

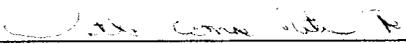
IDENTIFICAÇÃO DE PADRÕES CLIMATOLÓGICOS QUE CONTRIBUEM PARA
A OCORRÊNCIA DE INCÊNDIO EM ÁREAS DE CERRADO USANDO DADOS
AVHRR/NOAA-14

Wilfrid Schroeder

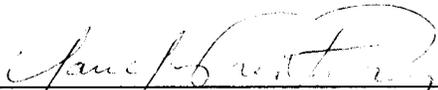
TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DA COORDENAÇÃO DOS
PROGRAMAS DE PÓS-GRADUAÇÃO DE ENGENHARIA DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM
ENGENHARIA CIVIL.

Aprovada por:

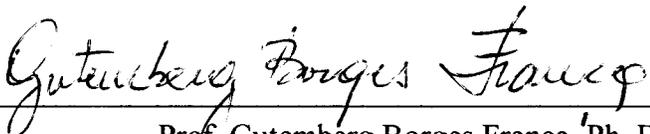
Prof. José Ricardo de Almeida França, Ph. D.



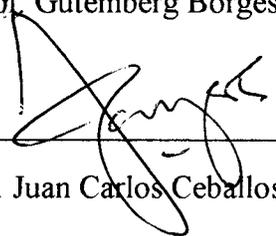
Prof. Otto Correa Rotunno Filho, Ph. D.



Prof. Cláudio Freitas Neves, Ph. D.



Prof. Gutemberg Borges França, Ph. D.



Dr. Juan Carlos Ceballos, D. Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL
JUNHO DE 2001

SCHROEDER, WILFRID

Identificação de Padrões Climatológicos que Contribuem para a Ocorrência de Incêndio em Áreas de Cerrado Usando Dados AVHRR/NOAA-14 [Rio de Janeiro] 2001

XVII, 184p. 29,7cm (COPPE/UFRJ, M.Sc., Engenharia Civil, 2001)

Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE

1. Climatologia
2. Hidrologia
3. Incêndios em cerrado
4. Monitoramento por satélite
5. Índice de vegetação

I. COPPE/UFRJ II. Título (série)

*Para a minha esposa,
Renata.*

AGRADECIMENTOS

Esta tese simboliza mais um período de estudos ao longo do qual várias pessoas estiveram envolvidas, acompanhando e apoiando o seu desenvolvimento, e assim contribuindo para o seu sucesso.

Agradeço a meu pai Vilfrid, a minha mãe Vera, e a meus irmãos pelo eterno carinho e apoio, contribuindo para que o sentimento de companheirismo e fraternidade me ajudasse a encarar os momentos mais difíceis com tranquilidade e a certeza da superação.

A minha esposa Renata, agradeço pela paciência ao compartilhar tantos dias e noites me vendo dedicado a este trabalho, sempre apoiando e acreditando.

Meus agradecimentos a todos os colegas do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, em especial a Marcelo Pinheiro Garcia e a Ricardo Raposo dos Santos, sempre dispostos a ajudar no desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço aos professores do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, em especial ao Dr. Gutemberg Borges França, pelas discussões valiosas em torno desta tese.

Meus agradecimentos ao Grupo de Aplicações de Satélites Meteorológicos do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), ao seu coordenador, Dr. Juan Carlos Ceballos, pelas discussões sempre produtivas, e ao grande companheiro, Sr. Mariglaudio Alves Gondim, que contribuiu ativamente para o desenvolvimento deste trabalho.

Meus agradecimentos ao Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e à Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela disponibilização de todas as imagens AVHRR/NOAA-14 utilizadas neste trabalho e dos dados das plataformas de coleta de dados (PCDs), ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) pela disponibilização dos dados de suas

estações meteorológicas de superfície e ao Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis (IBAMA) pelo fornecimento dos dados de incêndios nos parques nacionais da Chapada dos Veadeiros e Grande Sertão Veredas.

A meu orientador, Dr. José Ricardo de Almeida França, meu agradecimento pela confiança e apoio durante todo o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo fornecimento da bolsa de pesquisa durante o desenvolvimento deste trabalho.

Finalmente, a todos os demais colegas que não foram mencionados, porém que, de alguma forma, contribuíram, meu muito obrigado.

Resumo da Tese apresentada a COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

IDENTIFICAÇÃO DE PADRÕES CLIMATOLÓGICOS QUE CONTRIBUEM
PARA A OCORRÊNCIA DE INCÊNDIO EM ÁREAS DE CERRADO USANDO
DADOS AVHRR/NOAA-14.

Wilfrid Schroeder

Junho/2001

Orientadores: José Ricardo de Almeida França
Otto Corrêa Rotunno Filho

Programa: Engenharia Civil

Este trabalho emprega técnicas de sensoriamento remoto para monitoramento do fogo e da condição da vegetação em uma área de cerrado junto com a utilização de dados de estações meteorológicas de superfície, visando a identificação de padrões climatológicos comuns às ocorrências de incêndios neste tipo de vegetação. Foram aplicadas duas metodologias para detecção de focos de calor (limite simples de saturação no canal 3 e técnica multiespectral) e dois índices de vegetação (NDVI e GEMI) para caracterização do estado da vegetação às imagens vespertinas AVHRR/NOAA-14. Os dados resultantes foram cruzados com as variáveis de superfície temperatura, umidade relativa e vento, que caracterizavam o estado da atmosfera. Os resultados mostram que é possível separar as condições climatológicas que se desenvolvem durante um incêndio através da análise dos dados referentes à vegetação e à atmosfera.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

IDENTIFICATION OF CLIMATOLOGICAL CONDITIONS THAT CONTRIBUTE
FOR FIRE EVENTS IN A CERRADO AREA USING AVHRR/NOAA-14 DATA

Wilfrid Schroeder

June/2001

Advisors: José Ricardo de Almeida França
Otto Corrêa Rotunno Filho

Department: Civil Engineering

This work uses remote sensing techniques for fire and vegetation condition monitoring over a cerrado area together with meteorological gauge stations data to identify climatological conditions that occur during fire events in this type of land cover. Two hot spot detection algorithms (single channel and multi-channel threshold algorithms) and two vegetation indices (NDVI and GEMI), in order to characterize the vegetation condition, were applied to afternoon AVHRR/NOAA-14 images. The hot spot and vegetation index data were cross-checked against variables such as temperature, relative humidity and wind, characterizing the atmospheric conditions. The results show that it is possible to distinguish the climatological conditions that take place during a fire through the analysis of the vegetation and the meteorological data used.

ÍNDICE

	Página
AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	xi
ÍNDICE DE TABELAS	xvi
CAPÍTULO I	
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO II	
O SENSORIAMENTO REMOTO	7
2.1. A Radiação Eletromagnética	7
2.2. Balanço de Radiação	11
2.3. Balanço de Energia	13
2.4. Anisotropia da Superfície	14
2.5. Interação Energia-Matéria	16
2.5.1 Espalhamento Atmosférico	17
2.5.2 Absorção Atmosférica	18
2.6. Correção Atmosférica	19
2.6.1. Visível	19
2.6.2. Infravermelho	24
CAPÍTULO III	
OS SATÉLITES POLARES NOAA	26
3.1. Características do Satélite	26
3.2. Características do Sensor AVHRR	28

CAPÍTULO IV

PROCESSAMENTO DAS IMAGENS 34

 4.1. Navegação 34

 4.2. Correção Radiométrica 36

 4.3. Cálculo dos Parâmetros Geofísicos 40

CAPÍTULO V

ÍNDICES DE VEGETAÇÃO 43

 5.1. Descrição Geral 43

 5.2. NDVI 47

 5.3. GEMI 49

CAPÍTULO VI

DETECÇÃO DE FOCOS DE CALOR 52

 6.1. Aspectos Gerais do Fogo 52

 6.2. Algoritmos 57

 6.2.1. Limite Simples de Saturação no Canal 3 57

 6.2.2. Método Multiespectral 60

CAPÍTULO VII

METODOLOGIA DE ESTUDO 64

CAPÍTULO VIII

CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO 73

CAPÍTULO IX

ANÁLISE DOS RESULTADOS 81

CAPÍTULO X

CONCLUSÃO 129

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS133

APÊNDICE A - CÓDIGO COMPUTACIONAL IDRISI.146

APÊNDICE B - ARTIGOS PUBLICADOS. 153

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
2.1: Curva da irradiância espectral em função do comprimento de onda para dois corpos negros a temperaturas aproximadamente semelhantes a do Sol (6000 K) e a da Terra (288 K)(em $W/m^2\mu m$).	8
2.2: Espectros de absorção para os principais constituintes absorvedores presentes na atmosfera	19
2.3: Esquema representativo dos caminhos óticos percorridos pela radiação até chegar ao satélite	20
2.4: Esquema representativo dos caminhos óticos descritos pela radiação infravermelha.	24
3.1: Esquema representativo da geometria de observação do alvo pelo sensor embarcado no satélite	31
3.2 a: Variação da largura do pixel AVHRR em função do afastamento da posição nadir	33
3.2 b: Variação do comprimento do pixel AVHRR em função do afastamento da posição nadir	33
5.1: Reflectâncias espectrais para solo seco, solo úmido e vegetação	44
7.1: Localização das estações meteorológicas de Barro Alto(GO) e Buritis(MG) . .	68
7.2: Fluxograma de processamento das imagens AVHRR/NOAA-14 para obtenção dos dados de índice de vegetação e focos de calor	69
8.1: Mapa de localização dos parques nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG); os círculos indicam áreas de influência de 200km em torno de cada parque	74
8.2: Mapa de vegetação do IBAMA referente às áreas de estudo; as siglas <i>Sa</i> e <i>Sp</i> identificam vegetação de savana (cerrado) arborizada e savana (cerrado) parque, respectivamente	75
8.3: Exemplo de vegetação encontrada no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	76
8.4: Exemplo de vegetação encontrada no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	77

Figura	Página
9.1 a, b: Imagem do dia juliano 242 (30/08/99 18:03UTC), canal 1 (a) e canal 3 (b) AVHRR. As setas apontam os focos de calor no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e as plumas associadas (em tons mais claros na imagem do canal 1) estendendo-se para oeste	86
9.2 a, b: Imagem do dia juliano 260 (17/09/99 18:00UTC), canal 1 (a) e canal 3 (b) AVHRR. As setas indicam as áreas saturadas sobre o Parque associadas a reflexo no topo das nuvens	88
9.3 a: Índice NDVI para a imagem do dia juliano 224 (12/08/99). As áreas com linhas verdes e azuis indicam os Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas, respectivamente	97
9.3 b: Índice GEMI para a imagem do dia juliano 224 (12/08/99). As áreas com linhas verdes e azuis indicam os Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas, respectivamente	97
9.4 a: Distribuição dos focos de calor detectados no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros durante o período estudado	98
9.4 b: Distribuição dos focos de calor detectados no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas durante o período estudado	98
9.5 a: Distribuição da precipitação na estação automática de Barro Alto (GO), representativa do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros durante o período estudado	100
9.5 b: Distribuição da precipitação na estação meteorológica convencional de Buritis (MG), representativa do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas durante o período estudado	100
9.6 a: Evolução da temperatura para a estação automática de Barro Alto (GO), representativa do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	102
9.6 b: Evolução da temperatura para a estação meteorológica de Buritis (MG), representativa do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	102
9.7 a: Distribuição da temperatura contra focos de calor para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	103
9.7 b: Distribuição da temperatura contra focos de calor para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	103

Figura	Página
9.8 a: Evolução da umidade relativa para a estação automática de Barro Alto (GO), representativa do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	105
9.8 b: Evolução da umidade relativa para a estação meteorológica de Buritis (MG), representativa do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	105
9.9 a: Distribuição da umidade relativa contra os focos de calor para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	106
9.9 b: Distribuição da umidade relativa contra os focos de calor para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	106
9.10 a: Distribuição do vento contra os focos de calor para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	109
9.10 b: Distribuição do vento contra os focos de calor para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	109
9.11 a: Evolução temporal do índice NDVI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	112
9.11 b: Evolução temporal do índice NDVI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	112
9.12 a: Evolução temporal do índice NDVI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros; as linhas de grade verticais identificam o período orbital de 9 dias descrito pelo satélite NOAA-14	113
9.12 b: Evolução temporal do índice NDVI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas; as linhas de grade verticais identificam o período orbital de 9 dias descrito pelo satélite NOAA-14	113
9.13 a: Evolução temporal do índice NDVI (linha azul) e seu desvio padrão (linhas vermelhas) para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	114
9.13 b: Evolução temporal do índice NDVI (linha azul) e seu desvio padrão (linhas vermelhas) para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	114
9.14 a: Desvio padrão do índice NDVI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	115
9.14 b: Desvio padrão do índice NDVI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	115
9.15 a: NDVI médio para 9 órbitas consecutivas para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	116

Figura	Página
9.15 b: NDVI médio para 9 órbitas consecutivas para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	116
9.16: NDVI médio para 9 órbitas consecutivas para as áreas do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (linha vermelha) e de Grande Sertão Veredas (linha azul)	117
9.17 a: Distribuição do NDVI contra os focos de calor para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	117
9.17 b: Distribuição do NDVI contra os focos de calor para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	118
9.18 a: Evolução temporal do índice GEMI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	122
9.18 b: Evolução temporal do índice GEMI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	122
9.19 a: Evolução temporal do índice GEMI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros; as linhas de grade verticais identificam o período orbital de 9 dias descrito pelo satélite NOAA-14	123
9.19 b: Evolução temporal do índice GEMI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas; as linhas de grade verticais identificam o período orbital de 9 dias descrito pelo satélite NOAA-14	123
9.20 a: Evolução temporal do índice GEMI (linha azul) e seu desvio padrão (linhas vermelhas) para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	124
9.20 b: Evolução temporal do índice GEMI (linha azul) e seu desvio padrão (linhas vermelhas) para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	124
9.21 a: Desvio padrão do índice GEMI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	125
9.21 b: Desvio padrão do índice GEMI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	125
9.22 a: GEMI médio para 9 órbitas consecutivas para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	126
9.22 b: GEMI médio para 9 órbitas consecutivas para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	126

Figura	Página
9.23: GEMI médio para 9 órbitas consecutivas para as áreas do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (linha vermelha) e de Grande Sertão Veredas (linha azul)	127
9.24 a: Distribuição do GEMI contra os focos de calor para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	127
9.24 b: Distribuição do GEMI contra os focos de calor para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	128

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela	Página
3.1: Descrição dos canais do sensor AVHRR / NOAA-14	28
4.1: Números de onda central ν (cm^{-1}) como função da temperatura observada para o radiômetro AVHRR/NOAA-14	42
5.1: Valores NDVI observados para diferentes superfícies	49
5.2: Valores GEMI observados para diferentes superfícies	51
7.1: Demonstrativo das imagens selecionadas para uso	65
9.1 a: Informação de campo dos incêndios ocorridos no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	82
9.2 b: Informação de campo dos incêndios ocorridos no Parque Nacional Grande Sertão Veredas	82
9.2 a: Número de focos de calor detectados pelos métodos do limite simples de saturação do canal 3 e multiespectral (França <i>et al.</i> , 1995) para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	84
9.2 b: Número de focos de calor detectados pelos métodos do limite simples de saturação do canal 3 e multiespectral (França <i>et al.</i> , 1995) para o Parque Nacional Grande Sertão Veredas	85
9.3 a: Dados da diferença entre a detecção do limite do canal 3 e o método multiespectral para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	91
9.3 b: Dados da diferença entre a detecção do limite do canal 3 e o método multiespectral para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	95
9.4 a: Estatística das temperaturas observadas no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	104
9.4 b: Estatística das temperaturas observadas no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	104
9.5 a: Estatística da umidade relativa observada no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	107
9.5 b: Estatística da umidade relativa observada no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas	108

Tabela	Página
9.6 a: Estatística do vento observado no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	108
9.6 b: Estatística do vento observado no Parque Nacional de Grande Ser-tão Veredas	108
9.7 a: Estatística do NDVI observado no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	118
9.7 b: Estatística do NDVI observado no Parque Nacional de Grande Ser-tão Veredas	118
9.8 a: Estatística do GEMI observado no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros	121
9.8 b: Estatística do GEMI observado no Parque Nacional de Grande Ser-tão Veredas	121

Capítulo I

INTRODUÇÃO

Muitos dos pontos relacionados ao problema conhecido como "Mudança Global" estão ligados ao estado e à evolução da biosfera, em particular sobre os continentes (IGBP, 1999). As plantas controlam parcialmente as trocas de massa, energia e momento entre as superfícies continentais e a atmosfera e exercem um ativo papel nos ciclos biogeoquímicos (IGBP, 1993). Elas também dão suporte ao reino animal e a muitas das atividades humanas (ex.: agricultura). A questão que envolve a queima de biomassa vem sendo amplamente estudada pela comunidade científica mundial (Kaufman *et al.*, 1990; Levine, 1991; Belward *et al.*, 1993; Kennedy e Karteris, 1994; França *et al.*, 1995; Randriambelo *et al.*, 1998; Kaufman *et al.*, 1998a; Ahern *et al.*, 2000; entre outros) e abordada pela sociedade que sofre com seus efeitos. Mais especificamente, a ocorrência de incêndios em áreas de relevado interesse ecológico vem direcionando a atenção da sociedade para esse assunto, principalmente em função de eventos de grande impacto nos últimos anos, como foram os casos do incêndio do parque nacional de Yellowstone, dos grandes incêndios florestais de Roraima e da Indonésia, entre tantos outros de significativa importância.

As ocorrências de queima de biomassa são um fenômeno de importância local, regional e global para a biosfera. As consequências ambientais desse processo têm se refletido em diferentes partes do sistema climático terrestre. Não obstante a degradação da vegetação onde ocorre o fogo, havendo perda de espécies vegetais e animais, o que afeta a biodiversidade existente e traz prejuízos econômicos, a queima de biomassa traz consequências diretas também para o solo e para a atmosfera. Dependendo das temperaturas atingidas durante um incêndio, propriedades importantes do solo podem ser afetadas, havendo uma redução de sua fertilidade para atividades de plantio (Pivello e Coutinho, 1992). Através da queima de biomassa, são lançados à atmosfera componentes sob formas químicas e físicas em proporções que tornam a queima de biomassa um processo biogeoquímico distinto. A combustão de biomassa resulta na

emissão de gases traço diversos (entre os mais importantes, CO, NO, NO₂, NH₃ e diversos hidrocarbonos)(Prinn, 1991), que podem influenciar diretamente a química da atmosfera devido ao aumento das concentrações de certas espécies (de modo mais significativo quanto maior a proximidade da fonte) ou indiretamente através da formação de ácidos e oxidantes que irão reagir com outras espécies presentes no meio. Essa combustão pode ainda afetar o balanço radiativo da Terra, em uma escala regional ou mesmo global, através da mudança das características de absorção e espalhamento do meio (Ross *et al.*, 1998), alterando as componentes de entrada e saída de radiação do ambiente terrestre.

O processo de queima de biomassa pode ser induzido naturalmente, através da ocorrência de raios em regiões onde a vegetação e as condições de tempo favorecem o seu alastramento, ou devido à influência do homem como elemento ignitor. Devido à necessidade de ocorrência de condições muito particulares, os eventos causados naturalmente aparecem em número menor quando comparados àqueles causados pela intervenção do homem (R.O.I., 1999). Para isso, contribui fortemente o fator sócio-cultural, onde a cultura da prática de queimadas para limpar os campos, as atividades de desflorestamento, entre outros, fazem o homem aparecer como o elemento causador principal nas estatísticas. Contudo, nem toda queima provocada, ou nem todo raio que incide em uma área de vegetação evoluirá para um incêndio florestal. Para que o fogo ocorra fora de controle, o que caracteriza um incêndio florestal, devem existir condições particulares do ambiente a fim de que a combustão possa ser continuada após a ignição inicial. Nesse ponto, atuam como elementos principais: (i) o estado da vegetação – que indicará o grau de flamabilidade do material orgânico, representando o combustível; (ii) as condições atmosféricas, através da temperatura e umidade – que indicarão a condição do componente ar, representando o comburente; (iii) por fim, ainda dentro das condições atmosféricas, o vento – que indicará a susceptibilidade ao alastramento e intensificação das chamas, representando o fole. Temos aí, então, um esquema “lareira” no ambiente, onde cada elemento contribuirá favorecendo ou prejudicando o desenvolvimento e a continuidade do fogo.

Em um estudo de monitoramento do fogo utilizando-se imagens do satélite GOES (Prins *et al.*, 1998), no qual se realizaram amostragens do número de focos de calor a cada três horas durante toda a estação seca de 1995 para a América do Sul, identificou-

se a existência de um claro ciclo diário de ocorrência de focos de calor, havendo um máximo de ocorrência dos eventos localizado no horário que cobre o início e o meio da tarde, o que coincide com o horário das temperaturas máximas diárias. Em um outro estudo, onde se buscou acompanhar através de imagens do sensor AVHRR/NOAA a evolução de frentes de fogo induzidas em uma região de savana africana (Belward *et al.*, 1993), notou-se, da mesma forma, um regime diário no comportamento do fogo, havendo uma diminuição significativa de sua intensidade com o cair da noite, até que o orvalho depositado na vegetação fosse evaporado, e a temperatura voltasse a subir com o decorrer do dia seguinte.

Dada a importância que a queima da biomassa possui, e dados os efeitos que pode induzir sobre o meio ambiente e sobre a sociedade, faz-se necessário aplicar técnicas de monitoramento que permitam determinar com precisão esses eventos. Analisando a dificuldade de operação e os custos elevados envolvidos com o monitoramento das condições da vegetação *in-situ*, os sensores embarcados em plataformas orbitais surgem como uma ferramenta de grande utilidade, vista sua capacidade de monitorar diariamente extensas áreas, onde o acesso por terra, muitas vezes, torna-se impraticável. Os dados do sensor AVHRR, a bordo da série de satélites polares NOAA, têm sido amplamente utilizados para o monitoramento do fogo e da vegetação para uma grande variedade de regiões do globo – leia-se diferentes ecossistemas (Brustet *et al.*, 1991a; Menzel *et al.*, 1991; Alonso e Roque, 1994; Randriambelo *et al.*, 1998). Em um estudo realizado, onde buscou-se determinar a capacidade de monitoramento do fogo através de sensoriamento remoto (Kaufman *et al.*, 1998b), concluiu-se que apesar dos instrumentos com resolução espacial de 1km x 1km serem capazes de detectar menos da metade das ocorrências de fogo em superfície, essas ocorrências são responsáveis por aproximadamente 80 a 100% da energia radiativa emitida e, conseqüentemente, por 80 a 100% da taxa de queima de biomassa total, considerando-se que a energia radiativa atua como um indicador da taxa de combustão instantânea de biomassa. A combinação de resolução espacial de 1km x 1km, com uma resolução temporal que permite amostragens diárias de qualquer ponto na superfície terrestre, e a presença de 5 bandas espectrais distintas fazem do sensor AVHRR uma ferramenta de grande utilidade para o monitoramento da queima de biomassa, a nível local, regional ou global. Todos os canais do AVHRR podem ser utilizados no estudo do fogo em vegetação ou no monitoramento das plumas de fumaça produzidas.

Os métodos de detecção de focos de calor através do sensor AVHRR podem ser divididos em três classes: (i) método do limite simples de saturação do canal 3 (3.55 – 3.93 μm); (ii) método multiespectral (utilização de mais de um canal para a detecção de focos de calor); (iii) método contextual (utilização de limites dinâmicos que se adaptam às características regionais onde o método é aplicado). O método do limite simples de saturação do canal 3 foi o primeiro método proposto para identificação de focos de calor através das imagens AVHRR, podendo apresentar problemas na identificação dos focos de calor devido basicamente à contaminação do valor numérico digital do sensor, visto que a banda espectral desse canal localiza-se entre 3,55 e 3.93 μm , havendo sobreposição da radiação emitida pelo sol, pelas diversas superfícies terrestres e pelo fogo neste intervalo espectral. Em função dos problemas que esse método de detecção de focos de calor apresenta, sua aplicação é geralmente restrita às imagens noturnas, a fim de se evitar a contaminação do sinal do sensor pela radiação solar. Enquanto isso, o método multiespectral emprega uma sequência de testes utilizando mais de um canal do sensor AVHRR a fim de classificar um píxel como foco de calor associado a fogo, procurando assim eliminar os problemas encontrados no método simples de saturação do canal 3. Com isso, pode-se melhorar a representatividade do monitoramento através da utilização das imagens vespertinas do sensor (aproximadamente 14:30 h local), o que equivale ao horário de máxima ocorrência das queimadas (Prins e Schmetz, 2000; Prins *et al.*, 1998). A fim de tornar possível a aplicação dos algoritmos multiespectrais para áreas mais extensas, o método contextual foi proposto. Através dele, são atribuídos limites dinâmicos para a detecção de focos de calor. Assim, os limites para identificação de um foco de calor ajustam-se a cada píxel analisado, passando por dois passos básicos: (i) identificação dos possíveis focos de calor através de limites fixos; (ii) ajuste fino dos limites através de análise estatística com os píxeis vizinhos (Martin *et al.*, 1999). Apesar de mais flexível, essa última metodologia exige cuidado especial com a determinação dos limites aplicados ao se trabalhar com regiões com características de vegetação distintas.

Apresentando dois canais localizados nas regiões do vermelho e do infravermelho próximo (canais 1 e 2, respectivamente), esse sensor permite também a aplicação de índices de vegetação que irão explorar a diferença de resposta da vegetação à radiação solar incidente nas duas bandas mencionadas, derivando daí a presença de biomassa verde à superfície (Goward *et al.*, 1991; Carlson e Ripley, 1997; Purevdorj *et al.*, 1998;

Gutman e Ignatov, 1998). Sensíveis à variação do estado da vegetação em função das condições climáticas, esses índices permitem identificar o estabelecimento das condições de seca sobre uma dada região (Achard e Blasco, 1990; Schroeder *et al.*, 1999; Liu *et al.*, 1994; Liu e Kogan, 1996; Kogan, 1995; Unganai e Kogan, 1998; Yang *et al.*, 1998). Ainda, a frequência em que os dados AVHRR estão disponíveis é compatível com a escala temporal das variações de umidade da vegetação, um importante parâmetro que influencia a propagação do fogo (França *et al.*, 1995).

A taxa de queima de biomassa no Brasil, e com isso a quantidade de gases traço e aerossóis emitidos, varia de ano a ano. As condições climáticas afetam as áreas de florestas e campos que são queimados a cada ano e a fração de biomassa consumida pelo fogo. Os fatores sociais também exercem influência sobre a ocorrência de incêndios. A região Central do Brasil é caracterizada por condições climáticas bastante particulares no tocante ao seu período de seca, o qual abrange os meses de maio a outubro. Nessa época, a precipitação registrada reduz-se a praticamente zero, sendo acompanhada por valores bastante baixos de umidade relativa e temperaturas elevadas (Climanálise, 1996; Nobre *et al.*, 1998). Em função disso, as áreas de elevado interesse ecológico localizadas na região ficam sujeitas a incêndios provocados por queimadas que fogem ao controle, devido fundamentalmente à ocorrência de condições climáticas ideais no ambiente para o alastramento dessas queimadas. Este fato representa uma ameaça tanto ao meio quanto à sociedade.

