 21-26 de abril de 2001, INPE, p. 1665-1672, Sessão Pôster – Iniciação Científica.

MENDONÇA, J.C. Estimativa da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense, RJ. Tese (Doutorado em Produção Vegetal), 145 f. Centro de Ciências e Tecnologias Agropecuárias, Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro. Campos dos Goytacazes, Rio de Janeiro, 2007.

MINNIS, P., MAYOR, S.; SMITH JR, W.L.; YOUNG, D.F. Asymmetry in the diurnal variation of surface albedo. *IEEE Transactions Geoscience Remote Sensing*, v.35, n.4, p. 879-891, 1997.

MIRANDA, E.E. de; (Coord.). *Brasil em Relevo. Dados SRTM*. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: [www.relevobr.cnpm.embrapa.br](http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br). Acesso em: 01 de maio 2009.

MONTEITH, J.L. *Principles of environmental physics*. London: Edward Arnold, 291p., 1973.

MONTEBELO, L.A.; CASAGRANDE, C.A.; BALLESTER, M.V.R.; VICTORIA, R.L.; CUTOLO, A.P.A. Relação entre uso e cobertura do solo e riscos de erosão nas áreas de preservação permanente na bacia do ribeirão dos Marins, Piracicaba-SP. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 12., 2005, Goiânia. Anais ... São José dos Campos: INPE, 2005. Artigos, p. 3829-3836. CD-ROM, On-line. ISBN 85-17-00018-8 Disponível em: [mar.te.dpi.inpe.br / rep- / ltid.inpe.br / sbsr / 2004 / 11.19.19.44](http://mar.te.dpi.inpe.br/rep/ltid.inpe.br/sbsr/2004/11.19.19.44). Acesso em: 05 ago. 2005.

MOORE, P.D.; CHAPMAN, S.B. *Methods in plant ecology*. London: Blackwell Scientific, 589p., 1990.

MONTENEGRO, A.A.A. Programa de Capacitação de Técnicos em Hidrometria para Gestão Integrada de Bacias Hidrográficas e Perímetros Irrigados. Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE. Disponível em [www.pgea.ufrpe.br / cursohidrometria / apresentacao.html](http://www.pgea.ufrpe.br/cursohidrometria/apresentacao.html). Acessado em 04 de julho de 2009.

MORIARTY, W.W. Estimation of diffuse from measured global solar radiation. *Solar Energy*, v.47, n.2, p. 75-82, 1991.

MCCORMICK, P. G.; SUEHRCKE, H. Diffuse fraction correlations, *Solar Energy*. v. 47, n.4, p. 311-312, 1991.

MYERS, N. *Conversion of tropical moist forest*. Washington, DC: National Academy of Science (NAS). 1980.

MYNENI, R.B.; HALL, F.G.; SELLERS, P.J.; MARSHAK, A.L. The interpretation of spectral vegetation indexes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.33, p. 481-486, 1995.

NASA. Science Data Users Handbook – Landsat 7 ETM+. Chapter 11 - Data Products. Disponível em: [www.gsfc.nasa.gov / IAS / handbook / handbook\\_htmls / chapter11 / chapter11.html](http://www.gsfc.nasa.gov/IAS/handbook/handbook_htmls/chapter11/chapter11.html). Acessado em: 01 de fevereiro de 2009.

NATIONS, J.D. *Tropical rainforest: endangered environment*. New York. 1988.

NOVO, E.M.L. de M. *Sensoriamento Remoto. Princípios e Aplicações*. São Paulo – Edgar Blucher LTDA. 1989.

OLIVEIRA, G.M. de.; LEITÃO, M. de. M.V.B.R. Estimativas de Evapotranspiração e as Conseqüências Devido aos Erros na Determinação de Saldo de Radiação e Efeitos Advectivos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.4, n.3, p.343-347, 2000.

OLIVEIRA-FILHO, A.T.; FONTES, M.A.L. Patterns of floristic differentiation among Atlantic Forests in southeastern Brazil and the influence of climate. *Biotropica*, v.32, n.4b, p. 793-810, 2000.

PERNAMBUCO. Secretaria de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente. *Plano Estadual de Recursos Hídricos: documento síntese*. Recife: SECTMA, v.4, 1998.

PERNAMBUCO. Secretaria de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente. Diretoria de Recursos Hídricos. *Plano Estadual de Recursos Hídricos*. Recife, v.1, 1999.

PONZONI, F.J. Comportamento Espectral da Vegetação. In: MENESES, P.R.; NETTO, J.S.M. (Org). *Sensoriamento remoto, reflectância dos alvos naturais*. Brasília – DF: Editora Universidade de Brasília - UNB, Embrapa Cerrados. pp. 157-199, 2001.

REED, R.K.; HALPERN, D. Insolation and net long-wave radiation off the Oregon coast. *Journal of Geophysical Research*, v.80, n.6, p. 839-844, 1975.