Abordando a questão da queima de biomassa em uma região de cerrado, este estudo tem como objetivo identificar padrões climatológicos relacionados à ocorrência de incêndios nos parques nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG). Para isso, é feito uso da capacidade de monitoramento do sensor AVHRR/NOAA-14 através da aplicação de dois algoritmos de detecção de focos de calor que são: (i) limite simples de saturação do canal 3 do AVHRR; (ii) método multiespectral proposto por França (1994). Adicionalmente, é feita a aplicação dos índices de vegetação NDVI (Tucker *et al.*, 1979) e GEMI (Pinty e Verstraete, 1992) conjuntamente com dados de estações meteorológicas de superfície. Foi escolhida para trabalho a estação seca de 1999 (período que compreende os meses de março a outubro – desde seu estabelecimento até o seu término), ano em que se fazia notar a anomalia climática La Niña, o que resultou em um aumento considerável da área queimada na

região Centro-Oeste do Brasil, afetada significativamente pela seca. Os dados de detecção de focos de calor e dos índices de vegetação derivados a partir das imagens AVHRR/NOAA-14, referentes à passagem vespertina, são analisados junto com os dados das estações meteorológicas de superfície localizadas próximas à área de estudo, visando identificar quais condições da vegetação e da atmosfera estão associadas à ocorrência de grandes incêndios.

CAPÍTULO II

O SENSORIAMENTO REMOTO

2.1 A RADIAÇÃO ELETROMAGNÉTICA

O princípio básico do sensoriamento remoto consiste na utilização da radiação eletromagnética como forma de obter informações sobre um alvo que não está em contato direto com o elemento sensível do instrumento de medidas. Seguindo este princípio, o radiômetro AVHRR utilizado neste estudo, fornece informações sobre uma dada superfície observada através de medidas da energia, definida em termos de partícula como fóton ou em termos de onda como radiação eletromagnética (EMR), que interage com as células sensíveis do sensor, e que presumivelmente tenha sido refletida ou emitida pela superfície observada em questão.

Os elementos físicos que interagem para produzir dados de sensoriamento remoto podem ser esquematizados de duas maneiras, dependendo do tipo de radiação recebida pelo sensor:

- 1 – radiação de onda curta (visível e infravermelho próximo) - uma fonte primária de energia que emite radiação eletromagnética (o Sol), a superfície que interage com a radiação incidente refletindo-a de volta e o sensor;
- 2 – radiação de onda longa (infravermelho médio ou termal) - uma superfície que emite a radiação de onda longa (superfície terrestre e/ou atmosfera) e o sensor.

Após viajar através da distância entre o Sol e a Terra, parte da energia eletromagnética emitida pelo Sol será refletida diretamente no topo da atmosfera e parte atravessará a atmosfera até alcançar a superfície. Assumindo que seja refletida pela superfície em direção ao satélite, ela cruzará a atmosfera novamente antes de alcançar o sensor. Essa energia solar, viajando à velocidade da luz em forma de onda, leva aproximadamente 8 minutos para alcançar a Terra, porém cruza a atmosfera, interage com a superfície, atravessa a atmosfera novamente, e alcança o sensor a bordo dos satélites de órbita polar como os da série NOAA em apenas 3.3 milissegundos (Flasse,

1993). Apesar do pequeno intervalo de tempo que decorre da passagem da radiação eletromagnética pela atmosfera, veremos a seguir que importantes processos ocorrem envolvendo sua interação com esta última.

Observando-se o espectro eletromagnético emitido pelo Sol e pela Terra (Figura 2.1), pode-se notar que seus máximos são distintos. Esse fato decorre de algumas leis da radiação que serão apresentadas a seguir, iniciando com a introdução do conceito de corpo negro.

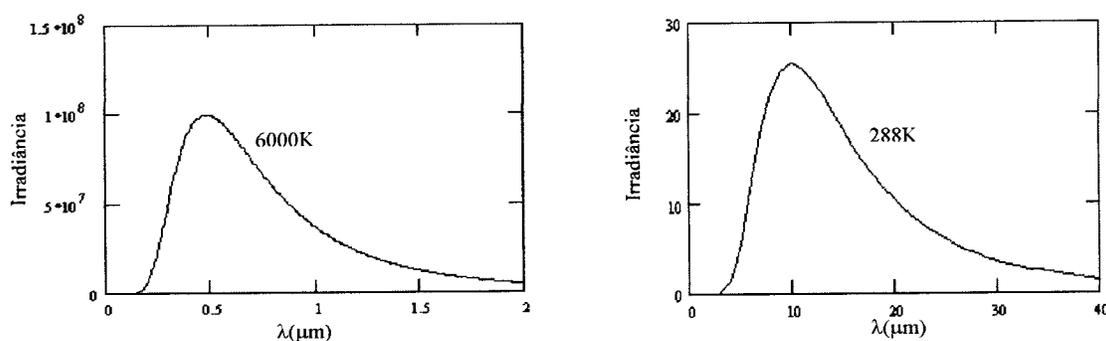


Figura 2.1: Curva da irradiância espectral em função do comprimento de onda para dois corpos negros a temperaturas aproximadamente semelhantes a do Sol (6000 K) e a da Terra (288 K)(em W/m²μm).

Por definição, um corpo negro é um objeto absorvedor perfeito em todos os comprimentos de onda (Peixoto e Oort, 1992). Ele também emitirá o máximo de energia possível a uma dada temperatura com um coeficiente de emissividade igual a 1. Isto implica que absorverá toda energia incidente, e a energia que emitirá será inteiramente dependente de sua temperatura. Pode-se mostrar esta relação através da equação da radiação de Planck, dada por:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{hc/\lambda KT} - 1 \right)} \quad (2.1)$$

onde:

B - radiância no domínio do comprimento de onda ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}\text{str}^{-1}$);

c - velocidade da luz ($3 \cdot 10^8 \text{ms}^{-1}$);

h - constante de Planck ($6.63 \cdot 10^{-34} \text{Js}$);

k - constante de Boltzmann ($1.38 \cdot 10^{-23} \text{JK}^{-1}$);

T - temperatura do corpo (K);

λ - comprimento de onda (μm).

Considerando-se a superfície emissora isotrópica, o fluxo hemisférico radiante no comprimento de onda λ é determinado a partir da integração da função de Planck sobre todos os ângulos que definem o hemisfério ($\phi=2\pi$ e $\theta=\pi/2$), restando:

$$e_{\lambda}(T) = B_{\lambda}(T) \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} \cos\theta \sin\theta d\theta = \pi B_{\lambda}(T) \quad (2.2)$$

Integrando o fluxo hemisférico sobre todos os comprimentos de onda chegamos à lei de Stefan-Boltzmann, que descreve o fluxo radiante total emitido em um hemisfério como função da temperatura do corpo negro. É uma função da quarta potência da temperatura:

$$e(T) = \int_0^{\infty} B_{\lambda}(T) d\lambda = \varepsilon \sigma T^4 \quad (2.3)$$

onde:

e - irradiância total hemisférica emitida (Wm^{-2});

ε - emissividade do corpo (igual a 1 para o corpo negro);

σ - constante de Stefan ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$);

T - temperatura do corpo (K).

Finalmente, pode-se determinar o comprimento de onda de máxima emitância de um corpo negro igualando-se a zero a derivada em relação a λ do termo a direita na lei de Planck. Fazendo-se isto, chega-se à lei de Wien, dada pela seguinte relação entre λ e a temperatura do corpo:

$$\lambda_{m\acute{a}x}T = 2898 \quad (2.4)$$

com λ em micrômetro e T em Kelvin.

Através dessa última relação, pode-se associar o espectro da energia emitida pelo Sol como sendo equivalente ao de um corpo negro a aproximadamente 6000 K de temperatura, com seu máximo em 0,5 micrômetro. Da mesma forma, o espectro da energia emitida pela Terra pode ser comparado ao de um corpo negro a aproximadamente 288 K de temperatura, com o máximo localizado em torno de 10 micrômetros, enquanto uma área queimando onde as chamas se encontram a uma temperatura de 800K apresentará seu máximo de emissão em 3,5 micrômetros. Com base na lei de Wien, pode-se, então, compreender a diferença no perfil dos espectros da radiação eletromagnética emitidos pelo Sol e pela Terra, proveniente da grande diferença de temperatura entre os dois corpos.

O corpo negro, é claro, é um conceito teórico. Todas as superfícies naturais possuem emissividades que são menores do que um, com seu valor absoluto dependente do comprimento de onda e da direção da medida. Todavia, emissividades no infravermelho, no qual os objetos normalmente emitem, cobrem um intervalo relativamente pequeno entre 0,91, para solos arenosos secos, e 0,99, para áreas totalmente vegetadas, com a maioria das superfícies entre 0,94 e 0,97 (Vogt, 1992). Embora essa variação aparente seja relativamente pequena, ela apresenta considerável influência na medida de temperaturas da superfície por sensoriamento remoto.

Como dito antes, o Sol constitui a fonte primária de energia para o sistema terrestre e, dentro da banda espectral de 0,3 a 2,0 micrômetros, é a única fonte de radiação para o sensoriamento remoto passivo nas bandas espectrais do visível e infravermelho próximo.

A densidade de fluxo da radiação solar incidente no topo da atmosfera é chamada irradiância solar ou também irradiância solar exoatmosférica. Ela corresponde à irradiância do Sol em uma superfície plana unitária normal a direção dos raios do Sol no espaço livre à distância média Terra-Sol (d) equivalente a 1 AU (unidade

astronômica), podendo ser calculada a partir da relação dada pela potência emitida pelo Sol dividida pela área da superfície de uma esfera com raio equivalente a distância d , obedecendo a lei do inverso do quadrado (Liou, 1980). A irradiância total exoatmosférica E_0 corresponde a irradiância solar total integrada sobre todos os comprimentos de onda. A irradiância solar é estimada atualmente em 1367 Wm^{-2} (Iqbal, 1983). A distância Terra-Sol varia ao longo do ano, e assim, a irradiância real no topo da atmosfera terrestre também irá variar sazonalmente : no periélio (por volta de 3 de janeiro), esta distância é de 0,983 AU, enquanto no afélio (por volta de 6 de julho), é de 1,016 AU (Slater, 1980). Isso resulta em uma diferença de aproximadamente 6,7% na radiação incidente entre as duas datas.

A radiação terrestre, por sua vez, concentra-se na região do infravermelho termal. Essa radiação é o resultado da absorção da energia proveniente do Sol em forma de radiação de onda curta pela superfície terrestre e/ou atmosfera, a qual é, então, emitida na forma de onda longa, conforme a relação com as suas temperaturas.

Já as superfícies onde há fogo apresentarão um espectro de emissão eletromagnética centrado no infravermelho médio. Nessa faixa do espectro, existirão situações em que um dado valor obtido através do sensor embarcado consiste de duas partes distintas, uma terrestre e outra solar, podendo causar problemas de interpretação.

2.2. BALANÇO DE RADIAÇÃO

O sistema climático terrestre é caracterizado por uma grande interação entre os seus subsistemas. Considerando-se que toda energia que movimenta esse sistema vem do Sol, deve haver a conservação desta, uma vez que não há fontes nem sumidouros presentes nos subsistemas que o compõem.

Assim, haverá um balanço entre a radiação incidente e a emergente. Pode-se dessa forma, estabelecer um fluxo de radiação líquido à superfície, resultado da diferença entre a radiação solar de onda curta e a radiação terrestre de onda longa (Peixoto e Oort, 1992):

$$F_{liq} = F_{swi} - F_{swe} - F_{lwe} + F_{lwi} \quad (2.5)$$

onde F_{liq} é o fluxo líquido de radiação à superfície, F_{swi} é o fluxo de radiação solar incidente dado pela soma da radiação solar direta mais a difusa, F_{swe} é o fluxo de radiação solar refletida pela superfície terrestre (dependente do albedo), F_{lwe} é o fluxo de radiação de onda longa emitida pela superfície (dada pela lei de Stefan-Boltzmann) e F_{lwi} é o fluxo de radiação de onda longa da atmosfera para a superfície (dependente do perfil vertical de temperatura da atmosfera e da presença de nuvens e absorvedores de radiação infravermelha na atmosfera).

Desse modo, o balanço de radiação à superfície pode ser reescrito da seguinte maneira (Peixoto e Oort, 1992):

$$F_{liq} = (1-\alpha)F_{swi} - \varepsilon\sigma T^4 + F_{lwi} \quad (2.6)$$

onde α é o albedo da superfície, ε é a emissividade da superfície, σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T é a temperatura da superfície (em K).

A queima de biomassa é considerada, em escala global, como uma importante fonte de gases traço atmosféricos, podendo afetar o balanço radiativo da Terra. As partículas constituintes da fumaça, que produzem espalhamento e absorção, modificam a transferência radiativa de energia na atmosfera, fazendo com que a radiação solar que chega à superfície terrestre seja diminuída. O espalhamento e a absorção da radiação solar pelos aerossóis provenientes da queima de biomassa resulta, então, em uma forçante radiativa direta, que foi calculada em seus efeitos globais por Hobbs *et al.* (1997) e Penner *et al.* (1992). Ambos os estudos mostraram uma forçante negativa como resultado. Eck *et al.* (1998) e Ross *et al.* (1998) também observaram que, para as regiões no Brasil onde ocorrem queimas significativas de biomassa, a forçante radiativa direta devido aos aerossóis é substancial, devido aos altos valores de espessura ótica observados para grandes áreas. Robock (1991) analisou os efeitos de grandes plumas de fumaça resultantes de incêndios florestais nas latitudes médias e mostrou que a temperatura da superfície decresceu de 1,5 a 7° C durante o dia, não havendo mudanças durante a noite. Christopher *et al.* (1996) utilizaram medidas de satélite nas bandas de

radiação de ondas curtas e ondas longas no topo da atmosfera para estudar a forçante radiativa resultante dos aerossóis da fumaça na queima de biomassa sobre a Amazônia. Foi observado nesse estudo que a forçante radiativa líquida devido à fumaça em condições de céu sem nuvens era negativa, resultando em um efeito de resfriamento. Como resultado da natureza absorvedora dos aerossóis, haverá um aumento do aquecimento dentro da camada de mistura, levando ao aumento da estabilidade atmosférica. Assim, os efeitos radiativos dos aerossóis podem atuar também suprimindo a convecção, reduzindo, dessa forma, a cobertura de nuvens locais.

As partículas de fumaça também influenciam a radiação de onda longa, porém a uma razão bem menor; o espalhamento é desprezível, pois as partículas são pequenas quando comparadas ao comprimento de onda, e os processos de absorção-emissão ocorrem a uma temperatura não muito diferente daquela do solo. Como resultado, à noite, quando a única componente da radiação no sistema provém da radiação terrestre (radiação de onda longa ou infravermelho termal), não são percebidas variações na temperatura da superfície em função da presença de fumaça na atmosfera (Hobbs *et al.*, 1997).

2.3 BALANÇO DE ENERGIA

Resultante do balanço de radiação, o fluxo de radiação líquida aquecerá a superfície, e esta energia líquida absorvida será, então, distribuída da seguinte forma (Peixoto e Oort, 1992):

$$F_{liq} = F_{sh} + F_{lh} + F_g + F_m \quad (2.7)$$

onde F_{sh} é o fluxo de calor sensível, dependente da diferença da temperatura entre a superfície e o ar acima, F_{lh} é o fluxo de calor latente, sendo um fluxo indireto resultado da transferência de energia da superfície para a atmosfera através dos processos de evaporação à superfície e posterior condensação/sublimação na atmosfera com liberação de calor, F_g é o fluxo de calor sensível para as subcamadas da superfície, dependente do gradiente vertical de temperatura do solo e do tipo do material deste e, por fim, F_m é o fluxo de calor latente envolvido nos processos de derretimento de neve ou gelo.

Como pode ser notado, a variação do albedo da superfície, o que envolve a porcentagem e tipo da cobertura vegetal, tipo do material do solo e quantidade de água disponível, influenciará diretamente o balanço de energia à superfície. Regiões afetadas pelo fogo podem ter seus albedos e seus balanços hídricos alterados, fazendo com que sejam sentidas influências sobre o balanço de energia.

2.4 ANISOTROPIA DA SUPERFÍCIE

Como todos os instrumentos imageadores com um pequeno campo de visão instantâneo (IFOV), o sensor AVHRR utilizado neste estudo executa medidas direcionadas. No espectro solar, isso é conhecido como reflectância bidirecional: ela representa a porção da radiação solar incidente que é refletida pela superfície da Terra e pela atmosfera na direção do sensor. Quando se trabalha com dados de sensoriamento remoto, algumas considerações especiais são usualmente assumidas, a fim de tornar a representação do processo físico de interação entre a energia eletromagnética e a superfície observada menos complexa. A consideração de superfícies Lambertianas em sensoriamento remoto é um exemplo. No entanto, estudos mostraram que as superfícies terrestres apresentam um comportamento anisotrópico (Kriebler, 1979; Flasse *et al.*, 1993; Huete *et al.*, 1991; Qi *et al.*, 1991; Seaquist e Olsson, 1998; Li *et al.*, 1998).

Uma vez que a superfície e a atmosfera são ambas caracterizadas por uma assinatura espectral e um padrão anisotrópico próprios, essas observações da radiação representam o efeito combinado dessas propriedades. A essência do sensoriamento remoto é extrair informação do tipo e da estrutura dos alvos observados a partir de tais medidas. Os efeitos direcionais são devidos a diversos fatores, dentre os quais os mais importantes são: (i) a rápida mudança na geometria de observação (ciclo de 9 dias no caso do radiômetro AVHRR); (ii) mudança angular na iluminação, devido às estações do ano e à defasagem da hora de passagem do satélite sobre o Equador com o tempo; (iii) mudanças na estrutura da cobertura superficial, devido, por exemplo, à mudanças na vegetação com as estações do ano. A maioria dos dosséis da vegetação são refletores não-Lambertianos, fazendo com que a radiação incidente não seja refletida igualmente em todas as direções. A radiação refletida recebida por um sensor sob ângulos de observação fora do nadir não será então representativa do estado da superfície. Seaquist

e Olsson (1998) fizeram gráficos com os valores máximos de NDVI e com os dados correspondentes de ângulo de observação e ângulo zenital solar, verificando que a distribuição dos pontos pode ser atribuída a um número de fatores, incluindo aerossóis atmosféricos, vapor de água, ângulo zenital solar, diferença entre o azimute do sol e do satélite e mudanças reais no estado da vegetação durante o período de amostragem. Compreender a resposta espectral coletiva do comportamento da vegetação-solo medida através de sensores a ângulos de visada elevados, como no caso do sensor AVHRR/NOAA, requer o conhecimento das interações dos componentes e das suas propriedades de reflectância bidirecional superficial. Esse, portanto, não é um problema elementar de ser resolvido.

Os modelos de simulação do comportamento da reflexão são de utilidade limitada devido a sua alta demanda computacional e ao grande número de variáveis de entrada exigido. Esse é o caso dos modelos de inversão da função de distribuição da reflectância bidirecional (BRDF), que descrevem por completo a energia radiante refletida para todos os ângulos zenital e azimutal de observação e para todos os ângulos zenital e azimutal de incidência da radiação solar. A BRDF é uma função complexa da estrutura e da densidade do dossel da vegetação, da rugosidade da superfície, e das propriedades óticas do solo e da vegetação, exigindo parâmetros de difícil obtenção e ao custo de grande esforço computacional.

Algumas metodologias mais simples, como a técnica de normalização dos valores da imagem para o valor correspondente observado na posição nadir, também exigem cuidados na aplicação, uma vez que se podem assumir valores não realistas para toda a imagem a partir da consideração de valores contaminados por outros fatores para os píxeis da posição nadir. Huete *et al.* (1991) mostraram que, em alguns casos, a informação relativa aos píxeis encontrados na posição nadir pode não trazer a representação correta da cobertura vegetal, incorporando efeitos de contaminação pelo sinal do solo. Nesses casos, píxeis localizados em posições fora do nadir forneceriam a informação mais correta.

Algumas características direcionais clássicas que afetam os dados de sensoriamento remoto podem ser mencionadas: (i) alta reflectância para a reflexão de retorno (ii) baixa reflectância na direção do espalhamento de propagação.

Derrien *et al.* (1993) mostraram que no caso do índice NDVI, que apresenta uma fórmula dada por uma razão, os impactos da geometria de observação não são claros, sendo o índice capaz de suprimir os efeitos direcionais em certas regiões, enquanto, em outras situações, os efeitos permanecem importantes e dependentes da estação do ano.

Em função das incertezas das metodologias mais simples, e da dificuldade de obtenção e calibração de parâmetros necessários para os modelos de inversão da função de distribuição da reflectância bidirecional (BRDF), neste estudo não é feita qualquer tentativa de correção dos dados para os efeitos direcionais de observação.

2.5 INTERAÇÃO ENERGIA-MATÉRIA

Em sensoriamento remoto, o fato do sensor utilizado para extrair informação de um alvo não estar em contato direto com ele introduz a necessidade de se estudar as possíveis influências que o meio existente entre as duas partes venha acarretar sobre a medida.

No caso do sensor AVHRR, localizado a bordo de um satélite, deve-se esperar alguma influência da atmosfera, o meio presente entre o sensor e a superfície terrestre sob observação. De fato, resultados de vários estudos mostram uma forte dependência das radiancias no topo da atmosfera com base no estado da atmosfera (Popp, 1993; Faizoun e Dedieu, 1993; Qi *et al.*, 1991; Moran *et al.*, 1991; De Haan *et al.*, 1991; Singh, 1985). A importância dos efeitos atmosféricos dependerá das características espectrais do filtro do sensor e das condições atmosféricas existentes no momento da aquisição do dado pelo satélite.

O efeito líquido da atmosfera sobre a energia vinda do Sol ou refletida/emitida pela Terra varia de acordo com os seguintes fatores:

- espessura ótica, definida pela relação entre o coeficiente de extinção do meio, sua densidade e a distância percorrida pela radiação eletromagnética dentro desse meio;
- magnitude da energia medida;

- condições atmosféricas, relativa a composição da coluna atmosférica, quanto a maior ou menor presença de aerossóis, vapor de água e outros gases absorvedores e nuvens;
- comprimento de onda observado, que determinará o tipo de interação entre energia e matéria.

Os constituintes atmosféricos interagem com a radiação eletromagnética de duas formas fundamentais que são o espalhamento e a absorção.

2.5.1 ESPALHAMENTO ATMOSFÉRICO

O espalhamento é uma forma de redistribuição da energia, alterando a sua direção de propagação e podendo afetar sua polarização e fase. Este processo é dependente da distribuição de tamanho dos elementos espalhadores, sua composição e concentração, e o comprimento de onda da radiação eletromagnética envolvida. Três tipos básicos de espalhamento decorrem da interação entre a radiação eletromagnética e os constituintes atmosféricos :

- (i) espalhamento Rayleigh - é devido ao espalhamento nas moléculas dos gases atmosféricos que são menores em diâmetro do que o comprimento de onda da radiação espalhada (principais espalhadores são o O_2 e N_2); seu efeito é proporcional a densidade do ar e inversamente proporcional a quarta potência do comprimento de onda; esta relação com o comprimento de onda explica o azul do céu, onde os comprimentos de onda menores (azul) são mais espalhados do que os maiores;
- (ii) espalhamento Mie - é devido ao espalhamento em partículas que são aproximadamente do tamanho do comprimento de onda espalhado; os aerossóis, a poeira em suspensão e a fumaça são bons exemplos de espalhadores Mie; seu efeito aumenta com o comprimento de onda e é caracterizado por uma grande anisotropia, de tal forma que o espalhamento na direção de propagação da onda

é aproximadamente 1000 vezes mais frequente que o espalhamento de volta (Vogt, 1992);

- (iii) espalhamento não-seletivo - é devido ao espalhamento em partículas maiores do que o comprimento de onda espalhado; este tipo de espalhamento não é dependente do comprimento de onda e é devido principalmente à interação com cristais de gelo e gotas de água em nuvens e nevoeiro.

2.5.2 ABSORÇÃO ATMOSFÉRICA

Diferente do espalhamento, na absorção atmosférica, ocorre uma perda efetiva de energia para os constituintes atmosféricos, uma transformação de energia radiante em calor.

Os absorvedores de radiação solar mais eficientes são o vapor de água, o dióxido de carbono e o ozônio. De acordo com as curvas de absorção desses gases (Figura 2.2), existem regiões de máximos e mínimos localizados em bandas específicas, determinando assim intervalos espectrais nos quais a atmosfera é mais ou menos transparente à radiação eletromagnética. As bandas de máxima transmissão são referidas como janelas atmosféricas. A localização destas janelas define os intervalos espectrais nos quais a superfície pode ser melhor observada do espaço. As mais importantes janelas para o sensoriamento remoto da superfície estão nas regiões do visível e próximo-infravermelho entre 0,4 e 1,1 micrômetros, e na região do infravermelho termal entre 8 e 12 micrômetros. Nas janelas atmosféricas do infravermelho termal, algumas bandas de absorção importantes, resultantes da contribuição de gases traço, podem ser observadas.

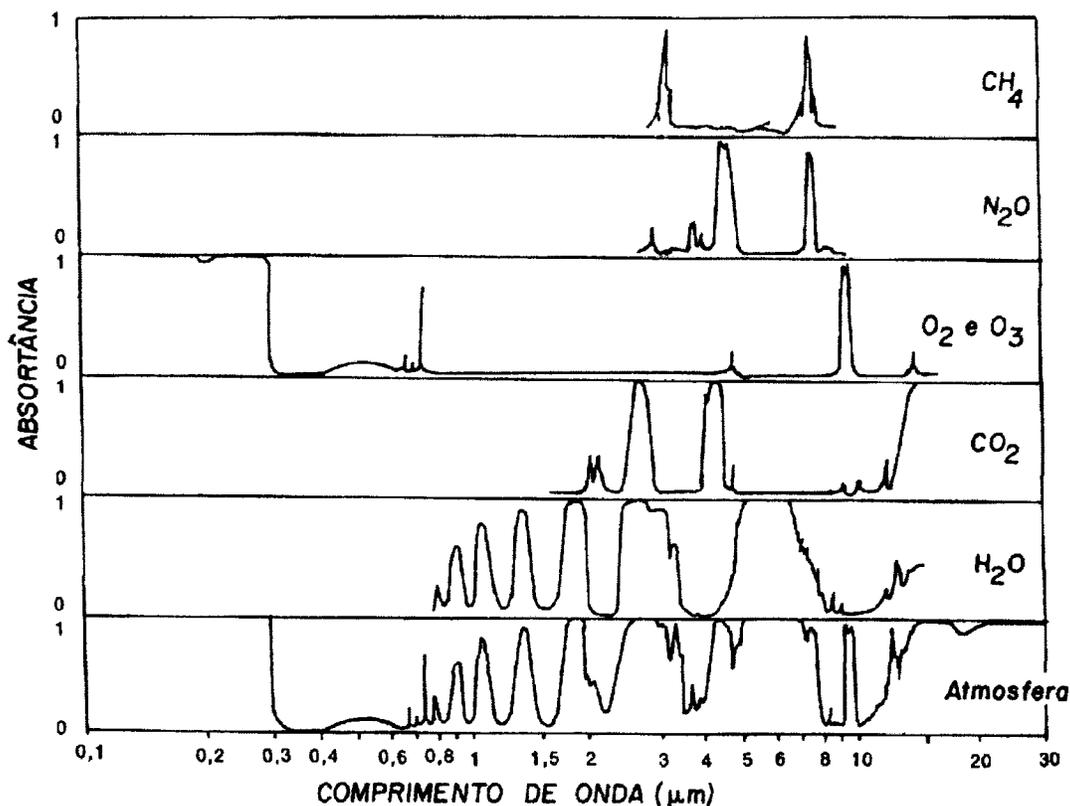


Figura 2.2: Espectros de absorção para os principais constituintes absorvedores presentes na atmosfera (adaptado de Fleagle e Businger, 1980).

2.6 CORREÇÃO ATMOSFÉRICA

2.6.1 VISÍVEL

Através dos espalhamentos simples e múltiplo na atmosfera e da reflexão na superfície terrestre, vários caminhos são percorridos pela radiação solar, com ou sem interação com a superfície. A Figura 2.3 mostra os principais caminhos percorridos pelos fótons em baixas ordens de interação. Ao longo dos caminhos percorridos, as radiâncias são reduzidas devido a extinção por absorção e espalhamento.

O sinal no satélite L_{sat} consiste de 5 componentes (Equação 2.8). Duas delas interagem com o píxel sob observação na superfície, a saber: (i) o sinal direto do solo L_g devido a reflexão da radiação solar direta (radiação solar que penetra na atmosfera – onde é atenuada – atinge a superfície – onde é refletida em direção ao satélite – e passa mais uma vez através da atmosfera, sendo novamente atenuada, até chegar ao sensor);

(ii) o sinal difuso do solo L'_g , criado pela reflexão da luz difusa da atmosfera (radiação solar espalhada pela atmosfera em direção à superfície captada pelo sensor, onde é refletida em direção ao satélite). Apenas essas duas componentes contêm informação sobre o píxel observado. Duas outras componentes são criadas pelo espalhamento simples (L_p) e múltiplo (L'_p) na atmosfera. São elas que contêm a informação sobre o estado da atmosfera e agem mascarando o sinal do píxel na superfície. Uma quinta componente é criada pelo espalhamento dos fótons que foram refletidos na vizinhança do píxel observado. Esse efeito de adjacência (L'_a) resulta na redução da resolução geométrica dos sensores de alta resolução. Temos, então, constituindo o sinal que chega ao sensor embarcado no satélite, os seguintes termos:

$$L_{sat} = L_p + L_g + L'_p + L'_g + L'_a \quad (2.8)$$

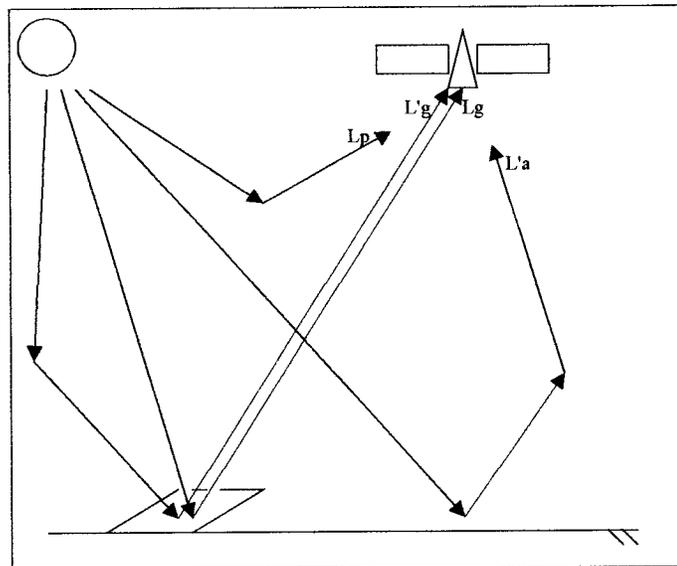


Figura 2.3: Esquema representativo dos caminhos óticos percorridos pela radiação até chegar ao satélite.

A modelagem do transporte radiativo através da atmosfera é complicada ainda pela não linearidade devido ao espalhamento múltiplo. Caso se deseje representar adequadamente as interações da radiação ao longo de seu caminho percorrido até chegar

ao sensor embarcado no satélite, deverá ser levado em conta o efeito da adjacência de forma mais complexa, o que demandará cálculos tri-dimensionais.

Em uma atmosfera sem nuvens, os efeitos atmosféricos mais importantes são causados por: (i) espalhamento Rayleigh devido às moléculas do ar; (ii) extinção pelos aerossóis; (iii) absorção por gases, como vapor de água, oxigênio, ozônio e dióxido de carbono (Kaufman e Sendra, 1988). Esses parâmetros apresentam variações diárias ou sazonais podendo influenciar de maneira significativa as medidas.

Como mencionado acima, o espalhamento Rayleigh está relacionado à concentração das moléculas na atmosfera. Essa concentração pode ser estimada pela pressão ao nível da superfície e é também conhecida por ter uma pequena variação de dia para dia. Conseqüentemente, a correção para o espalhamento Rayleigh pode ser estabelecida com a climatologia da pressão. Na prática, os efeitos devido ao espalhamento Rayleigh e à absorção pelo oxigênio e dióxido de carbono podem ser desconsiderados uma vez que as flutuações diárias e sazonais da temperatura, pressão e das concentrações moleculares são muito pequenas.

A evolução temporal do conteúdo de água na atmosfera é caracterizado por uma grande variação de dia para dia, sendo altamente dependente das características meteorológicas gerais. Estudos mostram que o NDVI, um índice de vegetação baseado nos canais visíveis do radiômetro AVHRR (ver Equação 6.1 no capítulo VI), decresce apreciavelmente como função do conteúdo de vapor de água na atmosfera, passando de condições frias e secas para quentes e úmidas na baixa atmosfera, em todas as situações geométricas e para todos os tipos de superfície. A forte relação entre NDVI e vapor de água surge do fato do vapor de água atmosférico absorver a radiação solar dentro do canal 2 (onde várias bandas de média intensidade estão presentes) mais fortemente do que dentro do canal 1 (onde a absorção é fraca, devido a poucas bandas de baixa intensidade). Assim, a componente do infravermelho próximo da radiação solar torna-se mais intensamente atenuada do que a componente visível. Conseqüentemente, quando o conteúdo de vapor de água aumenta, o NDVI tende a decrescer. De modo geral, em todos os casos onde o ângulo zenital solar e/ou o ângulo zenital de observação aumenta, os comprimentos dos caminhos descendente e ascendente da radiação solar aumentam,

de forma que a absorção pelo vapor de água no canal 2 torna-se cada vez mais marcante do que no canal 1, fazendo com que o NDVI decresça ainda mais rápido.

Em oposição ao vapor de água, as características dos aerossóis ainda não foram completamente descritas. Medidas realizadas em regiões temperadas e tropicais mostram que a espessura ótica dos aerossóis é caracterizada por uma grande variação de dia para dia (Faizoun e Dedieu, 1993). Adicionalmente, nenhuma tendência sazonal parece evidente: altas ou baixas espessuras óticas podem acontecer a qualquer hora. Essa alta variabilidade espaço-temporal da fumaça restringe a extensão das medidas dos aerossóis de um dado fotômetro solar a grandes áreas, tornando a correção para os aerossóis impraticável.

Como apontado por Kaufman e Sendra (1988), os efeitos de espalhamento devido a aerossóis também podem causar fortes variações no NDVI, dependendo da concentração de partículas, distribuição de tamanho dos elementos e parâmetros de forma, assim como do índice de refração complexa das diferentes partículas da população de componentes. Os resultados do estudo de Tomasi *et al.* (1993) indicam que o NDVI pode decrescer consideravelmente passando de condições atmosféricas de alta para baixa transparência, para qualquer tipo de superfície e especialmente em áreas continentais. É importante enfatizar que os efeitos dos aerossóis sobre o NDVI, e consequentemente sobre os canais visíveis do AVHRR, podem variar bastante na realidade, como resultado da grande variabilidade dos parâmetros que governam os processos de espalhamento e absorção da radiação solar pelos aerossóis (Miura *et al.*, 1998).

A banda Chappius, devido ao ozônio, absorve a radiação solar no intervalo de comprimento de onda de 0,43-0,8 micrômetro, apresentando um máximo em aproximadamente 0,6 micrômetro. Assim, uma vez que a radiância no canal 1 do AVHRR é mais fortemente absorvida por estas moléculas do que a radiância no canal 2 (ver Capítulo III), o NDVI deve aumentar conforme o conteúdo vertical de ozônio atmosférico aumente ao longo das estações ou de um dia para o outro. Para se efetuar a correção para o ozônio, tornam-se, então, necessárias descrições espacial e sazonal do conteúdo de ozônio atmosférico em escala global.

Para se efetuar a correção atmosférica no espectro visível, a modelagem deve levar em conta as seguintes considerações/exigências:

- as configurações geométricas do sistema sol-superfície-satélite devem ser variadas em termos de ângulo zenital solar, ângulo zenital de observação e ângulo azimutal de observação;
- a reflectância da superfície, em geral, é tomada como sendo Lambertiana em todos os casos, embora o solo sempre apresente propriedades de espalhamento anisotrópicas;
- as características meteorológicas da atmosfera devem ser cuidadosamente descritas, junto com o perfil vertical da concentração de ozônio;
- todos os parâmetros de espalhamento por aerossol (volume de extinção, coeficientes de absorção e espalhamento, albedo de espalhamento simples, função de fase e fator de assimetria) devem ser obtidos através de experimento, ou através da assimilação de modelos pré-estabelecidos no pacote – menos representativos da condição real neste caso.

Desta forma, a demanda de parâmetros de difícil determinação (por exemplo: dados de aerossóis, medições de reflectância em campo), junto à necessidade de aplicação da correção para a anisotropia da superfície (a fim de que a condição de superfície Lambertiana assumida pela maioria dos modelos não comprometa os resultados obtidos, limitando o potencial de validação da correção atmosférica), torna a correção atmosférica um procedimento de difícil implementação. Moran *et al.* (1991) mostraram que a inserção de parâmetros mal determinados em um modelo de correção atmosférica pode causar erros maiores do que aqueles obtidos quando da não correção da imagem para os efeitos atmosféricos. Ao mesmo tempo, alguns estudos também mostram que, para ângulos zenitais do sol e do satélite próximos ao nadir, a influência da atmosfera é pequena (Huete *et al.*, 1991; Tomasi *et al.*, 1993; Singh, 1985; Seaquist e Olsson, 1998; Qi *et al.*, 1991). Assim, medidas adquiridas em tais condições não serão muito diferentes de seus valores ao nível do solo. Optou-se, então, por não fazer qualquer tentativa de correção dos dados utilizados neste estudo para os efeitos atmosféricos.

2.6.2 INFRAVERMELHO

Na banda do infravermelho termal, podemos aplicar o mesmo raciocínio envolvido na determinação da contribuição atmosférica na banda visível. Nesse caso, porém, o Sol não é mais a fonte emissora de energia eletromagnética medida pelo sensor, apesar de continuar sendo a fonte primária de energia para o sistema terra-atmosfera. Assim sendo, a atmosfera e a superfície terrestre estarão emitindo radiação infravermelha que será medida pelo sensor. Podemos, então, descrever o sinal que chega ao sensor a bordo do satélite, L_{sat} , como sendo constituído por três componentes: (i) a radiação emitida pela superfície L_g que alcança o sensor; (ii) o sinal emitido da atmosfera para o sensor, L_p ; (iii) a radiação emitida pela atmosfera em direção à superfície e refletida por ela até o sensor, L'_g (Figura 2.4). Desta forma, a equação que caracteriza a radiação recebida pelo sensor pode ser escrita da seguinte maneira:

$$L_{sat} = L_g + L_p + L'_g$$

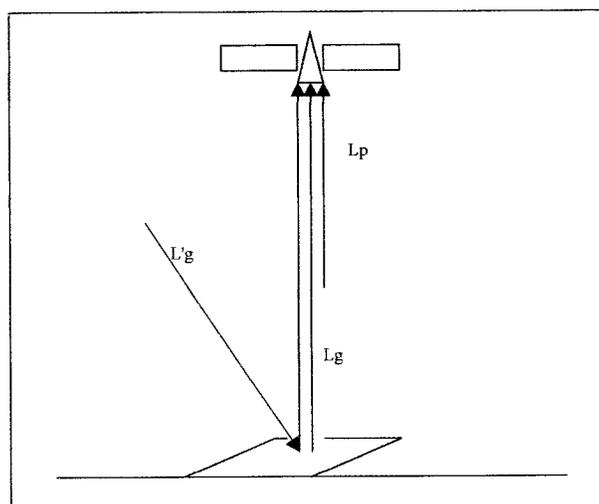


Figura 2.4: Esquema representativo dos caminhos óticos descritos pela radiação infravermelha.

No caso da radiação do infravermelho termal, a principal fonte de erro sobre a medida decorrente da contaminação atmosférica é dada pelo constituinte vapor de água (França e Cracknell, 1994; Coll *et al.*, 1991; Dalu, 1986). Já para a banda do infravermelho médio, a influência do conteúdo de vapor de água da atmosfera sobre o sinal é desprezível.

Diferentes técnicas estão disponíveis para a correção atmosférica das bandas do espectro infravermelho termal de sensores como o AVHRR. Dentre elas, pode-se citar a técnica de utilização de modelos de transferência radiativa da radiação termal aplicados a um canal, a técnica de utilização de dois canais de observação simultânea da superfície, e a técnica de observação da superfície a ângulos diferentes que, neste caso, não é aplicável ao radiômetro AVHRR devido à forma de amostragem que esse sensor possui. A técnica de utilização de modelos de transferência radiativa busca estimar a atenuação pela atmosfera do sinal que chega ao sensor, utilizando para isso estimativas da distribuição vertical dos principais constituintes atmosféricos obtidas a partir do uso de padrões pré-estabelecidos do modelo ou de dados derivados de radiossondagens. O segundo método, também denominado técnica "split-window" (Prabhakara *et al.*, 1974), é o mais conhecido método de correção dos dados do infravermelho termal para os efeitos atmosféricos. Esse método faz uso da absorção diferencial de dois canais localizados em bandas adjacentes do infravermelho termal para estimar a influência da atmosfera sobre o sinal medido. A terceira técnica mencionada baseia-se na realização de observações da superfície a ângulos diferentes. Esse procedimento proporciona medidas obtidas para caminhos óticos distintos, permitindo relacionar a diferença desse parâmetro com o grau de atenuação resultante sobre o sinal do sensor. No entanto, torna-se necessária a realização de medidas através de satélites distintos imageando a mesma superfície em um mesmo instante, ou em instantes próximos, ou, então, que o sensor utilizado seja capaz de realizar medidas sob mais de um ângulo, como é o caso do radiômetro de varredura ao longo da trajetória ("Along Track Scanning Radiometer" - ATSR). O radiômetro realiza uma primeira medida da superfície com seu espelho direcionado para a frente e, alguns minutos depois, obtém uma nova medida, agora com o espelho direcionado para o ponto sob o satélite (posição nadir). Assim, diferentes espessuras da atmosfera são percorridas pela radiação emitida da superfície que chega ao radiômetro.

No presente estudo, uma vez que os algoritmos de detecção de focos de calor utilizam apenas os valores de temperatura de brilho dos canais infravermelhos, nenhuma metodologia para eliminação da influência atmosférica sobre os sinais foi empregada.

CAPÍTULO III

OS SATÉLITES POLARES NOAA

3.1. CARACTERÍSTICAS DO SATÉLITE

O satélite de órbita polar NOAA-14 ("National Oceanic and Atmospheric Administration"), no qual está embarcado o radiômetro AVHRR utilizado neste estudo, é uma espaçonave estabilizada através de três eixos, que gira ao redor da Terra descrevendo órbitas circulares próximas a polar e sincronizadas com o Sol. Este satélite pertence à série de satélites polares NOAA, que iniciou suas operações com o satélite TIROS-N em dezembro de 1978.

Através de comparação, a série de satélites polares NOAA oferece significativas vantagens, dentre as quais pode-se citar as seguintes: (i) frequências de passagem relativamente altas (pelo menos duas vezes ao dia – periodicidade adequada aos estudos ambientais); (ii) resolução espacial de 1km x 1km para a posição nadir (ou sob o satélite), adequada aos estudos sobre a cobertura superficial quando se deseja monitorar amplas regiões do globo, sendo também satisfatória para a detecção de focos de calor; (iii) o sensor AVHRR, a bordo dessas plataformas, permite a aquisição de imagens amostradas em comprimentos de onda variando do visível ao infravermelho termal, cobrindo, então, a demanda de espectros que possibilitam estudos sobre diferentes parâmetros ambientais.

Instrumentos avançados a bordo desses satélites medem parâmetros da atmosfera terrestre, sua superfície e cobertura de nuvens, prótons solares, íons positivos, densidade do fluxo de elétrons e o espectro da energia à altitude do satélite. O sistema operacional consiste de dois satélites em órbitas sincronizadas com o Sol, um em uma órbita matutina a 833km e outro em uma órbita vespertina a 870km. Com os dois satélites operacionais, tem-se efetuada a cobertura do globo quatro vezes ao dia.

Os sensores disponíveis a bordo são os seguintes :

- “Advanced Very High Resolution Radiometer” (AVHRR);
- “TIROS Operational Vertical Sounder” (TOVS)*;
- “Stratospheric Sounding Unit” (SSU)*;
- “High Resolution Infrared Radiation Sounder” (HRIS/2);
- “Microwave Sounding Unit” (MSU);
- “Space Environment Monitor” (SEM);
- “Search and Rescue (SAR) Instruments” (repetidor e memória)*;
- “ARGOS/Data Collection System” (DCS).

* _ Não presente a bordo do NOAA-12.

A série apresenta o seguinte mapa de cobertura temporal :

- TIROS-N , dezembro 1978 → janeiro 1980;
- NOAA 6 , novembro 1979 → abril 1983;
- NOAA 7 , julho 1981 → fevereiro 1985;
- NOAA 8 , abril 1983 → junho 1984;
- NOAA 9 , dezembro 1984 → fevereiro 1987;
- NOAA 10 , novembro 1986 → maio 1991;
- NOAA 11 , novembro 1988 → setembro 1994;
- NOAA 12 , junho 1991 → presente;
- NOAA 14, dezembro 1994 → presente;
- NOAA 15, maio 1998 → presente.

O satélite possui um período orbital de aproximadamente 102 minutos, o que gera uma defasagem entre órbitas consecutivas de aproximadamente $25,5^{\circ}$ em direção a oeste (Kidwell, 1997). Essa defasagem, no entanto, não afeta a cobertura do satélite graças ao amplo campo de mapeamento que este possui. Uma vez que a duração do dia não é um inteiro múltiplo de seu período (o satélite executa aproximadamente 14,11 órbitas por dia), segue que, com referência a um ponto fixo na Terra, as órbitas serão deslocadas de uma certa distância todos os dias e o mesmo alvo será visto de diferentes ângulos em dias consecutivos. O deslocamento correspondente da órbita em direção a oeste é da ordem de $2,8^{\circ}$ /dia. Desta forma, o satélite retornará a sua posição original a cada 9 dias. Para o satélite NOAA-14, a hora da passagem ascendente (de sul para norte) sobre o Equador é aproximadamente 14:30h local.

Adicionalmente à variação diária na geometria de observação destes satélites, pode ser observado um desvio de órbita a cada ano – da ordem de 15 minutos por ano para o satélite NOAA-14, que faz com que o horário de cruzamento do Equador vá se modificando com o passar dos anos em que o satélite permanece em operação. Isso resulta na introdução de um elemento contaminante extra sobre os dados registrados, uma vez que as condições de iluminação estarão constantemente se modificando. Conforme descrito anteriormente (Capítulo II – Anisotropia da Superfície), deve-se tomar cuidado ao manusear os dados do sensor AVHRR a fim de que as variações devidas a esta influência da geometria de observação não sejam interpretadas como mudanças reais no sinal da superfície observada.

3.2. CARACTERÍSTICAS DO SENSOR AVHRR

O AVHRR é um radiômetro imageador que detecta a radiação em diferentes bandas espectrais. Possuindo cinco canais, esse radiômetro provê medidas da radiação solar refletida e da radiação infravermelha emitida pela Terra. Esses cinco canais cobrem as seguintes partes do espectro: visível, infravermelho próximo, infravermelho médio e infravermelho termal (Tabela 3.1). Realizando medidas consecutivas de uma mesma área, esse conjunto de diversos comprimentos de onda permitirá análises multi-espectrais para definições mais precisas de parâmetros hidrológicos, oceanográficos e meteorológicos, entre outros.

Tabela 3.1: Descrição dos canais do sensor AVHRR / NOAA-14 (Kidwell, 1997).

	Canal 1	Canal 2	Canal 3	Canal 4	Canal 5
Comprimento de onda (μm)	0,58-0,68	0,725-1,1	3,55-3,93	10,3-11,3	11,4-12,4
Resol. espacial (km)(nadir)	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
IFOV (miliradianos)	1,39	1,41	1,51	1,41	1,3

Do ponto de vista da física de cada canal, temos que, no canal 1, a medida realizada corresponde à reflexão da radiação solar pelo sistema terrestre (superfície + atmosfera), ou albedo como é chamado. Devido às características de interação com a matéria que o espectro desse canal possui, suas aplicações se dão desde a separação de nuvens de outras superfícies continentais ou marítimas que aparecem nas imagens (basicamente devido à alta refletividade das nuvens quando comparado aos outros elementos) até a determinação de parâmetros relacionados à vegetação a partir da combinação com o canal 2 desse mesmo radiômetro, uma vez que a radiação no canal 1 é absorvida pelos pigmentos presentes nas folhas. O principal constituinte atmosférico responsável pela contaminação do sinal do canal 1 são os aerossóis.

Assim como o canal 1, o canal 2 do radiômetro AVHRR corresponde a medidas da reflexão da radiação solar pelo sistema terrestre. Nesse canal, pode ser observada uma boa distinção entre superfícies continentais e aquáticas, assim como se pode obter também informações sobre a vegetação em conjunto com o canal 1 devido a radiação no canal 2 ser sensível à estrutura foliar das plantas (Flasse, 1993). O principal constituinte atmosférico responsável pela contaminação do sinal do canal 2 é o vapor de água.

O canal 3 do AVHRR localiza-se na banda do infravermelho médio, sendo portanto sensível tanto à radiação solar refletida pelo solo e pela atmosfera como à emissão termal dos elementos do sistema terrestre e do fogo. A principal aplicação desse canal está relacionada aos trabalhos de detecção de focos de calor nas imagens, uma vez que sua temperatura de saturação situa-se em um valor relativamente baixo, equivalente a 320K. O sinal desse canal é atenuado principalmente pela presença de cristais de gelo ao longo do caminho atmosférico até o radiômetro.

Os canais 4 e 5 do AVHRR estão localizados na banda do infravermelho termal, dentro da janela atmosférica entre 8 e 14 micrômetros, correspondendo a medidas da radiação emitida pelo sistema terrestre. Dentro desse intervalo espectral, a radiação se encontra próxima ao máximo do fluxo de energia terrestre. Esses canais são utilizados principalmente para determinar a distribuição das nuvens e a temperatura de superfícies emissoras (nuvens e superfícies terrestres). A diferença da temperatura radiativa entre os canais 4 e 5 pode ser usada para se determinar a atenuação pelo vapor de água, uma vez

que os dois canais respondem diferentemente à presença desse elemento na atmosfera, sendo a absorção maior no canal 5.

O radiômetro AVHRR possui alta resolução radiométrica (10 bits, 1024 níveis), enquanto sua resolução espacial é de 1,1 km no nadir (posição sob o satélite), diminuindo essa resolução com o aumento do ângulo de varredura. A fim de se alcançar uma cobertura diária de todo o globo, o AVHRR executa uma varredura ao longo de um grande campo, com um ângulo de varredura máximo de $55,4^{\circ}$ para cada lado da posição nadir. Essa geometria de observação produz consideráveis distorções e apresenta implicações nas propriedades espaciais e radiométricas da medida (Richards, 1986, Davison, 1984, Singh, 1985, Vogt, 1992).

Durante uma rotação do espelho do radiômetro, 2048 medidas são obtidas em um ângulo de varredura total de $110,8^{\circ}$. Cada medida corresponde assim a um ângulo de $0,054^{\circ}$ ou 0,944 mrad na direção ao longo da varredura. Se compararmos esse valor ao campo de visão instantâneo (IFOV) dado para cada canal pela Tabela 3.1, fica claro que o IFOV é sobre-amostrado e que a informação resultante é fortemente sobreposta na direção ao longo da varredura.

Devido a razão constante de amostragem e a velocidade angular constante do espelho, a sobreposição de aproximadamente 40% permanece uniforme para a totalidade do campo, embora a visão oblíqua e a curvatura da Terra causem a distensão de pixels individuais com o aumento do ângulo de varredura (Figura 3.1). Setzer e Malingreau (1996) calcularam a deformação dos pixels AVHRR, deduzindo que sob a posição nadir aproximadamente 52% do pixel são cobertos pelos dois pixels vizinhos na mesma linha, e um adicional de 11% são cobertos pelos pixels vizinhos das linhas anterior e posterior. Assim, na condição de menor sobreposição, apenas 37% do pixel não são cobertos pelos pixels vizinhos. Indo em direção à extremidade da imagem, apenas o percentual de sobreamostragem dos pixels de linhas vizinhas aumenta, pois na direção ao longo das colunas (direção perpendicular à trajetória do satélite) o aumento do tamanho dos pixels acontece junto com o aumento do distanciamento entre eles. Na direção da trajetória de deslocamento do satélite, a distância entre os pixels, ou seja, entre linhas, permanece constante, porém o diâmetro dos pixels aumenta com a distância do nadir. Na borda da imagem, praticamente 100% do pixel é coberto pelos

píxeis vizinhos, e, mesmo que se pule uma linha a cada duas, continuará havendo alguma sobreposição.

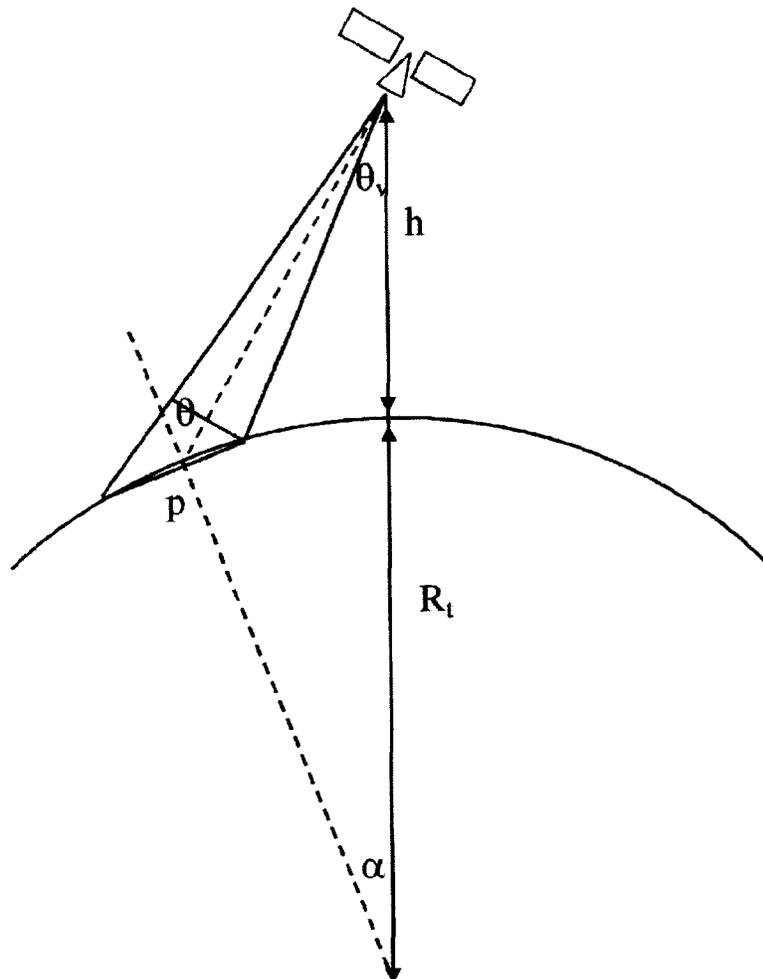


Figura 3.1: Esquema representativo da geometria de observação do alvo pelo sensor embarcado no satélite (adaptado de França, 1994).