RIBEIRO, G. do N. Estudo dos solos e uso atual da terra em parte do agreste paraibano (região de Puxinanã), através de sensoriamento remoto e geoprocessamento. 60 p. Monografia de Conclusão de Curso (Curso de Engenharia Agrônômica) – Centro de Ciências Agrárias, Universidade federal da Paraíba, Areia – PB, 2003.

RIBEIRO, G.N., TEOTIA, H.S. MORAES NETO, J.M. de., ARAÚJO, S.M. de. Estudo do uso atual da terra através de tecnologias de sensoriamento remoto em parte do agreste paraibano. Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis-Brasil. 21-26, abril, p. 4171-4178, 2007.

ROBINOVE, C.J.; CHAVEZ, P.S.; GEHRING, D.; HOLMGREN, R. Arid Land Monitoring Using Landsat Albedo difference Images. Remote Sensing of Environment, v.11, p. 133-156. 1981.

ROSA, R. Introdução ao Sensoriamento Remoto. Uberlândia: EDUFU. 2003.

ROSENDO, J. dos S.R. Índices de vegetação e monitoramento do uso do solo e cobertura vegetal na bacia do Rio Araguari – MG – utilizando dados do sensor MODIS. 2005. 130 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia. 2005.

RUDEL, T.K. Population, Development, and Tropical Deforestation: A cross-national study. Rural Sociology, v.54, n.3, p. 327-338. 1989.

SANTOS ALVALÁ, R.C. Estudo da partição de energia em terrenos complexos (áreas desflorestadas e florestas). São José dos Campos. 152p. (INPE- 5522-TDI/519). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1993.

SANTOS, J.R.; CARVALHO, V.C. Controlled spectral rotation as alternative to Principal Components Analysis for change detection in área of semi-arid. [CD- ROM]. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 10. Anais,. São José dos Campos: Fabrica da Imagem, 2001.

SATTERLUND, D.R. An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. *Water Resources Research*, v.15, n.6, p.1649-1650, 1979.

SECTMA. Demanda e oferta hídrica em Pernambuco: Uma abordagem indicativa. Secretaria de Ciência, Tecnologia e Meio Ambiente – SECTMA. Disponível em: [www.sectma.pe.gov.br/download/Demanda\\_e\\_oferta\\_hidrica\\_em\\_PE.pdf](http://www.sectma.pe.gov.br/download/Demanda_e_oferta_hidrica_em_PE.pdf). Acessado em 04 de julho de 2009.

SCHOTT, J.R. *Remote sensing: the image chain approach*. New York: Oxford University Press. 1997.

SLATER, P.N. *Remote Sensing: optics and optical systems*. Reading, MA, Addison-Wesley, 575p., 1980.

SILVA, E.T.J.B. Utilização dos índices de Vegetação do Sensor MODIS para Detecção de Desmatamentos no Cerrado: Investigação de Parâmetros e Estratégias. 2004, Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília. 146p., 2004.

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

SILVA, B.B. da; LOPES, G.M.; AZEVEDO, P. V. de. Determinação do albedo de áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.13, n.2, p. 201-211, 2005b.

SILVA, B.B. da; BEZERRA, M.V.C.; BRAGA, A.C.; SILVA, S.T.A. da; Obtenção do albedo de áreas irrigadas e de vegetação nativa em Petrolina e vizinhanças com imagem Landsat 7 – ETM+. Anais... Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto, Aracajú - SE, 25-27 de outubro de 2006.

SILVA, E.P. da. Levantamento integrado dos recursos naturais renováveis de parte da microrregião homogênea de Sousa - PB, utilizando-se técnicas de sensoriamento remoto e sistema de informação geográfica. 64 p. Monografia de Conclusão de Curso (Curso de Engenharia Agrônômica) - Centro de Ciências Agrárias, Universidade federal da Paraíba, Areia - PB, 1999.

SILVA, R.C. Estudo do balanço de radiação no pantanal sul mato Grossense. São José dos Campos, 213p. (INPE-9776-TDI/860). Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002.

SINGH, A. Digital change detection techniques using remotely-sensed data. *International Journal of Remote Sensing*, v.10, n.6, p. 989-1003. 1989.

SOUZA, J.L. de; ESCOBEDO, J.F. Balanço de radiação em cultivos de feijão-vagem com e sem cobertura de polietileno. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.32, n.1, p. 1-15, 1997.

SONG, J. Diurnal asymmetry in surface albedo. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.92, n.3, p181-189, 1998.

SUD, Y.C.; MOLOD, A.A. GCM simulation study of the influence of Saharan evapotranspiration and surface-albedo anomalies on July circulation and rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, v.116, n.11, p. 2388-2408, 1988.

SCHMETZ, P.; SCHMETZ, J.; RASCHKE, E. Estimation of daytime downward longwave radiation at the surface from satellite and grid point data. *Theoretical and Applied Climatology*, v.37, n.3, p.136-149, 1986.