A partir da Figura 3.1, o tamanho do píxel é calculado por (França, 1994):

$$\text{Ao longo da varredura} = R_t \left[\left(1 + \frac{h}{R} \right) \frac{\cos \theta_v}{\cos \theta} - 1 \right] IFOV$$

$$\text{Ao longo da trajetória} = (R_t + h) IFOV \frac{\text{sen } \alpha}{\text{sen } \theta}$$

onde $IFOV$ é o campo de visão instantâneo do sensor, h é a altura do satélite, R_t é o raio da Terra, θ_v é o ângulo zenital de visada, θ é o ângulo de varredura e α é o ângulo entre o píxel e a posição nadir.

Através das equações anteriores, podemos determinar a variação no tamanho dos píxeis observados com o afastamento da posição nadir, chegando aos gráficos das Figuras 3.2 (a) e (b). As pequenas separações observadas entre as curvas das duas figuras são devidas aos campos de visão instantâneo de cada canal ($IFOV$), que não são idênticos. Essas pequenas diferenças, no entanto, não são consideradas na prática.

Devido a limitações decorrentes do grande volume de dados gerados em cada passagem do radiômetro AVHRR, pode-se obter dados com resolução espacial plena ou reduzida. Dados HRPT (transmissão de imagem de alta resolução – “High Resolution Picture Transmission”) estão disponíveis apenas no alcance das estações receptoras capazes de receber os dados durante a passagem do satélite (são estas as imagens usadas neste estudo) e apresentam uma resolução plena de 1,1 km na posição nadir. Uma quantidade limitada de dados de máxima resolução está também disponível para áreas fora do alcance das estações receptoras, se os dados são gravados a bordo do satélite e disponibilizados sobre uma das estações receptoras americanas. Esses dados são denominados LAC (cobertura de área local – “Local Area Coverage”), a fim de distingui-los dos dados HRPT, porém não existe qualquer diferença de resolução ou qualidade. Um máximo de 10 minutos de dados LAC pode ser gravado para cada órbita descrita (Kidwell, 1997).

Os únicos conjuntos de dados globais de baixa resolução disponíveis são o GAC (cobertura de área global – “Global Area Coverage”) e o GVI (índice de vegetação global – “Global Vegetation Index”). Todavia, o método de amostragem aplicado a bordo afeta de forma significativa as propriedades espaciais e radiométricas do GAC comparado com os dados LAC ou com o HRPT.

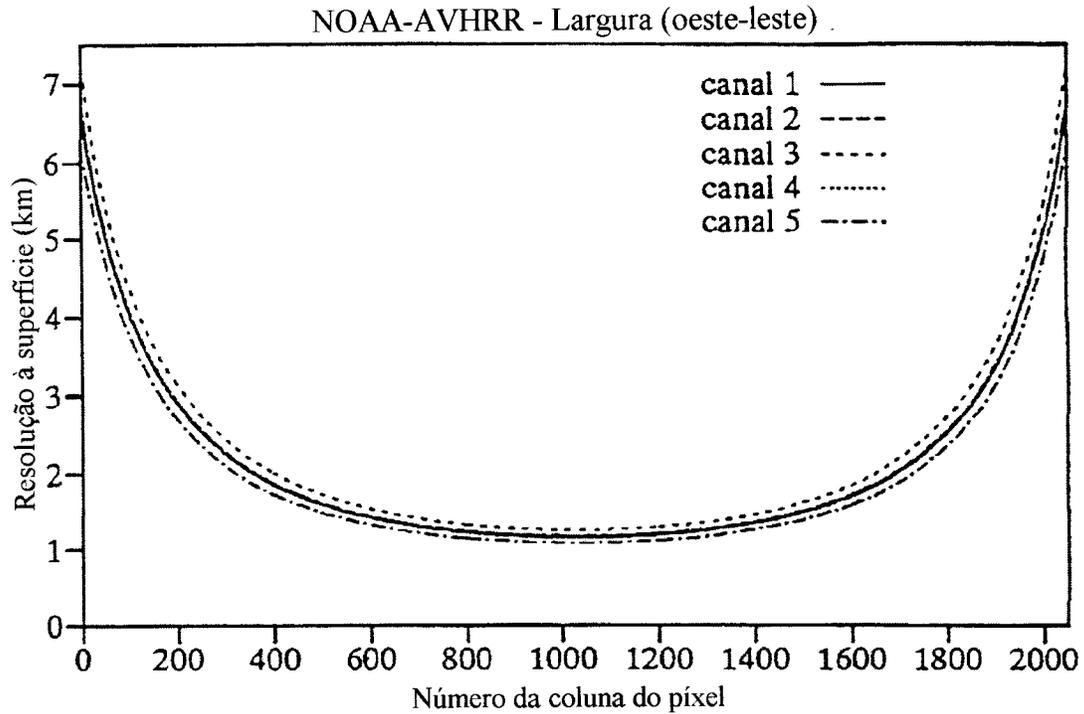


Figura 3.2a: Variação da largura do píxel AVHRR em função do afastamento da posição nadir (adaptado de França, 1994).

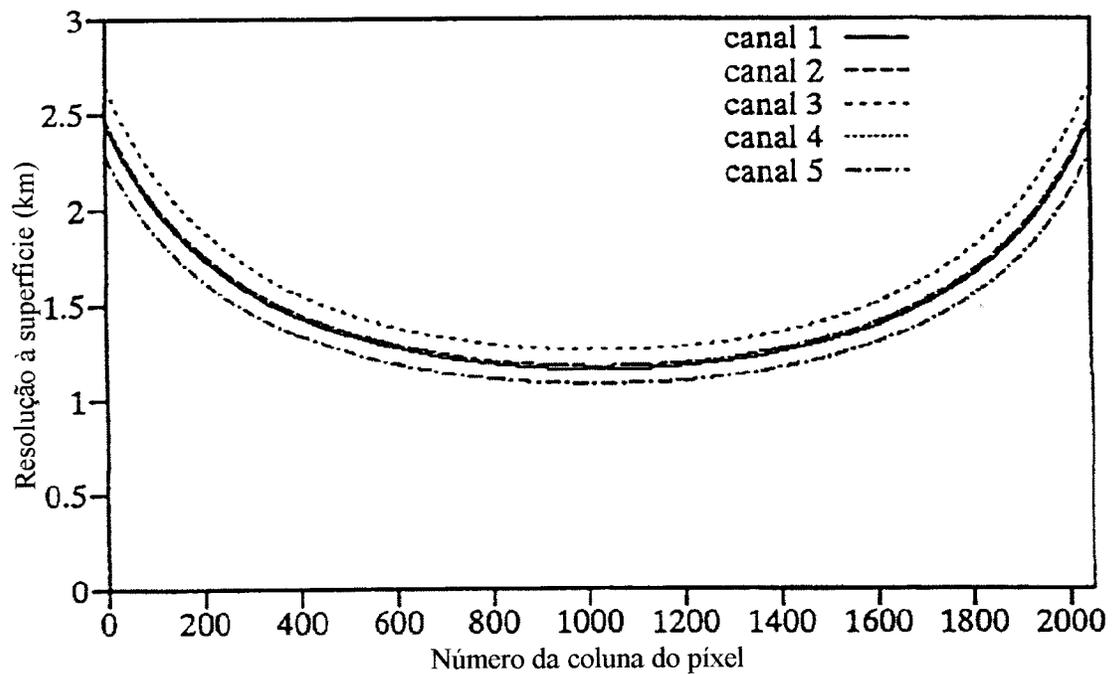


Figura 3.2b: Variação do comprimento do píxel AVHRR em função do afastamento da posição nadir (adaptado de França, 1994).

CAPÍTULO IV

PROCESSAMENTO DAS IMAGENS

4.1 NAVEGAÇÃO

Uma vez que o radiômetro AVHRR encontra-se embarcado em uma plataforma orbital, deve-se esperar que suas imagens apresentem características muito particulares relacionadas à forma como são obtidas. Especificamente, as imagens apresentarão distorções devido a dois fatores principais: o primeiro, devido às características orbitais dos satélites polares NOAA, e o segundo, função da geometria de mapeamento do radiômetro AVHRR (Richards, 1986). Assim, oscilações ou pequenos desvios do sensor podem fazer com que duas medidas de um mesmo alvo resultem em uma não compatibilidade de suas projeções, da mesma forma que, dependendo da geometria de aquisição de uma imagem (posição relativa entre superfície observada e sensor), resultarão diferentes projeções do contorno do alvo sobre a medida efetuada.

O primeiro fator pode ser facilmente explicado levando-se em conta que estes satélites apresentam um deslocamento diário em suas órbitas, resultando em medidas realizadas sob posições diferentes de um dia para o outro. A possibilidade de ocorrerem oscilações no movimento do satélite, como pequenos desvios ou instabilidades, também pode resultar em diferenças de projeção entre imagens de órbitas semelhantes.

O segundo fator, relativo a geometria de observação do sensor, é influenciado pelas características de construção do instrumento e também pelo tipo de plataforma em que ele é montado. Como mencionado anteriormente (Capítulo III), para o caso dos sensores AVHRR, seu amplo campo de cobertura acarreta um efeito de distorção sobre os pixels observados, fazendo com que estes aumentem em até 6 vezes em relação ao tamanho do pixel observado sob a posição nadir (França, 1994). Com isso, sem se fazer uma correção prévia, a correlação entre as medidas de órbitas vizinhas fica seriamente comprometida.

Através da análise dos fatores mencionados acima, chega-se à conclusão da importância de se efetuar a correção geométrica de uma imagem quando se deseja : (i) localizar pontos comuns em imagens diferentes de uma mesma área; (ii) conduzir análises multi-temporais através da sobreposição de imagens de uma mesma área tomadas em datas diferentes; (iii) unir imagens vizinhas a fim de formar um mosaico; (iv) sobrepor imagens de uma mesma área produzidas por sensores diferentes. Para isso, métodos matemáticos são aplicados sobre os dados brutos resultando em uma imagem corrigida para a forma desejada.

Existem duas formas principais de se efetuar a correção de uma imagem. A primeira dá-se através de modelos matemáticos que dispõem de um esquema que inclui todas as considerações de posição relativa entre sensor e alvo, curvatura terrestre e características inerentes ao sensor, como por exemplo IFOV e ângulo máximo de varredura, assim como sua posição nos três eixos de rotação, ou seja, caracterizando todos os tipos de distorções que estejam ocorrendo. Neste tipo de correção, denominada navegação da imagem, são utilizados os dados orbitais do satélite fornecidos pela entidade que o opera, resultando, por exemplo, em uma precisão de localização dos píxeis sobre um mapa da ordem de poucos quilômetros no caso do AVHRR (variando entre 3-10 km).

A segunda baseia-se em relações matemáticas (polinômios) estabelecidas, por exemplo, entre os píxeis de uma imagem e coordenadas latitude/longitude de um mapa sobre o qual se deseja projetá-la, ou mesmo coordenadas linha/coluna de outra imagem. Esse método, por sua maior simplicidade, é o mais usualmente aplicado, sendo independente das características específicas de um dado sensor (Richards, 1986; Davison, 1984).

Dentre as relações matemáticas utilizadas, são encontrados polinômios de diferentes ordens. Segue que, para cada ordem de um polinômio, será necessário um número mínimo determinado de equações a fim de montar o sistema que satisfaça a sua resolução. Assim, aumentando-se a ordem do polinômio a ser trabalhado, aumenta-se também o número de equações para formar o sistema necessário a sua resolução. Desta forma, para o exemplo de um polinômio de 2ª ordem, tem-se:

$$u = a_0 + a_1x + a_2y + a_3xy + a_4x^2 + a_5y^2$$

$$v = b_0 + b_1x + b_2y + b_3xy + b_4x^2 + b_5y^2$$

onde a_i e b_i são os coeficientes a serem determinados para a curva de ajuste, resolvida por mínimos quadrados, x e y são as coordenadas do sistema de referência (ex.: mapa ou outra imagem), e u e v são as coordenadas da imagem a ser corrigida.

Logo, para o caso de um polinômio de 2ª ordem, serão necessários, no mínimo, 6 pontos para resolvê-lo. Esses pontos escolhidos na imagem são conhecidos como pontos de controle na superfície (GCPs – “Ground Control Points”). Eles são escolhidos de forma a serem bem definidos na imagem, como, por exemplo, interseções de rodovias para imagens de alta resolução espacial, ou qualquer outra formação que possa ser identificada no sistema de referência utilizado. Dois critérios básicos devem ser atendidos para que o resultado obtido através da aplicação de polinômios na correção das imagens seja satisfatório. O primeiro deles refere-se à seleção dos pontos de controle na imagem, que devem ser bem escolhidos e, preferencialmente, em número superior a quantidade mínima exigida para que se possibilite o descarte de pontos mal ajustados à curva. O segundo relaciona-se à localização dos pontos de controle selecionados, devendo estar bem espalhados ao longo da imagem para que o bom ajuste não fique limitado a uma área restrita. Feito isso, os polinômios são resolvidos resultando em uma equação de transformação. Essa equação de transformação, então, retificará a imagem para a projeção do sistema de coordenadas desejado, utilizando um processo de interpolação para o valor vizinho mais próximo, preservando a qualidade radiométrica da imagem original.

4.2 CORREÇÃO RADIOMÉTRICA

O objetivo de um sensor remoto é medir parâmetros físicos. Como em qualquer outra forma de obtenção de medidas, os parâmetros extraídos devem ser independentes do instrumento. Desta forma, o modelo ideal sugere que, se repetirmos a medida de um mesmo alvo sob as mesmas condições de iluminação e observação, devemos obter o mesmo valor calibrado. Significa também que as variações do valor do parâmetro devem estar relacionadas somente aos atributos do alvo.

O primeiro passo na análise dos dados gerados pelo sensor do satélite consiste em converter a saída do instrumento em um parâmetro físico. Assim, a correção radiométrica baseia-se em uma transformação do registro digital feito pelo sensor em uma informação com significado físico passível de ser comparado a outras formas de medida.

Quando se trabalha com sensores como o AVHRR, que possui cinco diferentes canais, relativos a cinco diferentes bandas espectrais, deverão existir um número equivalente de equações de transformação das saídas digitais em um parâmetro físico, já que cada canal possuirá uma resposta distinta, o que se define como a curva espectral do canal.

De posse desse conhecimento, chega-se às equações de transformação do valor numérico digital, DN, em albedo (canais 1 e 2) ou radiância (canais 3, 4 e 5), caracterizadas, no caso do sensor AVHRR, por relações lineares envolvendo dois coeficientes denominados coeficiente linear e coeficiente angular, tendo o valor numérico digital como dado de entrada, ficando a equação com a seguinte forma (Kidwell, 1997):

$$A_{1,2} \text{ ou } E_{3,4,5} = Slp_i * DN_i + Int_i \quad (4.1)$$

onde A_i é o albedo percentual medido no canal i (no caso, canais 1 ou 2), E_i é a radiância medida no canal i (no caso, canais 3, 4 e 5), DN é o valor numérico digital de entrada e Slp e Int são os valores de coeficiente angular e linear, respectivamente. Para o caso dos canais 1 e 2 do sensor AVHRR, os valores de coeficiente angular e linear estão em unidades de (albedo percentual)/(DN) e albedo percentual, respectivamente. Já para os canais 3, 4 e 5, seus valores estão expressos em unidades de $mW/(m^2-sr-cm^{-1}DN^{-1})$ para o coeficiente angular, e em unidades de $mW/(m^2-sr-cm^{-1})$ para o coeficiente linear.

Os dois canais visíveis do AVHRR passam por um processo de calibração antes do lançamento. A fonte de calibração consiste de uma esfera integrada equipada com 12 lâmpadas de quartzo-halogênio. Essas lâmpadas são cuidadosamente selecionadas para que suas saídas espectrais e suas correntes de operação sejam tão semelhantes quanto possível. A irradiância espectral da esfera é, então, calibrada com todas as suas 12

lâmpadas, comparando-a a uma fonte secundária de referência. A razão de saída entre um número n de lâmpadas e o total de 12 também é obtida. Isso fornece a saída espectral da esfera quando um número n de lâmpadas está acionado. Variando, então, o número de lâmpadas que são ligadas, pode-se obter uma curva de calibração para o sensor, desde o nível zero de saída até a saída máxima das 12 lâmpadas.

Após o lançamento, no entanto, os coeficientes angular e linear para os canais 1 e 2 não possuem meios de aferição a bordo. Apesar do intenso processo de calibração antes do lançamento, podem ocorrer variações nas características do sensor enquanto este estiver em órbita, causando imprecisões sobre os dados gerados. As variações dos canais 1 e 2 podem ocorrer devido à contaminação durante a fase de lançamento, assim como a exposição ao ambiente do espaço também pode causar influências sobre as características do sensor (Brest e Rossow, 1992). Em adição, o envelhecimento dos componentes do sensor com os anos pode fazer com que seu comportamento modifique-se em relação ao determinado durante a fase de pré-lançamento.

Desta forma, são realizados trabalhos visando a calibração do sensor durante sua fase operacional, sendo esta executada com base em estudos de alvos com características presumivelmente estáveis, como desertos (Rao e Chen, 1995; Los, 1993, Santer *et al.*, 1991). Isso resulta em uma equação de atualização dos coeficientes para a degradação do sensor como função dos dias decorridos desde o início de sua operação. As equações de correção radiométrica para os canais 1 e 2 ficam dependentes do tempo (somatório dos dias decorridos desde o início de operação), tomando a seguinte forma para o caso do sensor AVHRR-NOAA 14 (Rao e Chen, 1996):

$$Alb1(\%) = (0,0000232*d+0,109)*(DN-41) \quad (4.2)$$

$$Alb2(\%) = (0,0000373*d+0,129)*(DN-41) \quad (4.3)$$

onde $Albi$ é o albedo expresso em porcentagem para o canal i , d é o somatório dos dias transcorridos desde 30/12/94, data de lançamento do satélite NOAA-14 e DN é o valor numérico digital de entrada.

Os termos *Alb1* e *Alb2* não são albedos verdadeiros devido ao fato que as medidas são efetuadas em um intervalo espectral limitado e seus valores não são corrigidos para a influência atmosférica (França *et al.*, 1995).

Assim como no caso dos canais visíveis, os canais 3, 4 e 5 do sensor AVHRR também sofrem um processo de calibração durante a fase de pré-lançamento. Essa calibração é realizada em uma câmara termal sob condições de vácuo para minimizar a absorção da radiação no caminho percorrido entre a fonte e o radiômetro e para simular também as condições do espaço. Nesse processo de calibração, o radiômetro realiza medidas sequenciais de um corpo aquecido no laboratório (representando uma superfície qualquer da Terra), de um corpo resfriado a aproximadamente 77K (representando o espaço) e do corpo negro localizado junto ao radiômetro. As temperaturas de todos os corpos negros são medidas com termistores de resistência de platina (PRTs). A temperatura do corpo negro do laboratório é, então, feita variar a fim de se determinar as respostas do radiômetro para cada faixa observada. Assim, a saída digital do radiômetro é relacionada à radiância do alvo. São analisadas durante este procedimento as características de operação do instrumento, como razão entre sinal e ruído, estabilidade, linearidade da resposta e o ganho (razão entre a saída digital do radiômetro e a radiância incidente).

Da mesma forma que nos canais visíveis, não se deve esperar que as características dos canais do infravermelho permaneçam inalteradas após o lançamento. Nesse caso, uma das causas seriam as oscilações térmicas do ambiente em função da posição orbital do satélite, o que causa variações sobre o ganho. Outro fator causador de mudanças na performance do instrumento está relacionado ao envelhecimento de seus componentes entre o período de testes durante o pré-lançamento e os anos que decorrem enquanto o radiômetro encontra-se operacional.

Diferentemente dos canais visíveis, para corrigir os efeitos de mudança de características dos canais 3, 4 e 5, existe um mecanismo de calibração a bordo que consiste de medidas regulares do espaço distante e de um corpo negro com temperatura conhecida a bordo (Kidwell, 1997). Esse procedimento fornece apenas dois pontos para o traçado da curva de calibração, gerando uma equação linear aproximada. Com base então nesta informação de calibração do radiômetro, são calculados os valores dos

coeficientes angular e linear para cada um dos três canais do infravermelho, permitindo a aplicação da Equação 4.1 aos valores numéricos digitais dos três canais. No entanto, devido às características dos componentes sensíveis utilizados em cada um destes canais, suas respostas não serão exatamente lineares. Uma forma de correção da não-linearidade definida pela NOAA (Kidwell, 1997) consiste da aplicação de uma equação quadrática aos valores de radiância obtidos a partir da Equação 4.1. Assim, têm-se equações para correção das radiâncias em cada um dos canais do infravermelho, dadas para o radiômetro AVHRR/NOAA-14 pelas seguintes expressões:

$$Rad_3 = 1,00359 * E_3 - 0,0031 \quad (4.4)$$

$$Rad_4 = 0,92378 * E_4 + 0,0003822 * E_4^2 + 3,72 \quad (4.5)$$

$$Rad_5 = 0,96194 * E_5 + 0,0001742 * E_5^2 + 2,00 \quad (4.6)$$

onde Rad_i é a radiância corrigida para a não-linearidade do sensor, e E_i é a radiância definida pela Equação 4.1.

4.3 CÁLCULO DOS PARÂMETROS GEOFÍSICOS

A partir da aplicação da correção radiométrica às saídas digitais das imagens AVHRR, é possível extrair os parâmetros geofísicos de interesse.

Para o caso dos canais 1 e 2 do radiômetro AVHRR, são calculadas as reflectâncias espectrais a serem introduzidas nas fórmulas dos índices de vegetação. Essas reflectâncias espectrais consistem em ajustar o valor de albedo obtido com a correção radiométrica dos canais 1 e 2 para as condições de iluminação solar observadas na imagem. Para isto, calcula-se o ângulo zenital solar e a excentricidade da órbita terrestre para o momento da passagem, podendo-se expressar o procedimento para obtenção desses dois parâmetros através das seguintes equações (Iqbal, 1983):

$$\Gamma = 2\pi(d-1)/365 \quad (4.7)$$

onde Γ é o ângulo diário e d é o dia juliano (1-365),

$$w = ((h-12)*15)\pi/180 \quad (4.8)$$

onde w é o ângulo horário e h é a hora local da passagem do satélite e

$$\begin{aligned} \delta = & 0,006918 - 0,399912 \cos \Gamma + 0,070257 \sin \Gamma - 0,006758 \cos 2\Gamma \\ & + 0,000907 \sin 2\Gamma - 0,002697 \cos 3\Gamma + 0,00148 \sin 3\Gamma \end{aligned} \quad (4.9)$$

onde delta é a declinação solar.

De posse das Equações 4.8 e 4.9, podemos calcular o cosseno do ângulo zenital solar dado pela seguinte expressão:

$$\cos \theta = \sin \delta \sin lat + \cos \delta \cos lat \cos w \quad (4.10)$$

onde lat é a latitude da área observada. Da mesma forma, utilizando-se a Equação 4.7, podemos calcular a excentricidade da órbita terrestre através da seguinte expressão (Iqbal, 1983):

$$E_0 = 1,00011 + 0,034221 \cos \Gamma + 0,00128 \sin \Gamma \quad (4.11)$$

Finalmente, combinando-se as Equações 4.1, 4.10 e 4.11, chega-se à expressão para o cálculo da reflectância (França, 1994):

$$\rho_i = \frac{Alb_i}{E_0 \times \cos \theta} \quad (4.12)$$

Já para os canais 3, 4 e 5 do radiômetro AVHRR, o parâmetro a ser extraído é a temperatura de brilho, utilizada nos algoritmos de detecção de focos de calor. Esse parâmetro é calculado a partir dos valores de radiância corrigidos para a não linearidade do radiômetro. A conversão dos valores de radiância para temperatura de brilho é feita a

partir da inversão da equação de radiação de Planck (Capítulo II), a qual é escrita sob a forma:

$$Tb_i = \frac{C_2 v_i^3}{\ln \left[1 + \left(\frac{C_1 v_i^3}{Rad_i} \right) \right]} \quad (4.13)$$

onde Tb_i é a temperatura de brilho (em Kelvin) no canal i para a radiância Rad_i , C_1 e C_2 são as constantes da equação de Planck ($C_1 = 1,1910659 \times 10^{-5} \text{ mW}/(\text{m}^2\text{-sr-cm}^{-4})$) e $C_2 = 1,438833 \text{ cm-K}$), e v_i é o número de onda central no canal i .

Os números de onda são calculados para diferentes faixas de temperatura (Tabela 4.1), assumindo que, para cada uma delas, seus valores são constantes (Sullivan, 1995). De fato, as variações sobre a temperatura de brilho devido ao uso de números de onda distintos para um mesmo DN e valores de coeficiente angular e linear, resultam em diferenças muito pequenas, inferiores a 0,7K.

As temperaturas obtidas através deste procedimento não são corrigidas para o efeito da atmosfera. Portanto, não representam a temperatura da superfície observada.

Tabela 4.1: Números de onda central ν (cm^{-1}) como função da temperatura observada para o radiômetro AVHRR/NOAA-14 (Fonte: Kidwell, 1997).

Temperatura (K)	Canal 3	Canal 4	Canal 5
190 – 230	2638,652	928,2603	834,4496
230 – 270	2642,807	928,8284	834,8066
270 – 310	2645,899	929,3323	835,1647
290 – 330	2647,169	929,5878	835,374

CAPÍTULO V

ÍNDICES DE VEGETAÇÃO

5.1. DESCRIÇÃO GERAL

A descrição do estado da vegetação pode envolver a especificação de um grande número de variáveis físicas, químicas e biológicas, mas também inclui informação sobre genética, biodiversidade, sobre o tipo de solo local e ambiente climático. Se houver o desejo de se abordar essa questão em uma escala maior, todavia, deve-se concentrar a atenção nos parâmetros mais relevantes da descrição da biosfera, como a fração da cobertura vegetal e o índice de área foliar. Outros parâmetros que são de grande interesse incluem aqueles que controlam a produção primária, tais como o conteúdo de clorofila e água das folhas, a quantidade de radiação fotossinteticamente ativa que é efetivamente interceptada pelo dossel, entre outros.

Nesse sentido, os índices de vegetação têm sido tradicionalmente aplicados aos dados de sensoriamento remoto, tanto para fins de pesquisa quanto a nível operacional. Poucos sensores, no entanto, podem ser usados para monitorar a biosfera a nível global, fundamentalmente devido às características associadas a resolução espectral, espacial e temporal que possuem.

Os radiômetros AVHRR a bordo da série de satélites NOAA, inicialmente desenvolvidos como instrumentos meteorológicos, têm sido amplamente utilizados para este fim devido à presença de um canal na banda espectral do visível (vermelho) e outro na banda do infravermelho próximo (Capítulo III).

Os índices de vegetação são expressões matemáticas que exploram a característica de reflexão diferenciada da vegetação nas bandas espectrais do visível e infravermelho próximo (Goward *et al*, 1991, Flasse, 1993, Vogt, 1992). Nesse intervalo espectral, a vegetação verde é marcada por um grande contraste nas suas propriedades

de reflectância (Figura 5.1), havendo um aumento significativo do valor de sua reflectância na banda do infravermelho próximo quando comparada à observada na banda visível. Os baixos valores na região do visível são devidos à absorção da radiação fotossinteticamente ativa (PAR) pelos pigmentos encontrados nos cloroplastos das folhagens, enquanto se tem valores mais altos na região do infravermelho próximo devido ao espalhamento proveniente de diferenças no índice de refração entre as paredes de células hidratadas e os espaços de ar intercelulares (Flasse, 1993). Esse padrão de comportamento é fortemente contrastante com o aumento constante da reflexão geralmente observado para solos sobre a mesma parte do espectro.

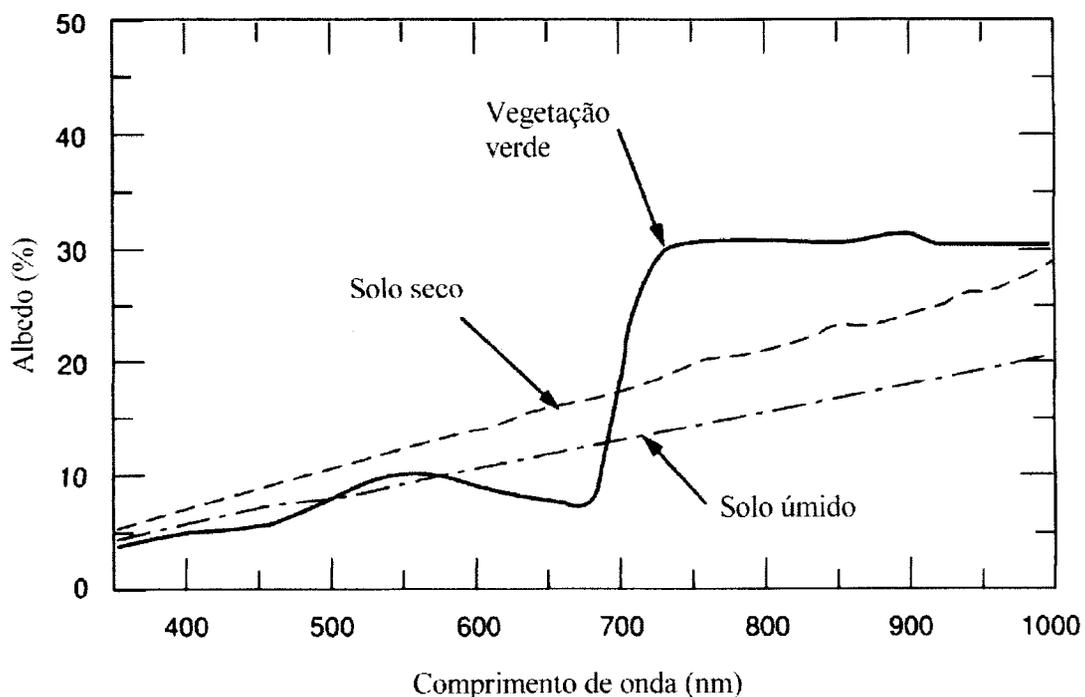


Figura 5.1: Reflectâncias espectrais para solo seco, solo úmido e vegetação (adaptado de Trenberth, 1992).

Uma vez que a estrutura foliar é parte determinante na caracterização das propriedades de reflectância apresentadas, variações da composição da vegetação (ex.: índice de área foliar (LAI), porcentagem de cobertura do solo, geometria da vegetação) assim como variações ambientais (ex.: quantidade de umidade disponível, temperatura) poderão causar variações nos padrões de reflectância observado (Vogt, 1992).

As características de reflexão do solo também podem ter importantes implicações na reflectância da cobertura vegetal, especialmente em comunidades vegetais pouco densas. Uma vez que a água é uma forte absorvedora de energia eletromagnética, um conteúdo maior de água reduzirá a reflexão dos solos nus, produzindo um número de mínimos nas curvas de reflexão dependendo das bandas de maior absorção da água líquida (Vogt, 1992).

O papel dos índices de vegetação derivados de satélite está então relacionado a distinção dos diferentes tipos de cobertura observados, assim como a eventual identificação das oscilações ocasionadas por variações ambientais. Em função dos diversos fatores que podem afetar os valores de reflectância da vegetação (ex.: contribuição do sinal do solo, efeitos atmosféricos, anisotropia da superfície), os índices poderão apresentar maior ou menor complexidade em suas formulações devido à incorporação de formas de eliminação da contaminação do sinal.

Idealmente, um índice para monitorar a vegetação deve satisfazer um número de condições a fim de prover informação útil. Primeiro, o índice deve ser sensível a mudanças na quantidade de material verde (ex.: LAI, cobertura vegetal, atividade clorofílica) e deve ser insensível a mudanças nas propriedades óticas dos elementos de fundo (ex.: cor do solo, umidade). O índice deve também ser insensível à composição atmosférica (especialmente vapor de água e aerossóis) e aos efeitos direcionais. Finalmente, o índice deve possuir um intervalo dinâmico satisfatório, a fim de representar adequadamente as mudanças da superfície.

Diversos estudos mostraram que é possível derivar diversos parâmetros sobre a cobertura vegetal a partir dos índices de vegetação, como, por exemplo, índice de área foliar, produção primária, rugosidade da superfície, entre outros (Prince e Goward, 1995; Nemani e Running, 1989; Gutman e Ignatov, 1998; Kalluri *et al.*, 1998; Purevdorj *et al.*, 1998; Carlson e Ripley, 1997; Van de Griend e Owe, 1993). No entanto, validar a estimativa das propriedades da vegetação a partir de dados de sensoriamento remoto não é uma tarefa fácil. De fato, é usualmente muito difícil comparar diretamente observações feitas do espaço, relativas a um ou mais quilômetros quadrados, a medidas de campo representativas apenas de condições locais. Da mesma forma, o número de locais onde o estado da vegetação tenha sido continuamente monitorado, de forma

simultânea com suas propriedades radiativas, é muito pequeno. Isso torna difícil derivar relações consistentes entre os índices de vegetação e os parâmetros de interesse, com algum grau de generalização. Ainda, mesmo que haja disponibilidade de dados detalhados, sistemas naturais não costumam permitir experimentos e controle de todos os parâmetros da planta.

Embora essas relações empíricas possam ser úteis para algumas aplicações, os índices de vegetação são sensíveis também a outras características da superfície, como cor do solo, e aos constituintes atmosféricos, como presença de nuvens, aerossóis e conteúdo de vapor de água (Qi *et al.*, 1991; Brunel *et al.*, 1991). Também já se mostrou que índices de vegetação dependem da geometria de iluminação e observação, uma vez que a anisotropia da superfície não é a mesma nas duas bandas espectrais utilizadas (Huete *et al.*, 1991; Moran *et al.*, 1991).

Um exemplo marcante da contaminação dos índices pela influência atmosférica pode ser observado no monitoramento da vegetação na bacia Amazônica, onde a constante presença de grande quantidade de vapor de água na atmosfera faz com que os índices acabem subestimando a vegetação da região devido à forte atenuação do sinal que chega ao satélite.

Visando reduzir os efeitos contaminantes sobre os índices de vegetação, várias alternativas foram sugeridas. Uma delas baseia-se na utilização da banda do azul para correção da banda vermelha, processo conhecido como conceito de resistência atmosférica, do qual se deriva o índice de vegetação ARVI (índice de vegetação resistente à atmosfera – “Atmospherically Resistent Vegetation Index”) (Kaufman e Tanré, 1992). Uma segunda possibilidade é utilizar a região do infravermelho médio (1,3-2,5 micrômetros) no lugar da banda do vermelho, uma vez que comprimentos de onda maiores são menos sensíveis à fumaça, permanecendo sensíveis a diferenças na vegetação (Kaufman e Remer, 1994).

Várias equações modificadas de índices de vegetação também foram desenvolvidas a fim de melhorar a performance em relação ao NDVI, no que concerne a remoção dos ruídos no entorno do dossel, contaminação atmosférica e problemas de saturação inerentes ao NDVI. Nas variantes para correção dos efeitos de solo e

atmosféricos sobre o NDVI, incluem-se o SAVI (índice de vegetação ajustado ao solo – “Soil Adjusted Vegetation Index”) e o SARVI (índice de vegetação ajustado ao solo/resistente à atmosfera – “Soil-Adjusted/Atmospherically Resistant Vegetation Index”). Todas as variantes do NDVI mostraram-se superiores a ele diminuindo o ruído devido ao sinal do entorno e à atmosfera. No entanto, a necessidade que estes índices impõem na utilização de bandas espectrais alternativas, ou então na demanda de parâmetros relativos ao solo, impede o uso irrestrito desses índices.

5.2. NDVI

O índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI)(Tucker, 1979), é certamente um dos mais populares entre os índices utilizados para estudo e monitoramento das condições da cobertura vegetal. Uma vasta gama de trabalhos de classificação e monitoramento da vegetação global utilizando esse índice pode ser encontrada na literatura (Kogan, 1995; Townshend *et al.*, 1987; Benedetti *et al.*, 1994; Moulin *et al.*, 1997; Henry e Hope, 1998; Achard e Blasco, 1990; Liu *et al.*, 1994; Caselles *et al.*, 1991; entre outros). Sua expressão é dada pela diferença entre os valores de reflectância nas bandas do infravermelho próximo (canal 2 do sensor AVHRR) e visível (canal 1 do sensor AVHRR), dividida pela soma desses mesmos dois termos, assumindo a seguinte forma:

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (5.1)$$

onde ρ_i é a reflectância no canal i , definida anteriormente no Capítulo IV.

Da mesma forma, esse índice pode ser calculado utilizando-se os valores de DN (valor numérico digital), ou mesmo das radiâncias observadas. Todavia, o uso de valores de reflectância é recomendado devido ao fato de, em se utilizando valores de DN ou radiância, aparecerem dificuldades adicionais na interpretação dos dados. Estas são provenientes de fatores como degradação do sensor (para o caso dos valores de DN que não são corrigidos) ou pequenas variações entre sensores que podem afetar as

comparações entre medidas de instrumentos semelhantes, presentes em satélites de séries diferentes (para o caso da radiância).

Uma vez que o índice é dado por uma diferença normalizada, devemos esperar valores variando dentro do intervalo de $[-1,+1]$.

Seguindo o padrão apresentado para o comportamento das curvas de reflectância dentro do espectro que vai do visível ao infravermelho próximo, esse índice caracterizará as superfícies observadas assumindo os maiores valores para comunidades vegetais verdes e densas ($>0,5$), valores intermediários para nuvens ($\sim 0,0$), e os menores valores para superfícies d'água ($<0,0$)(Tabela 5.1).

O fato desse índice ser dado por uma razão, faz com que seus valores compensem parcialmente efeitos de influência como iluminação e topografia. Todavia, diferenças no espalhamento atmosférico nos dois comprimentos de onda não são levados em conta por esse argumento.

Esse índice tem sido correlacionado com um grande número de parâmetros de campo de interesse, incluindo não apenas a fração de cobertura vegetal e índice de área foliar, mas também quantidade de biomassa e carbono, atividade fotossintética e produção primária, rugosidade da superfície, entre outros (Prince e Goward, 1995; Nemani e Running, 1989; Gutman e Ignatov, 1998, Kalluri *et al.*, 1998, Purevdorj *et al.*, 1998; Carlson e Ripley, 1997, Van de Griend e Owe, 1993). Outras aplicações incluem classificação do tipo de superfície ou a caracterização dos padrões de variabilidade sazonal e interanual (Townshend *et al.*, 1987, Benedetti *et al.*, 1994; Moulin *et al.*, 1997; Liu *et al.*, 1994, Di *et al.*, 1994; Eklundh, 1998; Yang *et al.*, 1998).

As principais limitações desse índice são devidas a rápida saturação com altas densidades de vegetação e sua baixa confiabilidade com coberturas vegetais mais esparsas, como consequência da forte contribuição do solo para o sinal. Similarmente, tipos de vegetação com quantidades relativamente baixas de verde, como comunidades vegetais semi-áridas com grande quantidade de espécies de madeira, serão caracterizados de maneira pobre pelo NDVI. Huete et al. (1991) mostraram que para situações de superfícies parcialmente vegetadas, os problemas de contaminação do

índice NDVI pelo sinal do solo podem ser significativos. Neste estudo, o índice assumiu valores distintos conforme a geometria de observação, sendo função dos ângulos zenitais de visada e solar. Para as situações onde o fluxo direto sobre o solo era máximo (ângulos zenitais de visada e solar mínimos), o NDVI tinha seu valor reduzido, evidenciando a influência do sinal do solo sobre a medida.

O NDVI também é sensível à atmosfera e às condições dos ângulos de observação e do sol, limitando sua capacidade em gerar resultados quantitativos. As influências atmosféricas diminuem o valor do NDVI para superfícies vegetadas, enquanto aumenta o valor do NDVI para solos escuros ou úmidos.

Para tentar contornar os problemas de contaminação que esse índice apresenta, algumas alternativas são aplicadas ao tratamento das imagens. Um primeiro exemplo é a limitação da utilização dos dados a ângulos inferiores a 30° para cada lado da posição nadir, o que faz com que o caminho atmosférico que o sinal percorre até o satélite seja reduzido, diminuindo dessa forma sua atenuação pela interação com os constituintes atmosféricos. Uma segunda alternativa é a composição de imagens, onde são resgatados os maiores valores do índice obtidos para uma sequência de dias (variando entre 7 e 15 dias), o que, presumivelmente, resulta na seleção do índice com a condição de menor atenuação de seu sinal.

Tabela 5.1: Valores NDVI observados para diferentes superfícies (Flasse, 1993).

NDVI	Sup. de água	Nuvens	Solo	Vegetação
Valor	-0,6 ↔ 0,0	-0,05 ↔ 0,05	0,0 ↔ 0,1	0,2 ↔ 0,6

5.3. GEMI

Pinty e Verstraete (1992) apresentaram um novo índice especificamente desenvolvido para utilizar os mesmos dados espectrais produzidos pelo AVHRR, para ser sensível à presença de vegetação verde, e para ser menos sensível do que o NDVI a ambos brilho do solo e efeitos atmosféricos. O índice de monitoramento do meio ambiente global (GEMI) é dado por uma relação derivada empiricamente, que explora o

mesmo contraste entre as reflexões observadas para as superfícies continentais na banda espectral que compreende o visível e o infravermelho próximo.

Esse índice surgiu com a finalidade de alcançar os seguintes objetivos: (i) utilizar os mesmos 2 canais espectrais dos quais faz uso o NDVI; (ii) ser sensível à vegetação; (iii) ser insensível à contaminação atmosférica; (iv) ser insensível a mudanças na cor dos solos.

Em seu desenvolvimento, foram determinados os valores de albedo espectral para um dossel teórico, baseado em modelos existentes de folhagem e solo descritos e documentados na literatura (Verstraete *et al.*, 1993). Esse conjunto de representações foi usado como um laboratório para simular as propriedades radiativas de um dossel de cobertura parcial com profundidade finita e propriedades dadas e estudar a sensibilidade do índice de vegetação em relação a vários parâmetros do modelo.

O modelo estimou as propriedades radiativas das folhas (reflectância e transmitância) em termos de três parâmetros fundamentais, especificamente os conteúdos de clorofila e água das folhas e um parâmetro estrutural que permite essencialmente distinguir entre espécies mono e di-cotiledôneas. As propriedades óticas do solo foram obtidas de uma base de dados de espectros de solos, sendo posteriormente combinadas com o índice de área foliar e com um parâmetro para descrever a distribuição da orientação das folhas, visando computar o albedo espectral de um dossel de cobertura total e profundidade finita. Uma vez que cada parâmetro do modelo pôde ser modificado a vontade dentro da modelagem, a sensibilidade do índice de vegetação com respeito aos parâmetros do modelo pôde ser conhecida.

A expressão resultante para esse índice é dada pela seguinte relação (Flasse, 1993):

$$GEMI = \eta(1 - 0.25\eta) - \frac{\rho_1 - 0.15}{1 - \rho_1} \quad (5.2)$$

onde

$$\eta = \frac{2(\rho_2^2 - \rho_1^2) + 1.5\rho_2 + 0.5\rho_1}{\rho_2 + \rho_1 + 0.5} \quad (5.3)$$

e em que ρ_1 e ρ_2 representam as medidas de reflectância espectral dos canais visível e infravermelho próximo respectivamente.

De acordo com a formulação apresentada, esse índice assumirá os maiores valores para comunidades vegetais verdes e densas ($>0,6$), valores intermediários para superfícies d'água ($\sim 0,2$) e os menores valores para nuvens ($<-0,2$), atingindo valores menores até que $-6,0$ para nuvens mais densas (Tabela 5.2).

Segundo os resultados obtidos na aplicação deste índice para o continente africano (Flasse, 1993), alcançou-se uma performance bastante satisfatória na caracterização de superfícies localizadas em regiões áridas e semi-áridas, superando o índice NDVI nesse caso. Pelo estudo realizado, foram caracterizados os seguintes aspectos referentes ao comportamento dos índices no monitoramento do meio ambiente: (i) o GEMI mostrou-se menos sensível às condições atmosféricas do que o NDVI; (ii) da mesma forma, mostrou-se particularmente capaz de detectar vegetação mesmo quando esta se apresentava esparsamente distribuída; (iii) uma alta sensibilidade do índice GEMI com respeito a solos claros a médios sugeriu possibilidades de aplicações geológicas; (iv) o índice GEMI mostrou-se excelente na detecção de nuvens, com potencial para classificação destas. Verstraete *et al.* (1993) também mostraram que ambos os índices são sensíveis à cobertura fracional, e que o índice GEMI apresenta-se superior ao NDVI, pois é menos sensível a mudanças na cor dos solos e permanece sensível a variações no LAI para um intervalo maior de valores.

Da mesma forma, Schroeder e França (1999) mostraram resultados que comprovaram a performance superior desse índice na caracterização da cobertura vegetal e no monitoramento do estado da vegetação, após aplicar ambos os índices NDVI e GEMI para diferentes tipos de vegetação e condições de obtenção das imagens (geometria de observação e condições atmosféricas).

Tabela 5.2: Valores GEMI observados para diferentes superfícies (Flasse, 1993).

GEMI	Sup. de água	Nuvens	Solo	Vegetação
Valor	0,1 ↔ 0,3	-6,0 ↔ -0,2	-0,3 ↔ 0,3	0,35 ↔ 0,75

CAPÍTULO VI

DETECÇÃO DE FOCOS DE CALOR

6.1 ASPECTOS GERAIS DO FOGO

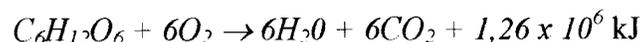
A queima de biomassa é uma importante fonte para vários componentes gasosos que são emitidos para a atmosfera. Uma vez em suspensão, esses componentes podem tanto aprisionar o calor irradiado pela Terra e contribuir para o efeito estufa, como podem também influenciar a química da atmosfera, através da formação de componentes ácidos ou oxidantes. Através da queima, os elementos químicos presentes na vegetação são retornados à atmosfera e ao solo em formas químicas e físicas e a proporções que tornam esse processo distinto, assumindo grande importância. Sua ocorrência pode se dar tanto por causas naturais relacionadas à incidência de raios em regiões onde a vegetação está seca, como pela atuação do homem como elemento ignitor. No Brasil, a maior parte da atividade de queima é de causa antropogênica (acima de 90%) e está localizada ao longo do arco do desflorestamento que circunda toda a região amazônica. De fato, é observado o aumento crescente desses eventos devido à atividade humana, na qual se incluem a queima de áreas florestadas para facilitar a abertura de novas terras, a queima de capoeiras para limpeza de áreas para cultivo, a queima extensiva de campos naturais (particularmente os cerrados) para a criação de gado, entre outros.

Os padrões de queima de vegetação são relativamente semelhantes de ano para ano. O principal fator de influência sobre esses padrões está relacionado às condições climáticas observadas, uma vez que as atividades humanas não tendem a apresentar alterações significativas em espaços curtos de tempo, concentrando-se principalmente às margens das florestas nativas (como no caso do arco do desflorestamento), e ao longo de estradas e rios.

Os produtos da queima de biomassa estão relacionados basicamente ao tipo de combustível (matéria orgânica vegetal) e à forma como esse material é queimado. Tem-se, então, uma componente dependente do tipo e estado da vegetação e uma segunda componente dependente do estado da atmosfera, a qual influenciará na forma como o fogo se desenvolve.

O tipo de combustível determinará quais produtos serão derivados da queima em função das diferentes massas, razões superficiais área-volume e conteúdos de umidade que apresente. Da mesma forma, as condições atmosféricas ditarão como o material combustível será queimado e influenciarão também na formação dos produtos derivados da combustão.

A queima da vegetação pode ser separada em duas fases de combustão: fase onde se observam as chamas e fase latente. Na fase onde ocorrem as chamas, os hidrocarbonos são volatilizados a partir da decomposição termal da biomassa, misturados ao ar, e rapidamente oxidados nas chamas (Reid e Hobbs, 1998). A expressão geral para esse processo pode ser aproximada pela combustão da celulose que é dada por:



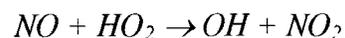
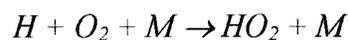
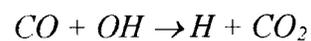
A fase das chamas começa quando as temperaturas da biomassa alcançam um valor onde as reações exotérmicas passam a acontecer, o que se dá por volta de 610K para uma chama induzida e 880K para a combustão espontânea (Chandler et al., 1983). Essa fase termina quando a maior parte do material volátil foi expelido do combustível celulose, iniciando-se, então, a fase latente. A combustão durante essa fase é, na essência, um processo superficial, onde o oxigênio difunde para a superfície e reage exotermicamente com o carbono a temperaturas menores que 710K. Se as temperaturas são aumentadas para 910-980K, o monóxido de carbono (CO) pode ser convertido para dióxido de carbono (CO_2). Devido a essa diferença de temperatura entre as duas fases, a concentração de fuligem nos aerossóis produzidos na combustão com chamas é menor do que para o fogo latente.

A eficiência de combustão (CE) resultante pode ser estimada através da razão entre a concentração de carbono emitido como CO_2 e o total de carbono emitido, ficando a expressão na seguinte forma:

$$CE = [(C_{CO_2}) / (C_{CO_2} + C_{CO} + C_{HC} + C_{PC})]$$

onde C_{CO_2} é o carbono emitido como CO_2 , C_{CO} é o carbono emitido como CO , C_{HC} indica o total de hidrocarbonos não queimados, e C_{PC} é o carbono particulado emitido. Assim, CE é a fração do carbono combustível emitido que é completamente oxidado em CO_2 . Quando $CE \geq 90\%$, são observadas chamas durante a queima, e quando $CE \leq 90\%$, ela está na fase latente.

Uma vasta gama de gases quimicamente reativos são produzidos durante a queima de biomassa, incluindo o monóxido de carbono, óxido nítrico (NO), dióxido nitroso (NO_2), muitos hidrocarbonos e amônia (NH_3) (Prinn, 1991). Esses gases reativos influenciam fortemente as concentrações dos principais oxidantes atmosféricos, como ozônio e radicais hidroxila (OH), tanto localmente quanto nas áreas afetadas pelo afluxo da fumaça. Como exemplo, as emissões de CO , NO e NO_2 podem induzir as seguintes reações:



Devido a alguns constituintes possuírem um ciclo de vida longo, eles contribuem diretamente para o efeito estufa e influenciam, de forma significativa, a camada de ozônio (através do resfriamento estratosférico ou da destruição do ozônio).

Devido ao fogo irradiar energia a temperaturas muito mais altas do que o seu entorno e a temperaturas muito mais baixas que o sol, o seu espectro de emissões, definido pela equação de Planck (ver Capítulo II), recai no intervalo de energia

localizado entre os espectros de emissão da radiação solar e da radiação terrestre, definido como infravermelho médio. A dependência da energia emitida com a quarta potência da temperatura do corpo emissor (lei de Stefan-Boltzmann) faz com que a temperatura observada para o fogo resulte em uma anomalia radiativa, onde a intensidade é milhares de vezes superior àquela do ambiente ao seu redor. Isso faz com que o fogo seja extremamente brilhante no canal 3 do radiômetro AVHRR, permitindo que focos bem menores que o píxel possam ser detectados.

O sensoriamento remoto do fogo tem sido aplicado utilizando-se uma variedade de sensores/sistemas, uma vez que essa é a maneira mais prática e econômica de se monitorar a queima de biomassa para grandes áreas e para diferentes tipos de ecossistemas. O sensor mais amplamente utilizado para monitoramento do fogo é o AVHRR, enquanto medidas através de outros sensores também têm sido utilizadas (Menzel *et al.*, 1991; Brustet *et al.*, 1991b; Elvidge *et al.*, 2000; Prins e Schmetz, 2000; Kaufman *et al.*, 1998b). Nesse ponto, as características de resolução espacial e temporal que o AVHRR possui representa uma vantagem, uma vez que proporciona a obtenção de imagens com distinção espacial satisfatória, disponibilizadas numa base diária. Enquanto isso, os demais sensores que aparecem como alternativas para o monitoramento do fogo mostram-se deficientes em algum ponto. Como exemplo, o satélite GOES oferece uma frequência de amostragem bastante alta (uma imagem a cada 30 minutos), o que seria extraordinário para o acompanhamento da evolução do fogo, porém apresenta uma resolução espacial pobre (4km) e cobertura limitada, uma vez que situa-se estacionário sobre o Equador. Menzel *et al.* (1991) mostraram que utilizando-se os dados do VAS-GOES (radiômetro com varredura de giro no visível e infravermelho próximo e sondador atmosférico - “Visible infrared spin scan radiometer Atmospheric Sounder”) pode-se detectar um fogo com uma temperatura de 450K e uma área de 0,03km². Enquanto isso, para o AVHRR, a área detectável para esta mesma temperatura do fogo é de 0,00015km². Do outro lado, o satélite Landsat fornece imagens com grande resolução espacial, porém apresenta um período de repetição muito baixo – uma passagem a cada 16 dias. Assim, o sensor AVHRR a bordo dos satélites NOAA proporciona uma ponderação satisfatória entre cobertura espacial e temporal aliado a disponibilidade de bandas espectrais variadas, passíveis de utilização no monitoramento do fogo.

No entanto, o radiômetro AVHRR também apresenta problemas por observar os fogos apenas no tempo de seu sobrevôo, isto é, em um único momento do dia ou da noite, dependendo da passagem. Se o fogo ocorre rapidamente, ou se ele encontra-se na fase latente no momento da passagem, pode até não ser detectado. Da mesma forma, se o fogo queima por várias horas ou dias, a continuidade de sua observação pode ser comprometida pela presença de nuvens no local durante a passagem do satélite.

Utilizando o algoritmo de detecção automática de queima de biomassa (ABBA) nas imagens GOES, Prins *et al.* (1998) identificaram um claro ciclo diurno na atividade do fogo para a região do Brasil, ocorrendo um pico de queima no meio da tarde (17:45UTC – 14:45h horário de Brasília). O número de píxeis de fogo observados neste horário mostrou-se 2 a 3 vezes superior do que aquele observado 3 horas mais cedo ou mais tarde, e aproximadamente 7 vezes maior do que às 11:45UTC (08:45h local). Este é um fator importante a se considerar ao se utilizar satélites de órbita polar como os da série NOAA para o monitoramento da atividade do fogo. Dessa forma, o aproveitamento das passagens vespertinas do satélite NOAA-14, as quais acontecem por volta das 18:00UTC, resulta em uma melhoria na representação das ocorrências de focos de calor observados através do AVHRR.

Do ponto de vista da radiação, a ampla cobertura espectral que o AVHRR possui representa um ponto a favor para o monitoramento do fogo através desse radiômetro. Seus canais podem ser utilizados tanto para a detecção do fogo em si como para detecção das plumas de fumaça ou das cicatrizes formadas a partir da vegetação queimada. Como exemplo, os canais visíveis podem ser usados para a identificação das plumas de fumaça assim como das áreas queimadas. O canal 3, no infravermelho médio, é mais sensível ao fogo, uma vez que ele satura para áreas pequenas onde este esteja ocorrendo. Já os canais 4 e 5, no infravermelho termal, podem ser aplicados na eliminação de fontes de focos espúrios dentro da imagem, basicamente associados a presença de nuvens ou superfícies aquecidas no píxel.