SHUTTLEWORTH, W.J.; WALLACE, J.S. Evaporation from sparse crops: an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.111, n.469, p.839, 1985.

STÖCKLI, R.; VIDALE, P.L. European plant phenology and climate as seen in a 20-year AVHRR land-surface parameter dataset. *International Journal of Remote Sensing*, v.25, n.17, p. 3303-3330, 2004.

STÖCKLI, R.C. EFAI-NDVI. Disponível em: [ftp://bach.ethz.ch/pub\\_read/stockli/efai\\_world](ftp://bach.ethz.ch/pub_read/stockli/efai_world). Acesso em: 13 maio 2005. 2005a.

STÖCKLI, R.C. Estimating NDVI and IAF with simple radiometric and photographic methods: A remote sensing tutorial for teachers and students. Disponível em: [www.iac.ethz.ch/people/stockli](http://www.iac.ethz.ch/people/stockli). Acesso em: 24 maio 2005. 2005b.

UNSWORTH, M.H.; MONTHEITH, J.L. Long-wave radiation at the ground. II. Geometry of interception by slopes, solids and obstructed planes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.101, n.427, p.13-24, 1985.

VALERIANO, M.M. Modelo digital de elevação com dados SRTM disponíveis para a América do Sul. São José dos Campos: INPE, 2004. 72p. (INPE - 10550-RPQ/756). Disponível em: [urlib.net/sid.inpe.br/sergio/2004/06.30.10.57](http://urlib.net/sid.inpe.br/sergio/2004/06.30.10.57) Acesso em: 24 abr. 2008.

VERSTRAETE, M.M.; PINTY, B. Designing spectral indexes for remote sensing applications. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, v.34, p. 1254-1265, 1996.

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

XIAO, X.M.; ZHANG, Q.Y.; BRASWELL, B.; URBANSKI, S.; BOLES, S.; WOFYSY, S.; MOORE III, B.; OJIMA, D. Modeling gross primary production of temperate deciduous broadleaf forest using satellite images and climate data. *Remote Sensing of Environment*, v.91, p. 256-270, 2004.

XIAO, X.; ZHANG, Q.; SALESKA, S.; HUTYRA, L.; CAMARGO, P.; WOFYSY, S.; FROLKING, S.; BOLES, S.; KELLER, M.; MOORE, B. Satellite-based modeling of gross primary production in a seasonally moist tropical evergreen forest. *Remote Sensing of Environment*, v.94, p. 105-122, 2005.

YANG, S.K.; SWITH, G.L.; BRATWAN, F.L. An earth outgoing longwave radiation climate model. Part I: Clear sky radiation. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v.26, n.9, p.1134-2246, 1987.

Sensoriamento Remoto e Análise Ambiental

Coordenação Geral

Prof. Wellington Pinheiro dos Santos

Design Gráfico

Bureau de Design da PROEXT

MARIA HELENA ARAÚJO / ERIVALDO SOUSA / SOLANGE COUTINHO

Tipografia

Frutiger 57 Condensed

Libre Semi Serif SSI

Libre Serif SSI

**Editora**  
**Universitária**  **UFPE**

Rua Acadêmico Hélio Ramos, 20 - Várzea  
Recife | PE CEP: 50.740-530 Fax: (0xx81) 2126.8395  
Fones: (0xx81) 2126.8397 | 2126.8930  
[www.ufpe.br/edufpe](http://www.ufpe.br/edufpe) - [edufpe@nlink.com.br](mailto:edufpe@nlink.com.br) - [editora@ufpe.br](mailto:editora@ufpe.br)

# Série Extensão

A Universidade Federal de Pernambuco tem a satisfação de apresentar à comunidade universitária e à sociedade como um todo a Série Extensão, que tem como objetivo a difusão do conhecimento produzido no âmbito da UFPE em caráter extensionista.

A Série Extensão é fruto dos Editais de Publicação da Pró-Reitoria de Extensão – PROEXT, abertos à comunidade da UFPE e organizados de acordo com os Programas Institucionais “UFPE Et Movimentos Sociais”, “UFPE Et Políticas Públicas”, “UFPE Et Políticas Culturais”, “Educação Inclusiva e Formação Permanente” e “Integração UFPE Empresa”. As publicações são escolhidas de acordo com avaliação de mérito com uma comissão de pareceristas, sendo o resultado referendado pela Câmara de Extensão.

A partir do nosso compromisso com o papel da Extensão Universitária para a transformação social, com redução das desigualdades sociais e construção de uma cultura de democracia e de paz, é nossa intenção que esses saberes sejam largamente compartilhados com a universidade e a sociedade, e que essas publicações possam chegar às mãos de estudantes, docentes e técnicos da UFPE e ao público mais amplo da sociedade em geral, cumprindo assim a nossa missão, na perspectiva da Consolidação e Inovação.

Edilson Fernandes de Souza  
Pró-Reitor de Extensão da UFPE



**PROEXT**  
PRÓ-REITORIA DE EXTENSÃO