O radiômetro pode também sofrer contaminações de seu sinal, afetando o monitoramento do fogo. Um exemplo é a radiação do infravermelho médio que penetra através de algumas nuvens e de fumaça, porém tem a intensidade de seu sinal diminuída. Os efeitos das nuvens dependerão de sua espessura e de suas características

ópticas. Nuvens finas poderão ocultar fogos menos intensos ou pequenos, enquanto nuvens mais espessas poderão ocultar mesmo os fogos mais intensos. A separação do sinal original após a interferência atmosférica não é um problema trivial de ser resolvido, particularmente quando não se tem os dados sobre a profundidade e as características ópticas da fumaça e das nuvens (Robinson, 1991). Assim, as nuvens e a fumaça interferem na avaliação do fogo a uma extensão variável e difícil de ser prevista.

Outro fator relevante diz respeito à extração de informação sobre as áreas queimadas. Uma vez que o AVHRR não foi desenvolvido especificamente para o monitoramento do fogo, o canal 3 satura a uma temperatura de brilho bem abaixo das temperaturas normalmente observadas para esse tipo de ocorrência nas imagens. Em função disso, a determinação de parâmetros relacionados ao fogo (como temperatura, área consumida, emissões, entre outros) fica dificultada, pois, com a saturação do canal, qualquer informação sobre o píxel é mascarada.

Os algoritmos de detecção de focos de calor também apresentam variantes. Desde 1990, o número de limites que são empregados na detecção dos focos de calor na imagem AVHRR vem aumentando. Kaufmann *et al.* (1990) utilizaram 3 limites para um estudo em floresta. Seguindo a abordagem multiespectral, França *et al.* (1995) utilizaram 5 limites para uma região de savana africana. Já Randriambelo *et al.* (1998) utilizaram 6 limites para uma situação mista de floresta e savana africana. O aumento da complexidade nos métodos de detecção claramente se faz pela consideração de situações geográficas mais complexas, incluindo diferentes tipos de vegetação. Li e Giglio (2000) mostraram que a performance dos métodos de detecção depende do tipo da vegetação e das condições climáticas.

6.2 ALGORITMOS

6.2.1 Limite Simples de Saturação no Canal 3

Os algoritmos que aplicam um limite simples utilizam-se do canal localizado na banda do infravermelho médio do AVHRR, isto é, o canal 3 centrado em torno de 3,7 micrômetros, classicamente utilizado para sensoriamento remoto do fogo. De acordo

com a função de Planck, a emissão de energia termal radiativa atinge valores máximos para temperaturas típicas do fogo – intervalo de 300K a 800K, dependendo da fase do fogo (fase em chamas ou latente) e do tipo do material combustível. Ainda, seguindo as leis da radiação, a lei de Wien mostra que o máximo de emissão das superfícies com fogo recai na faixa do infravermelho médio, entre 3 e 4,3 micrômetros, resultando na concentração da maior parte da energia sobre o canal 3 (3,55 – 3,93 micrômetros). Setzer e Malingreau (1996) compararam a energia emitida no canal 3 por uma superfície a 30°C e outra a 500°C, verificando que a segunda emite algo em torno de 2300 vezes mais energia por unidade de área do que a primeira. Já para o intervalo espectral do canal 4 do AVHRR (10,35-11,28 micron), a diferença entre as emissões de energia dessas mesmas duas superfícies hipotéticas é bem menos marcante, com a superfície mais aquecida emitindo 17 vezes mais energia do que a outra. Mostrou-se também que para uma frente de fogo contínua de 500m por 5m, ou 2500m², que ocupa 0,2% de um píxel ao nadir com diâmetro de 1260m, a energia proveniente dessa frente estaria representando apenas 3,3% do total de energia do píxel no canal 4 – 1,25 milhões de watts advindos do fogo contra 37,3 milhões de watts para o resto do píxel, enquanto para o canal 3 o mesmo cálculo resulta na frente de fogo emitindo 82% do total de energia do píxel – 3,4 milhões de watts contra 0,746 milhão de watts para o resto do píxel. O mesmo argumento é aplicável ao canal 5, que, como o canal 4, não apresenta sensibilidade à presença de fogo dentro do píxel. Isso explica porque o canal 3 do radiômetro AVHRR é aplicado à detecção de focos de calor, identificando a presença de fogo no píxel mesmo para frentes de fogo de pequena extensão. Belward *et al.* (1993) mostraram que o AVHRR é capaz de detectar frentes de fogo com 50m de extensão.

Um píxel é considerado como um possível foco de calor associado a fogo quando seu valor está próximo à saturação no canal 3 (aproximadamente 320K). Em um estudo realizado para uma região de savana na África, Belward *et al.* (1993) mostraram que o teste simples de saturação do canal 3 apresentava resultados satisfatórios. Nesse estudo, todas as queimadas controladas foram identificadas com a passagem do satélite, sem que ocorresse saturação dos píxeis em áreas não queimadas ou nos locais onde o fogo havia sido extinto poucos minutos antes da passagem do satélite. Para toda a área investigada, observou-se uma clara distinção entre as emissões do solo e do fogo. Assim, o sinal do fogo pôde ser separado sem dificuldades do sinal do entorno. Em tal

caso. a aplicação de um limite do sinal no canal 3 foi suficiente para separar os píxeis de fogo detectados. Conclui-se que a saturação do canal 3 mostra-se útil para a detecção de fogo, especialmente em ambientes relativamente frios ou quando aplicado às passagens noturnas do satélite.

Usualmente, os estudos com imagens AVHRR descartam a informação de píxeis além do ângulo de varredura de +/-30 graus para evitar o uso de píxeis muito grandes e para minimizar os efeitos atmosféricos. Setzer e Malingreau (1996) mostraram que isso não é necessário no caso da detecção de fogo utilizando-se o canal 3. O tamanho do píxel não interfere com a detecção, pois a energia emitida mesmo por pequenos fogos (frentes de fogo de 50m) é suficiente para alcançar o limite de detecção sem importar o tamanho do píxel (Belward *et al.*, 1993). No intervalo espectral de 3,75 micrômetros a transmitância atmosférica é de aproximadamente 90%, maior que para qualquer outra parte do espectro (no visível e no infravermelho próximo é de aproximadamente 60%). Isso faz com que o canal seja menos sensível à atenuação atmosférica, mesmo a ângulos de varredura elevados (para o ângulo de varredura extremo de 55,4° a massa de ar é 2,7 vezes maior que sob o nadir). Também é bem menos sensível à névoa úmida por um fator de 30-200 vezes comparado ao canal 1 (Setzer e Malingreau, 1996). Essa última característica é de particular importância na detecção de fogo para píxeis distantes do nadir, uma vez que regiões sujeitas à queima intensa de biomassa são cobertas por uma densa camada de fumaça. Assim como nas partes centrais da imagem, as plumas de fumaça nas bordas da imagem também apresentam o píxel de fogo do canal 3 na sua origem com o mesmo DN que o resto da imagem, indicando assim que a detecção de fogo através do canal 3 pode ser estendida para toda a imagem.

Quando não há ambiguidade entre o sinal do fogo e o ambiente ao redor, esse teste apenas é suficiente. Todavia, tão logo o sinal do ambiente aumente no canal 3, o sinal do fogo pode não mais se tornar diferenciável do seu entorno. É visto que a reflexão solar exerce uma influência cada vez maior, conforme a temperatura da superfície diminui. Apesar da energia solar incidente na banda do canal 3 ser uma fração pequena da energia solar total (< 0,5%), a radiação solar refletida por nuvens ou por superfícies altamente refletoras é comparável à emissão de um objeto aquecido, ou até superior àquela, o que pode causar confusão no esquema de detecção. A reflexão solar dependerá principalmente da quantidade de radiação solar incidente e do albedo.

Assim, para um cosseno do ângulo zenital solar equivalente a 0,8, albedos maiores que 40% podem causar a saturação do canal 3. Albedos acima de 20% tendem a confundir a detecção no canal 3, enquanto para albedos de 5% não existe a possibilidade da reflexão solar causar a saturação do canal. Conseqüentemente, muitas dificuldades surgem na aplicação desse limite simples à passagem diurna devido a contribuição da radiação solar. Tais fenômenos estão geralmente associados à presença de superfícies aquecidas (superfícies queimadas e solo nú, por exemplo) e solos altamente refletivos, sendo dependente do horário e do tipo de cobertura encontrada. Topos de nuvem e suas extremidades, associados à ocupação parcial da área de um píxel, também podem afetar os valores da radiância medida, gerando sinais falsos de fogo. Kaufman (1987) simulou os efeitos de nuvens menores que um píxel para vários tipos de nuvens. Observou-se que as nuvens não só ocultam o fogo como também afetam a temperatura de brilho e podem refletir a luz solar de modo especular. Da mesma forma, a presença de superfícies d'água agindo como refletores especulares pode fazer com que chegue energia solar suficiente no canal 3 de modo a saturá-lo. Assim, a separação sistemática dos sinais do ambiente pode tornar-se muito difícil com o teste acima apenas.

6.2.2 Método Multiespectral

Para contornar os problemas de saturação e geração de focos espúrios relacionados ao método de detecção do limite simples do canal 3, os algoritmos multiespectrais foram desenvolvidos. A maioria dos algoritmos multiespectrais incorpora pelo menos três passos básicos que são: (i) utilização do canal 3 para identificação de todos os píxeis potenciais de fogo; (ii) uso do canal 4 para eliminação de nuvens; (iii) uso da diferença entre a temperatura de brilho nos canais 3 e 4 para isolar píxeis de fogo daqueles de superfícies aquecidas.

Os algoritmos de detecção multiespectral aproveitam a maioria dos canais do radiômetro AVHRR. Cada um dos canais (ou combinação entre eles) apresentará uma finalidade específica. O algoritmo multiespectral utilizado neste estudo, proposto por França (1994), é dado por uma sequência de cinco testes distintos que utilizam quatro dos cinco canais disponíveis no AVHRR. Nesse algoritmo, a sequência de condições

que devem ser satisfeitas para que um píxel seja rotulado como foco de calor associado a fogo é dada por:

$$Tb_3 \geq 320K$$

$$Tb_4 \geq 287K$$

$$Tb_3 - Tb_4 \geq 15K$$

$$0 \leq Tb_4 - Tb_5 \leq 5K$$

$$Alb_1 \leq 9\%$$

onde Tb_i são as temperaturas de brilho nos canais i do infravermelho (canais 3, 4 e 5) e Alb_1 é o albedo no canal 1. Esses testes estão relacionados respectivamente a: (i) identificar todos os píxeis potenciais dentro da imagem que estejam saturando o canal 3; (ii) separar os píxeis contendo nuvens; (iii) separar superfícies aquecidas de píxeis com fogo; (iv) separar píxeis com nuvens parciais de píxeis com fogo; (v) identificar a presença de plumas de fumaça no píxel.

A razão para o limite de temperatura imposto no canal 4 é simples. Além de normalmente apresentarem temperaturas mais baixas que as superfícies continentais, especialmente nos trópicos, as nuvens têm o efeito de atenuação da radiação infravermelha devido às bandas de absorção que apresentam. Isso faz então com que os valores observados na temperatura de brilho do canal 4 sejam menores para as nuvens do que para as demais superfícies encontradas na imagem.

A base física para o uso de valores de T3-T4 para a discriminação entre fogo e superfícies aquecidas não se dá pelo fato do fogo apresentar-se mais aquecido em si, mas sim por este ser mais termicamente heterogêneo do que píxeis sem fogo. Li e Giglio (2000) concluíram que a razão principal para se observar grandes diferenças entre T3 e T4 está relacionada aos campos de temperatura não homogêneos de um fogo, o que se dá em função da dependência não linear da radiância sobre a temperatura. Assim, quanto menos homogêneo é o campo de temperaturas, como no caso de pequenos fogos nos píxeis de 1km, maior é a diferença entre T3-T4. Essa é uma assinatura importante do fogo nos dados de satélite com a resolução de 1km, como é o caso do AVHRR. Devido a essa condição, esse teste não seria igualmente válido para

sensores com resolução espacial mais refinada como o Landsat/TM. Determinou-se, então, que quanto mais quente o fogo menor é a fração necessária para atingir os valores máximos de T3-T4. Conforme a fração do fogo aumenta, T3-T4 diminui. Se todo o pixel encontra-se queimando e a temperatura é uniforme, a diferença entre T3 e T4 desaparece. Isso significa que, ao utilizar T3-T4, não é possível detectar focos grandes e uniformes. O uso de medidas AVHRR feitas sob ângulos zenitais de visada elevados ajuda a diminuir o problema, uma vez que a fração do fogo diminui com o aumento da área amostrada pelo pixel do satélite. Felizmente, nas situações reais, poucos eventos ocupam todo o pixel AVHRR com uma temperatura uniforme. Um campo de fogo geralmente exhibe temperaturas bem diversas que variam facilmente em centenas de graus. O valor de 15K estabelecido para esse teste foi derivado de análises estatísticas realizadas no estudo de França (1994).

A diferença entre a temperatura de brilho dos canais 4 e 5 é útil para remover nuvens cirrus finas e para distinguir nuvens de tamanho inferior ao pixel de pixels com fogo. França *et al.* (1995) identificaram que a presença de nuvens tende a aumentar a diferença entre os dois canais, ficando os valores mais baixos associados à condição de céu sem nuvens. A presença na atmosfera de vapor de água e CO_2 emitidos pela queima da biomassa também faz com que a diferença entre os dois canais permaneça dentro de um intervalo constante, causado pelos efeitos diferenciados desses dois constituintes sobre a radiação medida em cada canal. Desta forma, a maior absorção da radiação no canal 5 pelo vapor de água seria contrabalançada pela maior absorção da radiação no canal 4 pelo CO_2 , mantendo a diferença dentro do intervalo de 0-4K.

O quinto teste, do albedo no canal 1, está relacionado à absorção da radiação nesse canal pelo carbono liberado durante a queima da biomassa, o que faz com que a radiância no canal 1 medida em um pixel com fogo seja menor do que a medida nos pixels vizinhos. O carbono preto e o carbono orgânico lançados com a fumaça da queima da biomassa para a atmosfera preenchem de forma mais significativa o pixel onde o fogo está contido. Assim o albedo do canal 1 devido ao espalhamento simples é reduzido (Ackerman e Toon, 1981). O valor usado de 9% foi obtido a partir de análises estatísticas (França *et al.*, 1995).

Li e Giglio (2000) analisaram o papel dos testes empregados nos algoritmos multiespectrais, dentre os quais o método de França (1994), e mediram a eficiência de cada um deles na eliminação de focos espúrios, assim como na manutenção dos focos verdadeiros. Como resultado, observaram que o uso do limite no canal 3 apenas produz muito mais focos falsos do que verdadeiros. Ao aumentar o limite no canal com o intuito de tentar reduzir o erro, observaram que o número de píxeis com fogo real também diminuía proporcionalmente. Seus resultados mostraram que o teste mais eficiente para remoção de focos falsos é o teste de T3-T4, sendo possível reduzir drasticamente o número de focos falsos em até 98% após a aplicação de todos os testes, ao mesmo tempo em que os focos reais foram mantidos praticamente intactos (aproximadamente 10% de eliminação).

As observações no canal 2 (infravermelho próximo) também podem ser usadas para a detecção da fumaça, porém a um grau menor, uma vez que é menos sensível. Outra possível aplicação do canal 2 está na identificação das áreas queimadas, uma vez que o albedo da vegetação reduz drasticamente após a queima, resultando em um maior contraste com a vegetação que não foi queimada neste canal.

Capítulo VII

METODOLOGIA DE ESTUDO

Para este estudo, foram utilizadas imagens LAC (cobertura de área local - "Local Area Cover") de resolução plena (1km x 1km) do sensor AVHRR/NOAA-14, junto com dados de estações meteorológicas de superfície para cada uma das áreas estudadas, parques nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas.

Inicialmente escolhidas com base na importância ecológica que cada uma representa, as áreas de estudo concentradas nos dois parques nacionais mostraram-se uma escolha bastante feliz. Isto é explicado pelo fato desses parques serem áreas controladas, de modo que a ocorrência de incêndios geralmente se dá em função de queimadas realizadas nas fazendas do entorno, que fogem ao controle e invadem a área dos parques ajudadas pelas condições favoráveis do ambiente. Desta forma, a ocorrência de fogo nessas áreas é um sinal de que condições específicas do ambiente se manifestam, permitindo que o fogo se alastre fora de controle, o que identifica um incêndio florestal. Tem-se então uma boa correlação entre os incêndios e as condições críticas extremas do ambiente que se desenrolam.

As imagens utilizadas foram obtidas junto ao Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), em Cachoeira Paulista – São Paulo, que recebe diariamente através de sua antena os dados dos satélites polares NOAA, sendo responsável também pelo arquivamento desses dados. As imagens passaram por uma etapa de seleção inicial e pré-processamento, a fim de prepará-las para a aplicação nas rotinas desenvolvidas para cálculo dos índices de vegetação e detecção de focos de calor.

De um total de 449 imagens disponíveis em fitas arquivadas no CPTEC/INPE, correspondendo aos dados das passagens vespertinas do satélite NOAA-14 para o

período de março a outubro de 1999 (período escolhido para estudo), 182 foram selecionadas para inspeção mais detalhada após a análise dos arquivos de visualização rápida (arquivos de imagem em tons de cinza correspondendo a uma amostragem degradada de cada passagem do satélite), tendo sido descartadas, nesse primeiro passo, aquelas imagens que apresentavam as áreas de estudo excessivamente contaminadas por nuvem ou não imageadas. Dessas 182 imagens, 129 foram separadas para utilização neste trabalho, eliminando-se, nessa segunda filtragem, imagens com problemas nos dados (ruído), imagens onde as áreas de estudo encontravam-se próximas às bordas (com elevada distorção) e aquelas em que a presença de nuvens não tenha sido detectada anteriormente. Obteve-se, então, um conjunto de imagens onde as áreas de estudo encontravam-se relativamente livres de nuvem e, em geral, localizadas não muito afastadas da posição nadir. A Tabela 7.1 mostra os dias de cada mês em que foi possível obter uma imagem.

Tabela 7.1: Demonstrativo das imagens selecionadas para uso.

Mês	Dia
Março	08, 09, 10, 12, 13, 18, 19, 20, 22, 23, 24, 27, 28, 29, 30, 31
Abril	01, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 09, 10, 13, 15, 18, 22, 23, 24, 26, 28
Maio	04, 06, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 19, 21, 24, 25, 27, 28, 28, 30, 31
Junho	01, 02, 05, 06, 07, 08, 09, 11, 15, 16, 17, 18, 19, 22, 23, 25, 26, 27, 28
Julho	01, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 10, 11, 12, 13, 15, 16, 17, 19, 20, 21, 22, 24, 26, 28, 29, 31
Agosto	01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 09, 10, 12, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31
Setembro	01, 02, 03, 04, 05, 06, 07, 08, 10, 11, 12, 17, 23, 25, 28, 29, 30
Outubro	01, 08, 09

Das 129 imagens disponíveis para uso, aproximadamente 70% delas encontravam-se georreferenciadas. As demais tiveram que passar por esse processo. As imagens georreferenciadas existentes foram processadas pela Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do INPE. No tratamento aplicado por essa Divisão, a imagem era inicialmente corrigida com base na informação orbital disponível para cada passagem e, a seguir, sofria um processo em que um operador selecionava pontos de controle dentro dela a fim de se efetuar um ajuste fino. Desta forma, a precisão da projeção resultante

situava-se em torno de 3 a 10 píxeis, variando de imagem para imagem em função do número de pontos de controle obtidos e da qualidade destes.

Para as demais imagens em que os dados não se encontravam georreferenciados, foi aplicado um processo de correção geométrica através da utilização do código computacional de tratamento de imagens digitais IDRISI (Apêndice A). Através desse código computacional, as imagens eram inspecionadas em busca de pontos de controle e registradas sobre uma imagem de referência georreferenciada previamente selecionada, que atendessem a uma precisão satisfatória na localização de seus píxeis em termos de coordenadas de latitude e longitude. Após a seleção dos pontos de controle em cada imagem, era aplicado um polinômio de regressão de segundo grau (ou de primeiro grau nos casos onde o número de pontos de controle era limitado) para reprojeção das imagens brutas no novo sistema de coordenadas baseado na imagem de referência. Nesse momento, o código computacional permitia acessar a qualidade dos pontos de controle escolhidos, eliminando-se aqueles que apresentassem erro quadrado médio elevado ou refinando-os através de nova inspeção da imagem. Para melhorar a precisão resultante, em vez de se fazer a correção de toda a imagem através desse processo, foram trabalhados apenas os setores da imagem a serem utilizados (regiões extrapoladas das áreas de estudo). Com este processo, foi alcançada uma precisão de 1 a 2 píxeis com relação à imagem de referência, variando esta precisão em função do número e distribuição dos pontos de controle coletados nas imagens, assim como do grau do polinômio de regressão utilizado.

Devido ao enorme volume de dados gerados pelos arquivos das imagens NOAA/AVHRR (cada passagem utilizada correspondia aproximadamente a um arquivo digital com 50MB de tamanho compactado – 100MB descompactado, o que multiplicado por 129 resulta em um total de quase 13GB), optou-se por trabalhar com setores recortados das imagens inteiras a fim de reduzir a demanda de disco para armazenamento. Os setores puderam ser recortados através da aplicação de uma rotina de setorização elaborada em linguagem C, que tinha como entrada o arquivo de imagem georreferenciada e as coordenadas latitude x longitude que continham a área de interesse, gerando como saída 5 arquivos binários correspondentes aos 5 canais AVHRR para a área selecionada. Cada setor apresentava a dimensão de 445 x 445 píxeis, o que resultou em arquivos de aproximadamente 2MB por imagem (5 canais

com aproximadamente 400KB cada), num total de 250MB para as 129 imagens descompactadas.

Os dados de superfície utilizados no estudo foram obtidos a partir de uma estação automática de coleta de dados meteorológicos (PCD) e de uma estação meteorológica convencional. Devido à pequena quantidade de estações meteorológicas próximas as duas áreas de estudo e visto as falhas observadas nas sequências de dados disponíveis para as estações existentes, foi necessária a realização de uma análise prévia, a fim de definir as estações mais representativas de cada parque nacional. Nesta análise, foram avaliados a proximidade das estações em relação aos dois parques, a disponibilidade e continuidade da série de dados, o tamanho das cidades onde estavam localizadas as estações (a fim de se diminuir a perturbação do meio urbano sobre os dados registrados), tipo de vegetação e relevo da área.

A análise dos dados das estações disponíveis (Buritis - MG, Arinos-MG, Posse-GO, Formoso-MG, Barro Alto-GO) mostrou uma forte correspondência entre as diversas variáveis meteorológicas registradas por cada uma. Temperatura e umidade relativa mostraram tendências extremamente similares em todos os casos. Mesmo a precipitação, que se esperava que apresentasse diferenças mais significativas entre as estações devido ao caráter mais local observado nas ocorrências naquela região, mostrou valores bastante semelhantes.

Após a ponderação dos diversos fatores considerados na escolha das estações, foram utilizados os dados da estação automática de coleta de dados de Barro Alto em Goiás como representativos do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, e da estação meteorológica convencional de Buritis como representativos do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas (Figura 7.1).

No caso da estação automática de Barro Alto, localizada a aproximadamente 180km a sudoeste do ponto central do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, a decisão de sua escolha foi definida pela ótima sequência de dados existente (a série apresentava pouquíssimas falhas), pelo tipo de vegetação e relevo da área e pelo pequeno tamanho da cidade onde está localizada. A alternativa, neste caso, estaria limitada à estação de Posse, distante 120km a leste do centro do parque. No entanto, a

utilização de seus dados foi descartada em virtude das grandes falhas existentes na sequência e também em função da localização desta estação, caracterizada por uma área com vegetação e relevo (em especial altitude) diferentes do encontrado na Chapada dos Veadeiros.

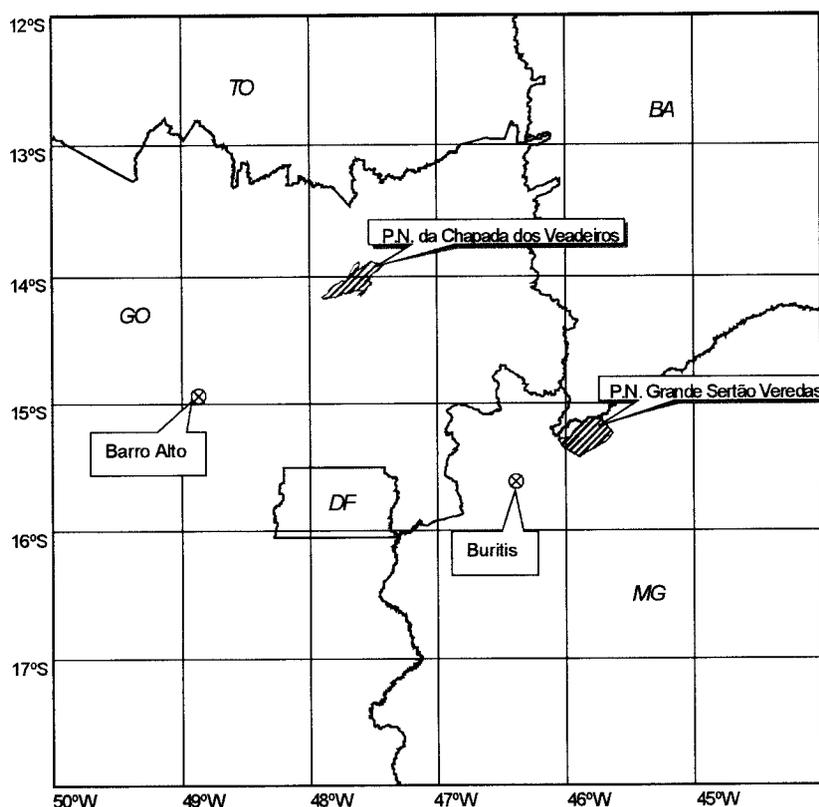


Figura 7.1: Localização das estações meteorológicas de Barro Alto(GO) e Buritis(MG).

Já a escolha da estação meteorológica de Buritis, representativa do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas, a qual localizava-se distante 75km a sudoeste do centro do parque, foi justificada essencialmente pela sequência satisfatória de dados disponíveis e por estar localizada em região com mesmo tipo de vegetação e relevo encontrado no parque. As demais alternativas nesse caso, Arinos e Formoso, apresentavam falhas significativas em suas séries de dados.

Todo o processamento das imagens foi realizado através do desenvolvimento de uma rotina em linguagem de programação C (Figura 7.2).

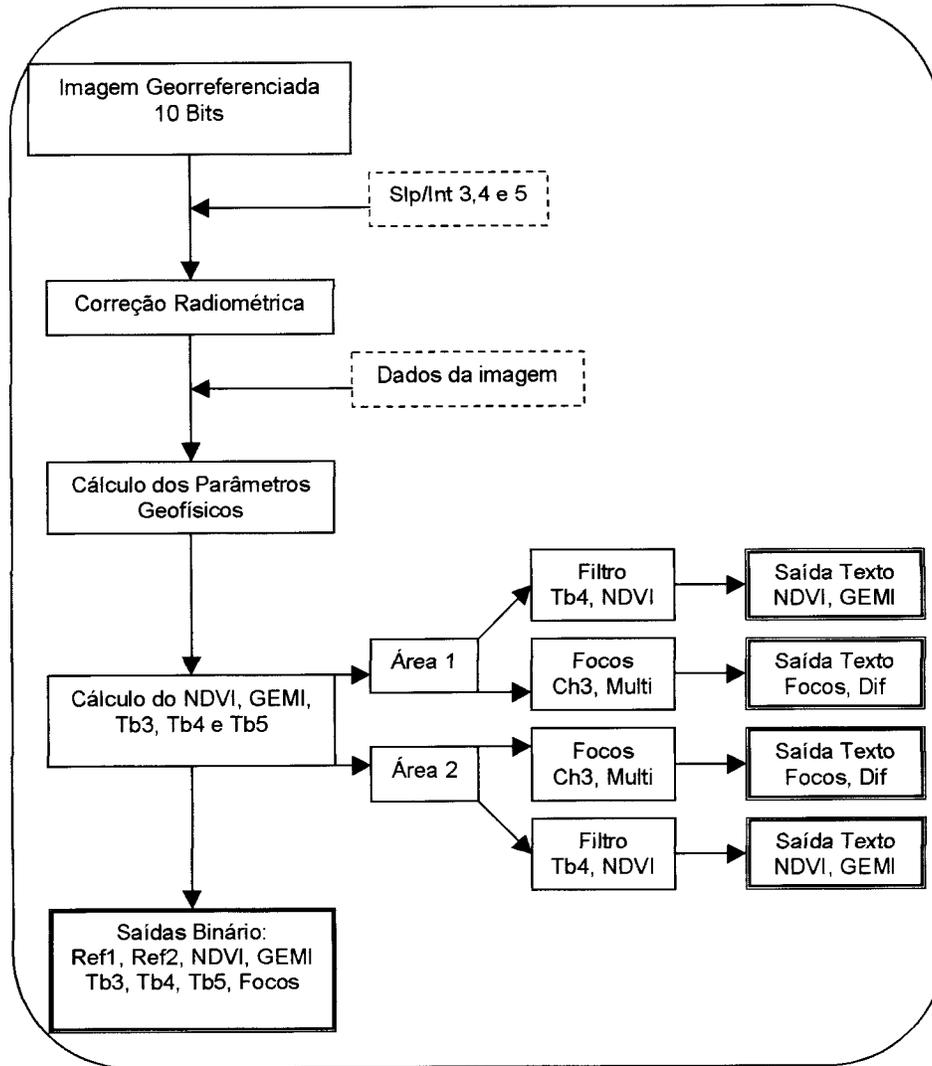


Figura 7.2: Fluxograma de processamento das imagens AVHRR/NOAA-14 para obtenção dos dados de índice de vegetação e focos de calor.

A rotina desenvolvida recebia como entrada os cinco arquivos referentes aos cinco canais AVHRR previamente setorizados e assimilava os parâmetros de coeficiente angular e coeficiente linear dos canais 3, 4 e 5 a serem aplicados na correção radiométrica desses três canais. Os parâmetros utilizados de coeficiente angular e linear para os três canais do infravermelho foram aqueles calculados pela NOAA, correspondendo a valores médios para cada órbita do satélite. Desta forma, o arquivo disponibilizava 14 valores distintos de coeficiente angular e linear para cada uma das 14 órbitas descritas a cada dia juliano. A determinação desses parâmetros incluía um processo de filtragem dos dados provenientes das leituras da temperatura do corpo

negro a bordo e do espaço frio realizados a cada varredura do espelho do radiômetro, que são utilizados no cálculo dos coeficientes angular e linear (Jerry Sullivan, comunicação pessoal). Nesta filtragem, eram eliminados do cálculo valores com possível contaminação decorrente da presença da Lua no campo de visada do satélite no momento da observação do espaço frio, e do retorno de radiação solar sobre o radiômetro dependendo da geometria entre o satélite, a Terra e o Sol, sendo para isso empregados modelos de previsão das órbitas assim como filtros para identificação de desvios dos valores de calibração medidos. Como resultado, os coeficientes angular e linear calculados apresentavam valores pouco variantes ao longo de uma órbita ou entre órbitas, com variações sistemáticas lentas decorrentes da degradação normal do sensor. Já para os canais visíveis (canal 1 e 2), foi empregada uma equação de correção radiométrica ajustada com base no número de dias decorridos desde o lançamento do satélite NOAA-14 (ver Capítulo III), informação esta extraída do nome do arquivo das imagens utilizadas, que trazia a data e hora de sua passagem, resultando em um processo automático de assimilação da informação.

Após a realização da correção radiométrica, eram calculados os parâmetros geofísicos a serem utilizados nos algoritmos dos índices de vegetação e de detecção de focos de calor. Nesse passo, a informação contida nos nomes dos arquivos de entrada, relativa a data e hora da passagem da referida imagem, era lida a fim de ser inserida no cálculo do ângulo zenital solar e da excentricidade da órbita terrestre utilizados na determinação das reflectâncias dos canais 1 e 2 (ver Capítulo IV), necessárias aos índices de vegetação. Nessa etapa do processamento, eram também calculadas as temperaturas de brilho nos canais 3, 4 e 5 utilizadas nos algoritmos de detecção de focos de calor, definidas através da inversão da função de Planck (ver Capítulo IV).

Realizado o cálculo dos parâmetros geofísicos, os parâmetros de reflectância nos canais 1 e 2 eram então aplicados nas relações dos índices de vegetação (ver Capítulo V) e as temperaturas de brilho aplicadas aos algoritmos de detecção. Uma vez que as imagens utilizadas no processamento possuíam dimensão de 445 x 445 píxeis (ou linhas x colunas), foram definidas duas caixas distintas dentro dessa matriz que correspondiam à área dos parques nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas. Essas duas caixas apresentavam a dimensão de 27 x 41 píxeis para o Parque Nacional

da Chapada dos Veadeiros, e de 27 x 36 píxeis para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

O valor do índice de vegetação atribuído a cada uma das áreas de estudo era definido pela média dos valores encontrados dentro das caixas que delimitavam cada um dos dois parques nacionais, sendo considerados para o cálculo do valor médio, apenas aqueles valores que passavam por um teste de qualidade. Esse teste tinha como finalidade a eliminação da influência resultante da presença de nuvens e dos efeitos de contaminação da atmosfera sobre os valores dos índices. O filtro era baseado em um limite aplicado à temperatura de brilho no canal 4 equivalente a 288K (para eliminação de nuvens) e em um segundo limite baseado no próprio valor do NDVI, equivalente a 0,10 para eliminação dos píxeis contaminados por fumaça ou outro tipo de contaminação atmosférica que pudesse afetar o índice, reduzindo seu valor. Desta forma, tanto os valores do índice NDVI quanto do GEMI só eram contabilizados na média de cada uma das áreas caso a temperatura dos píxeis no canal 4 fosse superior a 288K e se o valor do índice NDVI calculado fosse superior a 0,10. Ambos os limites foram definidos com base em resultados de estudos anteriores (ver Apêndice B).

Os focos de calor eram contabilizados através da aplicação dos limites de cada algoritmo aos píxeis das duas caixas que delimitavam as áreas de estudo. Nenhum filtro de nuvens foi aplicado com os algoritmos de detecção de foco de calor. Essa decisão foi tomada exatamente para se poder acessar o efeito que a presença de nuvens sobre o píxel poderia causar na contagem de focos de calor obtida através de cada algoritmo.

O programa gerava em sua saída arquivos texto específicos para cada área de estudo, contendo informação sobre os focos de calor contabilizados por cada método de detecção e o valor médio e desvio padrão de cada índice de vegetação. Sempre que a rotina identificava diferenças na forma como cada algoritmo de detecção de foco de calor rotulava um píxel (como sendo foco de calor ou não), um arquivo texto adicional era gerado contendo informação sobre a posição do píxel em questão, e os valores de albedo do canal 1, temperaturas de brilho nos canais 3, 4 e 5, e diferença entre as temperaturas de brilho nos canais 3 e 4, e 4 e 5. Assim, podia-se acessar qual a causa da discordância entre os dois métodos de detecção, buscando as razões físicas através da análise da informação de cada canal ou da diferença entre eles. A rotina também tinha

como saída arquivos binário para toda a imagem (445x445 píxeis) relativos as reflectâncias nos canais 1 e 2, temperaturas de brilho nos canais 3, 4 e 5, e dois últimos arquivos onde era possível observar todos os focos de calor identificados por cada método de detecção. Desta forma, era possível consultar qualquer uma das imagens processadas a fim de se facilitar a análise dos resultados encontrados.

Os resultados obtidos através do processamento das imagens tiveram a contagem de focos de calor validada em relação à informação de campo sobre a ocorrência de incêndios nos parques (quando disponível), e os demais parâmetros comparados aos dados das estações meteorológicas de superfície selecionadas, visando identificar os padrões climatológicos para os dias em que foram observados focos de calor nas imagens.

CAPÍTULO VIII

CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO

As áreas de estudo consistem dos seguintes parques nacionais: (i) Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (GO) e (ii) Parque Nacional de Grande Sertão Veredas (MG). Os dois parques estão distantes a pouco mais de 200km um do outro (Figura 8.1) e apresentam características geográficas bastante semelhantes. Em ambas as áreas notam-se:

- ocupação urbana - caracterizam-se por baixa demografia, garantindo maior homogeneidade da cobertura vegetal observada nos parques e em seu entorno;
- vegetação - observa-se o gênero cerrado, as diferenças, quando existem, devem-se às distribuições das variações de vegetação pertencentes a esse mesmo gênero;
- clima - o sistema climático que governa as duas regiões é o mesmo.

O Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros está localizado no planalto central brasileiro, na mesorregião do norte goiano e região da Chapada dos Veadeiros no Estado de Goiás. Possui terras nos municípios de Alto Paraíso de Goiás, Cavalcante e Terezina de Goiás (ao norte), e Colinas do Sul (a oeste). A área é um importante centro dispersor de drenagem, com a maioria de seus rios escavando vales em forma de “V”. Entre esses rios, o principal é o Rio Preto, afluente do Tocantins. O município de maior população é o de Cavalcante, com 10 mil habitantes. O limite do parque é definido pelas coordenadas 47°25’ e 47°53’ de longitude oeste e 13°50’ e 14°12’ de latitude sul, estando a uma altitude que varia entre 600 e 1650 metros. Seus pontos mais elevados estão na Serra da Santana, uma das integrantes da Chapada dos Veadeiros. Sua área total é de 65 mil hectares.

O Parque Nacional de Grande Sertão Veredas está localizado na parte do planalto denominado Chapadão Central, que divide as bacias dos rios São Francisco e Tocantins, a noroeste do Estado de Minas Gerais, divisa com os Estados da Bahia e Goiás. Possui terras nos municípios de Formoso e Januária em Minas Gerais, fazendo

fronteira com os municípios de Arinos ao sul, e Cocos, no Estado da Bahia, ao norte. O município de maior população é o de Januária, com 60 mil habitantes. O limite do parque é definido pelas coordenadas 45° 37' e 46° 03' de longitude oeste e 15° 16' e 15° 25' de latitude sul, estando a uma altitude que varia entre 600 e 1200 metros. Sua área total é de 84 mil hectares.

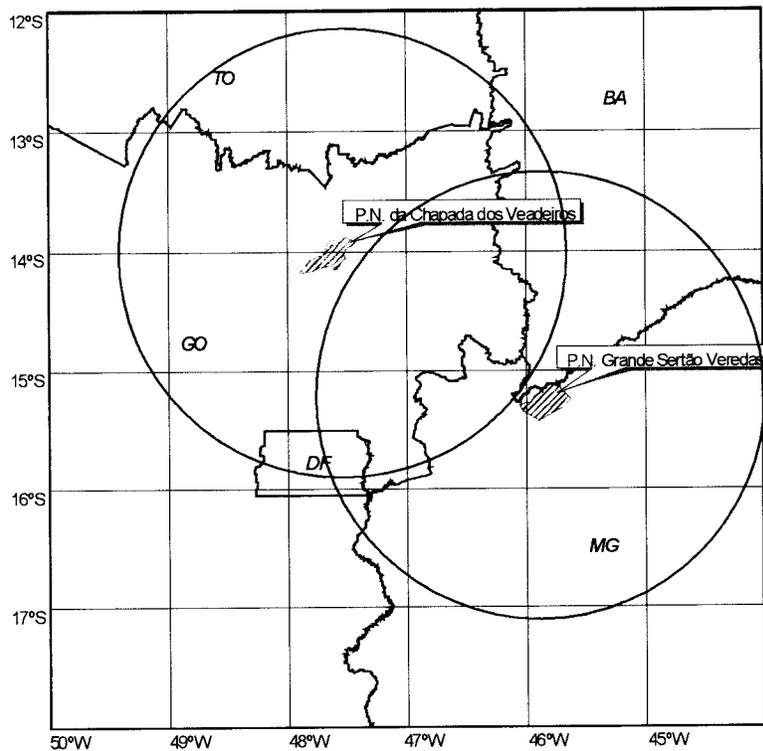


Figura 8.1: Mapa de localização dos parques nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG); os círculos indicam áreas de influência de 200km em torno de cada parque.

Os parques nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas, fitogeograficamente, localizam-se na região do cerrado (Figura 8.2). O cerrado (*sensu lato*) é um tipo de vegetação tropical com fisionomias variando do arbóreo denso ao gramíneo lenhoso. É caracterizado, de modo geral, por apresentar árvores de pequeno porte, isoladas ou agrupadas, sobre uma cobertura de gramíneas. Sua vegetação lenhosa apresenta brotos foliares bem protegidos, casca grossa rugosa, órgãos de reserva subterrâneos, via de regra profundos, e folhas geralmente desenvolvidas, com estômatos comumente abertos e protegidos por pêlos, constituindo formas de vida adaptadas a solos deficientes e aluminizados.



Figura 8.3: Exemplo de vegetação encontrada no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

O solo do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas é constituído em grande parte de sedimentos aluvionares, de tipo arenoso, que preenchem as calhas dos rios e se estendem as suas planícies de inundação. A vegetação desse parque é caracterizada por cerrado com mata de galeria nas margens dos rios Preto e Cariranha. São comuns no primeiro caso o puça, pacari e peroba do campo, todas de porte reduzido, em torno de 3 metros (Figura 8.4). Na mata de galeria, que acompanha os rios, formam-se estreitas faixas onde podem ser encontrados o buriti e buritianas. Na fauna, desponta a ema. Entre os mamíferos, estão presentes o lobo guará, o tamanduá bandeira e o veado campeiro.

Os aspectos ecológicos do fogo indicam que, pela prática da cultura de limpeza de campo de pastagens, muitas espécies se mostram tolerantes e até dependentes do fogo em áreas do cerrado, havendo o aparecimento de maior quantidade de espécies, sugerindo que o fogo atua como elemento seletivo sobre a vegetação (Coutinho, 1990). No entanto, quando as queimadas são mais frequentes, essas podem tornar a camada lenhosa do cerrado mais rala, afetando principalmente a densidade dos arbustos.



Figura 8.4: Exemplo de vegetação encontrada no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

Algumas características do cerrado fazem com que este tipo de vegetação esteja sujeita a incêndios periódicos devido a três fatores principais:

- uso das terras – em função da presença de um estrato herbáceo contínuo, com espécies forrageiras, o cerrado é muito utilizado como pastagem extensiva e os próprios pecuaristas têm como prática usual queimar a vegetação na estação seca para estimular a rebrota das ervas e, assim, fornecer forragem fresca ao gado;
- vegetação – o estrato herbáceo contínuo, próprio das savanas, é dominado por gramíneas, onde as folhas finas e pouco espessas dessecam na estação seca e ficam muito inflamáveis; além disso, grande parte das espécies arbóreas perdem suas folhas no início da estação seca, contribuindo para o acúmulo de folhedo sobre o solo nessa época;
- clima – a vegetação de cerrado ocorre sob um clima marcadamente estacional, com alternância de inverno seco e verão chuvoso; na estação seca, a umidade do ambiente cai muito, mas as temperaturas diurnas continuam relativamente altas, favorecidas pela pouca cobertura de nuvem observada, permitindo o ressecamento da vegetação e aumentando a sua flamabilidade;

Os efeitos diretos do calor sobre a biota vão depender da intensidade do fogo, ou seja, do calor liberado durante a queima. Queimadas de alta intensidade podem matar

grande parte das plantas, animais e biota do solo devido ao super-aquecimento. Isso geralmente ocorre nos incêndios florestais. Nos cerrados, no entanto, as queimadas são caracteristicamente de baixa intensidade e rápidas e o fogo consome principalmente o folheto. Algumas características morfológicas que essas espécies apresentam, como espessa cortiça ou proteção das gemas, ou características fisiológicas, como a sincronização de seus ciclos de vida à época das queimadas, conferem-lhes proteção ao fogo.

Em virtude da co-evolução das espécies das savanas com o fogo, diversos benefícios causados por esse fator podem ser observados na comunidade vegetal, especialmente nas espécies herbáceas: estímulo à germinação, ao brotamento, à floração e frutificação, à dispersão de sementes, rápida capacidade de absorção dos nutrientes contidos nas cinzas. As arbóreas são, em geral, mais sensíveis ao danos causados pelo fogo, por isso, queimadas frequentes tendem a estimular a dominância do estrato herbáceo em detrimento do arbóreo.

Um dos papéis mais importantes do fogo no cerrado é a promoção da ciclagem dos nutrientes retidos no folheto e partes ressecadas da vegetação herbácea. Sendo o cerrado estabelecido sobre solos quimicamente pobres e tendo atividade decompositora relativamente baixa, devido a características climáticas e à composição do material vegetal, a parcela de nutrientes que fica imobilizada nas partes mortas da vegetação e no folheto necessita periodicamente retornar ao sistema, o que é feito pelo fogo, o qual disponibiliza esses nutrientes por meio das cinzas. Por outro lado, há também perda de nutrientes durante a queima, por volatilização e carreação do material particulado, sendo a frequência das queimadas um fator crucial na manutenção de um balanço nutricional adequado no cerrado.

Enquanto que as fisionomias abertas de cerrado (campo limpo, campo sujo, campo cerrado e cerrado típico, ou cerrado *sensu stricto*) são beneficiadas pela passagem periódica do fogo, as fisionomias florestais que ocorrem, como os capões de floresta decidual ou semi-decidual, as florestas ripárias, as veredas e os campos úmidos, não são adaptados ao fogo, apresentando altos índices de mortalidade e baixa regeneração devidos ao fogo. Ainda, enquanto que queimadas em cerrados abertos podem favorecer as espécies nativas em detrimento das invasoras (principalmente

gramíneas africanas), o contrário acontece nas fisionomias florestais, onde a entrada do fogo permite a instalação de espécies invasoras alterando o ecossistema local.

Também depende grandemente da estação do ano a flamabilidade do combustível, definida como a capacidade do material pegar fogo imediatamente quando em contato com a fonte de calor, pois as condições climáticas vão determinar o grau de umidade do material e do ambiente. Da mesma forma, depende a combustibilidade, que é a capacidade do material sustentar o fogo e permanecer aceso.

Analisando então o aspecto climático das duas áreas, temos que a região é caracterizada por duas situações distintas: a primeira marcada pelas chuvas, compreendendo o período que vai desde meados de outubro até meados de abril, início de maio, e a segunda marcada pela seca compreendendo o período complementar do ano. Esse aspecto sazonal dá-se pela atuação do anticiclone subtropical do Atlântico Sul, que, com sua evolução em intensidade e localização, regulará o regime de chuvas na região de estudo.

Durante o período que marca a estação seca da região central do Brasil, o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul encontra-se em sua fase mais intensa, atingindo a posição mais a oeste em sua oscilação anual. Nesse período também, a zona de convergência intertropical (ZCIT) atinge sua posição mais ao norte (aproximadamente 10° N), acompanhando o máximo de aquecimento solar sobre o oceano, e os sistemas frontais que atingem a América do Sul apresentam um deslocamento mais zonal, uma vez barrados pelo anticiclone que avança sobre o continente. Dessa forma, a região de estudo é afetada por um sistema de alta pressão que faz com que a componente vertical descendente do deslocamento de ar neste sistema iniba a formação de nuvens, trazendo o ar seco da troposfera superior até a superfície. Em função desse mecanismo, não são raros os registros de umidade relativa que alcançam valores tão baixos quanto 15% durante a época seca. A circulação dos ventos em baixos níveis na região é dada por componentes de nordeste e leste.

As pluviosidades médias anuais nos parques nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas situam-se entre 1500 e 1750mm e 1250 e 1500mm, respectivamente. O claro sinal sazonal sobre a precipitação faz com que seja

observado uma alta regularidade na distribuição das chuvas ao longo do ano, com a maior concentração nos três meses que caracterizam o verão, ou seja, dezembro, janeiro e fevereiro, quando ocorrem cerca de 50% da precipitação anual. Na estação seca, a ocorrência de precipitação é rara, havendo longo período com precipitação nula.

Estima-se que as temperaturas médias anuais fiquem em torno de 24-26°C para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e de 20°C para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas. Os valores máximos de temperatura ocorrem durante os meses de setembro a outubro como consequência da baixa frequência de chuvas, maior incidência dos raios solares e baixa nebulosidade, ficando a máxima absoluta entre os 40-42°C na Chapada dos Veadeiros e 34-36°C em Grande Sertão Veredas, ocorrendo quase sempre nas áreas mais baixas. Durante o inverno, principalmente entre os meses de junho a julho, quando ocorre um menor índice de incidência solar, verificam-se as temperaturas mais baixas, ficando a mínima absoluta entre os 4-8°C na Chapada dos Veadeiros e 0-4°C em Grande Sertão Veredas, principalmente nos locais acima de 1000m.

CAPÍTULO IX

ANÁLISE DOS RESULTADOS

A fim de se comparar as diferentes variáveis utilizadas neste trabalho (temperatura, umidade relativa, vento e índices de vegetação) com os dados de focos de calor detectados nas imagens, foi realizada uma primeira análise dos resultados obtidos pelos dois métodos de detecção de focos de calor propostos (limite simples de saturação do canal 3 e multiespectral) para escolha daquele que proporcionasse a informação mais confiável a respeito da realidade observada em campo. As Tabelas 9.1a e 9.1b apresentam os eventos observados em cada parque, respectivamente Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e Parque Nacional de Grande Sertão Veredas. Devido à disponibilidade dos dados de campo para cada localidade, obteve-se uma tabela de informação distinta. Para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, foi possível obter as datas dos incêndios ocorridos dentro do parque durante o período estudado e, ocasionalmente, algum detalhe sobre o evento. Já para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas, não estavam disponíveis os dias em que ocorreram os incêndios, mas sim o número de eventos em cada mês e suas proporções.

As informações sobre as ocorrências de incêndios em cada parque foram úteis para comparar as saídas de cada método de detecção via satélite com a verdade do campo. Todavia, nem sempre foi possível um ótimo resultado na validação dos dados do satélite, visto que o formato da informação de campo não era o ideal. No caso do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, detalhes como área consumida nem sempre estavam disponíveis. Assim, as áreas queimadas estimadas podem representar aproximações imprecisas, não devendo ser seguidas à risca. Estimar a dimensão dos eventos desta forma foi, então, dificultada. Ainda, uma vez que informação deste parque é repassada via comunicação pessoal com o IBAMA, o dado pode não ser completo, isto é, nem todos os incêndios ocorridos podem estar catalogados.

Tabela 9.1a: Informação de campo dos incêndios ocorridos no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (Fonte: PREVFOGO/IBAMA, comunicação pessoal)

Data	Detalhes
02 de junho	Aproximadamente 70ha queimados
03 de junho	Focos nas imediações do parque
10 de junho	Aproximadamente 20ha queimados
10-15 de agosto	Frente de fogo com 2km de extensão no dia 15
19 de agosto	Sem detalhes
13 de setembro	Sem detalhes
16-17 de setembro	Sem detalhes
20 de setembro	Ocorrência simultânea de incêndio no P.N. de Brasília
21-22 de setembro	Sem detalhes
13-14 de outubro	Incêndio causado por raio

Tabela 9.1b: Informação de campo dos incêndios ocorridos no Parque Nacional Grande Sertão Veredas (Fonte: Funatura, comunicação pessoal).

Mês	Detalhes
Junho	3 ocorrências – 2 de área consumida média e 1 pequena
Julho	6 ocorrências – 1 de área consumida média e 5 pequenas
Agosto	2 ocorrências – ambas com grande área consumida
Setembro	10 ocorrências – 3 de área consumida grande e 7 pequenas
Outubro	5 ocorrências – 1 de área consumida média e 4 pequenas

Para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas, havia disponível apenas a informação de área consumida e a sua localização dentro do parque. No entanto, não existia informação relativa ao dia do mês em que cada incêndio aconteceu. Enquanto a informação de área consumida é importante para acessar a capacidade do satélite em detectar focos de diferentes tamanhos, a ausência de dados relativos à data em que ocorreram ou ao tempo em que permaneceram queimando impede o estabelecimento de qualquer relação. Para fins de validação dos dados do satélite nessa área, foram então comparados o número de ocorrências registradas nos boletins ao número de eventos identificados nas imagens do satélite (por exemplo, uma sequência de focos de calor identificados nas imagens em dias consecutivos sobre uma mesma posição – ou

posições muito próximas – era considerada como um único evento). As Tabelas 9.2a e 9.2b apresentam a contagem de focos de calor obtida para cada uma das imagens processadas e para cada uma das áreas de estudo, identificando-se os dias em que os focos de calor detectados pelo satélite coincidiram com o observado em campo.

Os campos em verde em ambas as tabelas identificam os dias em que a detecção pelo satélite coincidiu com a informação de campo, enquanto os campos em vermelho identificam os dias em que não houve concordância entre os dados.

No caso do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, dos 24 dias em que foram detectados focos de calor em algum dos métodos, 10 estavam relacionados a eventos observados em campo. Nos outros 14 dias, pode ter havido tanto falhas na detecção quanto falhas na comunicação dos eventos, podendo existir omissões de alguns deles.

No caso do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas, onde não se tinha disponível dados mais detalhados sobre os incêndios ocorridos, as situações em que foi observado um número diferente entre os eventos identificados pelo satélite e a informação de campo foram rotuladas em amarelo. Nesses casos, não foi possível relacionar um dado ao outro.

Para toda diferença observada na contagem de focos de calor através de cada método, foi feita a análise das imagens correspondentes a fim de se identificar sua causa. Desta forma, durante o processamento das imagens foram geradas tabelas contendo as informações de data, localização do píxel (linha x coluna dentro da imagem), albedo no canal 1, temperatura de brilho nos canais 3, 4 e 5 e as diferenças de temperatura de brilho entre os canais 3 e 4 ($Tb3-Tb4$) e 4 e 5 ($Tb4-Tb5$). Os comentários resultantes da análise de cada caso são expostos a seguir.

Tabela 9.2a: Número de focos de calor detectados pelos métodos do limite simples de saturação do canal 3 e multiespectral (França *et al.*, 1995) para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (GO)								
Dia Juliano	Multi-espectral	Limite Ch3	Dia Juliano	Multi-espectral	Limite Ch3	Dia Juliano	Multi-espectral	Limite Ch3
67	0	0	149	0	0	210	0	0
68	0	0	150	0	0	212	0	0
69	0	0	151	0	0	213	0	0
71	0	0	152	0	0	214	0	0
77	0	0	153	0	0	215	0	0
78	0	0	156	0	0	216	0	0
79	0	0	157	0	0	217	0	0
82	0	0	158	0	0	218	0	0
83	0	0	159	0	0	219	1	1
86	0	0	160	1	1	221	3	3
87	0	0	162	0	0	222	6	6
88	0	0	166	0	0	224	0	0
89	0	0	167	0	0	228	2	2
90	0	0	168	0	0	229	0	0
91	0	0	169	0	0	230	2	2
93	0	0	170	0	0	231	1	1
94	0	0	173	2	2	232	0	0
95	0	0	174	1	1	233	0	0
96	0	0	176	0	0	236	0	0
97	0	0	177	1	1	237	0	0
98	0	0	178	0	0	238	0	0
99	0	0	179	1	1	239	0	0
100	0	0	182	0	0	240	0	0
103	0	0	184	0	0	241	4	4
105	0	0	185	0	0	242	1	3
112	0	0	186	0	0	243	0	0
113	0	0	187	0	0	245	0	0
114	0	0	188	0	0	246	0	3
116	0	0	189	0	0	247	0	0
118	0	0	191	0	0	248	0	1
124	0	0	192	0	0	249	1	1
125	0	0	193	0	0	250	0	1
131	0	0	194	0	0	251	0	0
132	0	0	196	0	0	253	0	0
133	0	0	197	0	0	254	0	0
134	0	0	198	0	0	255	0	1
135	0	0	200	0	0	260	0	208
136	0	0	201	0	0	268	0	2
139	0	0	202	0	0	271	0	0
141	0	0	203	2	2	272	6	6
144	0	0	205	0	0	273	2	2
145	0	0	207	0	0	274	0	0
147	0	0	209	0	0	281	0	0

Tabela 9.2b: Número de focos de calor detectados pelos métodos do limite simples de saturação do canal 3 e multiespectral (França *et al.*, 1995) para o Parque Nacional Grande Sertão Veredas.

Parque Nacional Grande Sertão Veredas (MG)								
Dia Juliano	Multi-espectral	Limite Ch3	Dia Juliano	Multi-espectral	Limite Ch3	Dia Juliano	Multi-espectral	Limite Ch3
67	0	0	149	0	0	210	0	0
68	0	0	150	0	0	212	0	0
69	0	2	151	0	0	213	0	0
71	0	0	152	0	0	214	0	0
77	0	0	153	0	0	215	3	3
78	0	0	156	0	0	216	4	4
79	0	0	157	0	0	217	0	0
82	0	0	158	0	0	218	0	0
83	0	0	159	0	0	219	0	0
86	0	0	160	1	1	221	1	1
87	0	0	162	0	0	222	2	2
88	0	0	166	0	0	224	4	4
89	0	0	167	0	0	228	0	0
90	0	0	168	0	0	229	0	0
91	0	0	169	1	1	230	0	0
93	0	0	170	1	1	231	0	0
94	0	0	173	0	0	232	0	0
95	0	0	174	0	0	233	0	0
96	0	0	176	0	0	236	0	0
97	0	0	177	0	0	237	1	1
98	0	0	178	0	0	238	0	0
99	0	0	179	0	0	239	0	1
100	0	0	182	0	0	240	0	0
103	0	0	184	0	0	241	7	8
105	0	0	185	0	0	242	4	4
112	0	0	186	0	0	243	4	4
113	0	0	187	0	0	245	0	0
114	0	0	188	0	0	246	4	4
116	0	0	189	0	0	247	7	8
118	0	0	191	0	0	248	0	0
124	0	0	192	0	0	249	0	0
125	0	0	193	1	1	250	2	2
131	0	0	194	0	0	251	0	5
132	0	0	196	0	0	253	0	0
133	0	0	197	0	0	254	4	4
134	0	0	198	0	0	255	0	0
135	0	0	200	0	0	260	0	5
136	0	0	201	0	0	268	0	0
139	0	0	202	1	1	271	4	5
141	0	0	203	0	0	272	3	3
144	0	0	205	0	0	273	2	2
145	0	0	207	0	0	274	10	11
147	0	0	209	0	0	281	0	0

Área 1 : Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros

A diferença de contagem entre os dois métodos para o dia juliano 242 (3 focos detectados no limite Ch3 contra 1 foco no multiespectral) é de difícil determinação. A análise da imagem indica a presença de fumaça proveniente do foco detectado por ambos os métodos, assim como dos demais incêndios que ocorriam no entorno da área do parque, onde pode-se identificar claramente a presença de extensas plumas com origem a leste, com sua fumaça sendo carregada pelo vento para oeste, em direção ao parque (Figura 9.1). Esse fato pode ter contribuído para a formação de condensação junto à fumaça advectada sobre a área, fazendo com que o albedo no canal 1 aumentasse. Isto causaria uma influência sobre o método multiespectral, que rotulou dois pixels como não sendo foco de calor por uma diferença de 0,2% sobre o albedo no canal 1 (valor obtido foi de 9,2%), enquanto os demais testes foram satisfeitos.

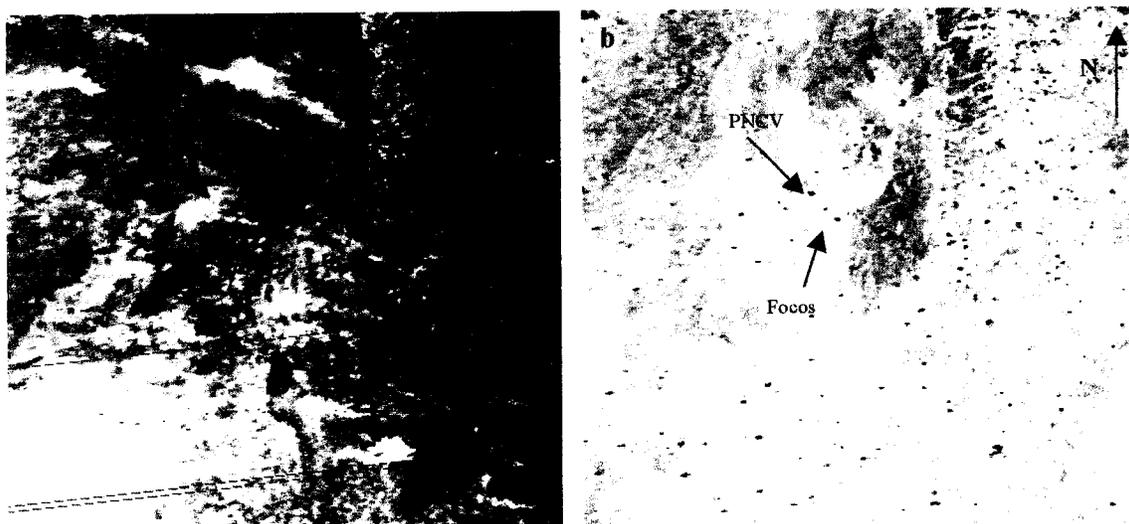


Figura 9.1: Imagem do dia juliano 242 (30/08/99 18:03UTC), canal 1 (a) e canal 3 (b) AVHRR. As setas apontam os focos de calor no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e as plumas associadas (em tons mais claros na imagem do canal 1) estendendo-se para oeste.

As diferenças ocorridas entre os dias 246-250 indicam a possibilidade de saturação do sinal do canal 3 devido a alta temperatura da superfície e à presença de nuvens. Entre essas datas, foram registradas as máximas temperaturas para a região em todo o período estudado. No dia 246, existia nuvem isolada sobre o pixel, o que pode

tanto ter causado reflexão especular no canal 3 quanto afetado o canal 1 de modo a mascarar a identificação do fogo (ainda que não se tenha registro de ocorrência nesta data). A direção do vento (170°) nesse dia não permite deduzir para que lado a pluma estaria se estendendo (caso essa exista). Era esperado um vento vindo de 270° para satisfazer a posição da nuvem que aparece no canal 1, ainda que a direção usual do vento na região seja 90° . No dia 248, não havia nuvem recobrando o píxel, nem qualquer tipo de pluma associada à presença do píxel saturado no canal 3. Atribui-se, então, o ocorrido à presença de superfícies aquecidas, conforme identificado pelo teste de Tb3-Tb4. No dia 250, a análise das imagens não é conclusiva, havia borda de nuvem de alto brilho sobre o píxel, porém isso pode também ter afetado o canal 1 de modo a aumentar seu valor e influenciar o limite imposto ao albedo de 9%. Nos dias 246 e 250, a borda esquerda (lado oeste) da nuvem foi onde houve saturação do canal 3. Este lado concorda com o que se deve esperar em termos de máximos de reflexão da radiação solar considerando a posição do sol durante a medida do satélite (horário de observação da imagem durante a tarde, quando o sol está a oeste, com a geometria decorrente gerando maior reflexão a oeste, enquanto são observadas sombras na parte leste da nuvens)

A análise da diferença de contagem entre os dois métodos no dia 255 não é trivial. A presença de nuvens esparsas e as altas temperaturas registradas impedem uma conclusão da provável causa de saturação do píxel. A diferença entre Tb4 e Tb5 assumiu valor elevado, sugerindo a presença de nuvem sobre o píxel. A análise visual da imagem confirma a presença de nuvens na área, especialmente no entorno do píxel. Todavia, a análise não foi conclusiva.

No dia 260, onde 208 focos de calor foram identificados através da saturação do canal 3, enquanto nenhum foco foi identificado no método multiespectral, fica evidente a contaminação por nuvens do sinal do canal 3, ocorrendo reflexão especular em seus topos, o que fez com que a saturação fosse alcançada (Figuras 9.2a e 9.2b). No método multiespectral, os testes relativos à temperatura no canal 4 e albedo do canal 1 seriam capazes de eliminar todos os focos espúrios produzidos pela saturação do canal 3, enquanto que com o teste de Tb4-Tb5 nem todos seriam identificados.

No dia 268, mais uma vez a análise se torna difícil devido as condições da imagem. Observa-se uma grande quantidade de nuvens na área, porém sobre as posições

dos pixels onde houve saturação do canal 3 não são identificados sinais de nuvem. Pode-se aí ter tanto um problema com o limite aplicado ao teste de Tb4-Tb5 (o único não satisfeito no caso) como de fato estar havendo algum tipo de contaminação subpixel. A igualdade nos valores dos dois pixels vizinhos e a existência de dados de incêndio observado no interior do parque, na data referida, sugere que o limite imposto a Tb4-Tb5 possa estar mal ajustado.

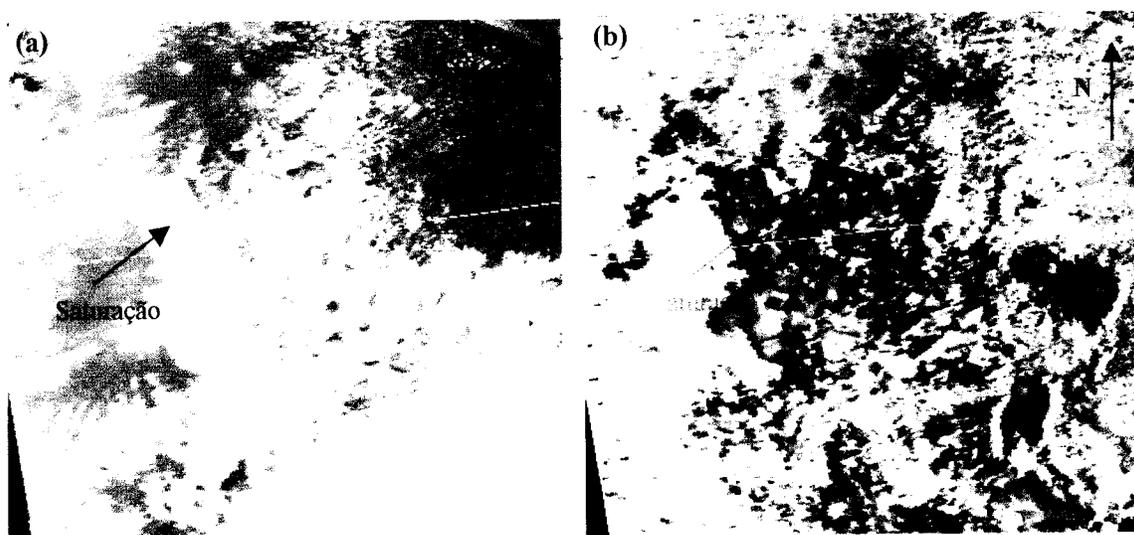


Figura 9.2: Imagem do dia juliano 260 (17/09/99 18:00UTC), canal 1 (a) e canal 3 (b) AVHRR; as setas indicam as áreas saturadas sobre o parque associadas a reflexo no topo das nuvens.

Área 2 : Parque Nacional de Grande Sertão Veredas

A diferença observada entre os dois métodos para o dia juliano 69 dá-se claramente pela presença de nuvem cumuliforme sobre o pixel. A análise visual da imagem confirma a existência de nuvem de elevado albedo no canal 1 no pixel onde houve saturação do canal 3. Neste caso, trata-se portanto de um problema de reflexão especular em topo de nuvem.

No dia 239, a análise visual da imagem não permite esclarecer qual a causa provável da saturação do pixel no canal 3. Grande parte da região apresenta-se coberta por nuvens esparsas que dificultam a análise. O teste não satisfeito no método multiepectral foi o da diferença (Tb3-Tb4), o qual sugere que a saturação do canal 3 é

dada pela presença de superfície aquecida no píxel. De fato, na data da imagem foram observadas as temperaturas mais elevadas na região durante todo o período estudado. No entanto, como não é possível a confirmação da informação do satélite com a verdade de campo neste caso, a diferença entre os dois métodos não pode ser explicada com certeza.

Novamente na imagem do dia 241, tem-se um caso de provável existência de superfície aquecida no píxel contribuindo para a saturação do canal 3, uma vez que o teste de (Tb3-Tb4) não foi satisfeito. A inspeção visual da área mostrou a presença de nuvens esparsas, o que torna difícil a separação ou identificação de qualquer pluma de fumaça que pudesse estar associada ao píxel saturado. Devido à dificuldade de análise da imagem, também não se pôde tirar conclusões neste caso.

No dia 247, o teste de Tb3-Tb4 eliminou um possível foco de calor de sua contagem. Uma vez que essa diferença ficou mais afastada do limite que se coloca, e observando-se as temperaturas de brilho dos canais 4 e 5 que apresentam valores elevados, é provável que a saturação do píxel do canal 3 tenha ocorrido de fato devido a presença de superfície aquecida no píxel. A análise visual da imagem mostra toda a área com céu limpo, o que contribuiria para o aquecimento da superfície. Por volta desta data, também foram observadas as maiores temperaturas de todo o período. Desta forma, a análise sugere que tenha havido saturação do píxel do canal 3 pela presença de superfície aquecida, porém a falta de dados observados em campo impede a comprovação desta afirmativa.

A diferença observada entre a contagem dos dois métodos no dia 251 foi o único caso em que o método multiespectral mostrou indícios de erro na eliminação de focos de calor identificados através da saturação do canal 3. Nesta imagem, foram observados 5 focos de calor no canal 3 contra nenhum no método multiespectral. A análise visual da imagem mostrou a presença de poucas nuvens sobre a região, e uma pequena nebulosidade, provavelmente associada à pluma de fumaça do fogo em superfície próximo aos píxeis saturados no canal 3. Comparando a imagem deste dia com a do dia anterior, em que ambos os métodos detectaram o mesmo número de focos, verificou-se que os focos localizavam-se muito próximos de um dia para o outro. Desta forma, atribui-se o erro de detecção do método multiespectral a uma provável contaminação do

sinal dos canais 1, 4 e 5 por algum tipo de influência atmosférica que fez com que seus valores fossem influenciados, afetando o teste do albedo do canal 1 $< 9\%$ de modo a invalidar três dos pixels saturados no canal 3, assim como afetando o teste de Tb4-Tb5, de modo a invalidar os dois últimos pixels restantes que haviam sido identificados pela saturação do canal 3. Ao passo que se tem um indicativo de que o método multiespectral descartou possíveis focos de calor associados a fogo em superfície, não é possível precisar quantos dos 5 pixels identificados pelo canal 3 eram de fato áreas com fogo.

Igualmente ao ocorrido para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, a imagem do dia 260 para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas indica a contaminação do canal 3 pela presença de nuvens sobre a área. Assim, enquanto o canal 3 mostrou-se saturado para 5 pixels, nenhum foco foi contabilizado para o método multiespectral, havendo contribuído para a eliminação dos falsos focos de calor tanto o teste da temperatura de brilho no canal 4 quanto os testes de albedo do canal 1 e a diferença entre Tb4 e Tb5.

No dia 271, em grande parte da área observa-se a presença de nuvens esparsas. A diferença no número de focos de calor entre um método e outro provavelmente se deu devido a um problema de saturação do pixel do canal 3 pela reflexão especular da nuvem que se localizava sobre o pixel. As baixas temperaturas de brilho nos canais 4 e 5 confirmam a presença de nuvem.

No dia 274, a presença de nuvens no entorno do pixel saturado no canal 3 impede a determinação da causa da diferença entre os dois métodos. Existe a possibilidade do albedo do canal 1 ter sido contaminado pela atmosfera fazendo com que seu valor se elevasse ligeiramente, não satisfazendo então o teste de albedo $< 9\%$. Devido a dificuldade de inspeção da imagem e à falta de comprovação em campo, não é possível tirar conclusões neste caso.

As tabelas contendo os dados relativos às diferenças entre os dois métodos são apresentadas a seguir (Tabelas 9.3a e 9.3b), junto com a classificação resultante da análise de cada caso descrito acima. A tabela mostra a informação correspondente aos pixels que apareceram como focos de calor no método do canal 3, porém não rotulados

como tal pelo método multiespectral. As diferentes cores identificam as diferentes conclusões tiradas da análise das situações nas imagens.

Tabela 9.3a: Dados da diferença entre a detecção do limite do canal 3 e o método multiespectral para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (GO)								
Dia juliano	lin	col	Alb1	Tb3	Tb4	Tb5	Tb3-Tb4	Tb4-Tb5
242	144	177	9,246276	321,73056	306,03537	303,4023	15,69519	2,633087
242	144	178	9,246276	321,73056	306,03537	303,4023	15,69519	2,633087
246	163	187	12,601452	322,4679	296,35049	293,1412	26,117402	3,209289
246	163	188	17,025366	322,4679	297,46341	292,8085	25,004487	4,654876
246	163	189	26,007252	322,4679	287,40842	284,0997	35,059479	3,308747
248	139	191	6,70425	322,46622	308,7977	305,0647	13,668518	3,733002
250	154	191	20,921473	322,47177	293,08188	288,6553	29,389892	4,426606
255	160	154	7,782411	322,48477	287,45551	278,4347	35,029267	9,020813
260	137	170	20,405544	322,44128	281,54724	273,3854	40,894043	8,161865
260	137	171	20,405544	322,44128	281,54724	273,3854	40,894043	8,161865
260	137	172	21,613768	322,57993	279,69315	272,0843	42,88678	7,608887
260	137	184	30,87681	321,76761	267,82681	263,0909	53,940796	4,735871
260	137	185	29,668587	321,36816	269,64673	263,9404	51,721435	5,706299
260	137	186	27,386389	320,34753	270,03232	263,7993	50,315216	6,233002
260	137	187	27,386389	320,34753	270,03232	263,7993	50,315216	6,233002
260	138	170	20,405544	320,10965	283,14468	274,9276	36,964966	8,217072
260	138	171	20,271297	320,90555	280,15958	273,1263	40,745972	7,033233
260	138	172	20,271297	320,90555	280,15958	273,1263	40,745972	7,033233
260	138	184	28,460363	321,73926	271,93802	265,2019	49,801239	6,736145
260	138	185	28,460363	321,73926	271,93802	265,2019	49,801239	6,736145
260	138	186	26,446659	320,52478	271,05325	264,3626	49,471527	6,690674
260	138	187	26,446659	320,52478	271,05325	264,3626	49,471527	6,690674
260	139	159	23,090485	321,19544	278,63629	271,9533	42,559143	6,682953
260	139	160	23,090485	321,19544	278,63629	271,9533	42,559143	6,682953
260	139	169	20,808285	320,25855	281,77683	273,7729	38,48172	8,003967
260	139	170	20,808285	320,25855	281,77683	273,7729	38,48172	8,003967
260	139	184	26,043919	320,61304	276,6113	268,3593	44,001739	8,252015
260	139	185	26,043919	320,61304	276,6113	268,3593	44,001739	8,252015
260	139	186	24,701448	320,4953	276,49097	268,0883	44,004333	8,402619
260	139	187	24,701448	320,4953	276,49097	268,0883	44,004333	8,402619
260	139	188	24,701448	320,4953	276,49097	268,0883	44,004333	8,402619
260	139	189	27,789129	321,76761	273,06424	265,3411	48,703369	7,723145
260	139	190	27,789129	321,76761	273,06424	265,3411	48,703369	7,723145
260	140	189	32,353527	321,53995	270,41641	263,7993	51,123536	6,617096
260	142	180	20,942532	321,0798	284,38428	275,0552	36,695526	9,32904
260	142	181	20,942532	321,0798	284,38428	275,0552	36,695526	9,32904
260	142	182	20,942532	321,0798	284,38428	275,0552	36,695526	9,32904
260	143	160	21,211025	320,70108	279,5762	272,3457	41,124878	7,230529
260	143	161	21,211025	320,70108	279,5762	272,3457	41,124878	7,230529
260	144	160	22,956238	321,99371	277,44977	270,6357	44,543945	6,814117
260	144	161	22,956238	321,99371	277,44977	270,6357	44,543945	6,814117
260	144	162	23,090485	321,48279	276,6113	270,1042	44,87149	6,50708
260	145	158	26,043919	321,42554	273,31284	267,9526	48,112701	5,360199
260	145	159	26,043919	321,42554	273,31284	267,9526	48,112701	5,360199
260	145	160	22,687742	320,75964	277,68811	270,3702	43,071534	7,317871
260	145	161	22,687742	320,75964	277,68811	270,3702	43,071534	7,317871

Tabela 9.3a (continuação)

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (GO)								
Dia juliano	lin	col	Alb1	Tb3	Tb4	Tb5	Tb3-Tb4	Tb4-Tb5
260	145	162	22,687742	320,75964	277,68811	270,3702	43,071534	7,317871
260	145	172	19,734308	320,52478	282,80426	274,2875	37,72052	8,516754
260	145	173	19,734308	320,52478	282,80426	274,2875	37,72052	8,516754
260	146	156	26,983646	320,64243	273,56079	267,9526	47,081635	5,608154
260	146	157	24,701448	320,70108	276,49097	269,4363	44,210113	7,054627
260	146	158	22,553495	320,46579	278,40002	270,503	42,065766	7,897003
260	146	159	22,553495	320,46579	278,40002	270,503	42,065766	7,897003
260	146	160	22,553495	320,46579	278,40002	270,503	42,065766	7,897003
260	146	161	23,090485	321,76761	277,8071	269,8376	43,960511	7,969543
260	146	162	23,090485	321,76761	277,8071	269,8376	43,960511	7,969543
260	146	163	22,150755	321,42554	278,28171	270,6357	43,143829	7,646057
260	146	164	27,923376	322,07809	272,31482	266,4485	49,763275	5,866363
260	146	172	20,942532	321,2243	281,20194	272,2151	40,022369	8,986878
260	146	173	20,942532	321,2243	281,20194	272,2151	40,022369	8,986878
260	146	176	20,405544	320,84726	280,97116	272,4762	39,876099	8,494995
260	147	161	25,372683	320,1395	277,21088	269,3023	42,92862	7,908599
260	147	162	25,372683	320,1395	277,21088	269,3023	42,92862	7,908599
260	147	163	29,802834	320,40671	270,41641	265,619	49,990296	4,797393
260	147	164	29,802834	320,40671	270,41641	265,619	49,990296	4,797393
260	147	172	21,882261	320,93466	279,5762	271,5596	41,35846	8,016571
260	147	173	21,882261	320,93466	279,5762	271,5596	41,35846	8,016571
260	147	174	24,835695	320,19907	274,54675	268,0883	45,652313	6,458405
260	148	154	26,8494	320,25855	274,91406	268,6295	45,344483	6,284515
260	148	155	26,8494	320,25855	274,91406	268,6295	45,344483	6,284515
260	149	154	31,413797	320,67175	271,30682	266,4485	49,364929	4,858368
260	149	155	31,413797	320,67175	271,30682	266,4485	49,364929	4,858368
260	149	159	27,386389	320,02002	272,18936	266,9979	47,830658	5,191498
260	149	160	27,386389	320,02002	272,18936	266,9979	47,830658	5,191498
260	149	161	25,104189	320,28824	273,68457	267,6807	46,603669	6,003875
260	149	162	25,104189	320,28824	273,68457	267,6807	46,603669	6,003875
260	149	188	29,93708	320,31787	270,67163	263,7993	49,64624	6,872315
260	149	189	29,93708	320,31787	270,67163	263,7993	49,64624	6,872315
260	150	159	30,742563	321,53995	268,35031	264,503	53,189637	3,847351
260	150	160	34,232986	320,34753	266,5054	263,5165	53,842132	2,988861
260	150	161	23,761719	320,75964	273,56079	267,9526	47,198853	5,608154
260	150	162	23,761719	320,75964	273,56079	267,9526	47,198853	5,608154
260	150	163	23,761719	320,75964	273,56079	267,9526	47,198853	5,608154
260	151	154	28,997353	321,48279	271,30682	265,7577	50,175964	5,549103
260	151	162	22,956238	320,46579	274,66934	268,7644	45,796448	5,904938
260	151	163	22,956238	320,46579	274,66934	268,7644	45,796448	5,904938
260	152	154	30,205576	322,63519	269,90396	264,6431	52,731232	5,260864
260	152	159	32,353527	320,28824	268,35031	264,6431	51,937928	3,707214
260	152	160	32,353527	320,28824	268,35031	264,6431	51,937928	3,707214
260	152	161	32,353527	320,28824	268,35031	264,6431	51,937928	3,707214
260	152	162	28,460363	321,33945	271,43338	265,8962	49,906067	5,53717
260	152	163	28,460363	321,33945	271,43338	265,8962	49,906067	5,53717
260	152	164	29,53434	320,31787	271,30682	265,8962	49,011047	5,410614
260	152	165	29,53434	320,31787	271,30682	265,8962	49,011047	5,410614
260	153	154	32,21928	322,44128	267,82681	263,9404	54,614471	3,886383
260	153	162	35,441208	320,02002	266,6384	263,5165	53,381623	3,121856
260	153	163	35,441208	320,02002	266,6384	263,5165	53,381623	3,121856
260	154	154	32,756268	322,16226	269,00067	264,6431	53,161591	4,357574

Tabela 9.3a (continuação)

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (GO)								
Dia juliano	lin	col	Alb1	Tb3	Tb4	Tb5	Tb3-Tb4	Tb4-Tb5
260	154	178	27,117893	320,31787	271,43338	266,9979	48,884491	4,435516
260	154	179	27,117893	320,31787	271,43338	266,9979	48,884491	4,435516
260	155	155	32,890514	320,93466	269,25961	264,9229	51,675049	4,336761
260	155	156	32,890514	320,93466	269,25961	264,9229	51,675049	4,336761
260	155	157	32,890514	320,93466	269,25961	264,9229	51,675049	4,336761
260	155	162	36,112442	320,43628	265,43481	262,8062	55,001465	2,628601
260	155	163	36,112442	320,43628	265,43481	262,8062	55,001465	2,628601
260	155	164	36,112442	320,43628	265,43481	262,8062	55,001465	2,628601
260	155	174	31,682293	320,84726	272,44013	266,9979	48,407135	5,442261
260	155	175	31,682293	320,84726	272,44013	266,9979	48,407135	5,442261
260	155	176	37,454914	320,55423	264,48789	262,3777	56,066345	2,11023
260	155	177	37,454914	320,55423	264,48789	262,3777	56,066345	2,11023
260	156	165	35,709702	321,51138	265,30014	261,6594	56,211243	3,640747
260	156	166	35,709702	321,51138	265,30014	261,6594	56,211243	3,640747
260	156	167	31,682293	321,19544	267,03619	262,6636	54,159241	4,37262
260	156	168	31,682293	321,19544	267,03619	262,6636	54,159241	4,37262
260	156	169	25,104189	320,4953	273,43689	267,1348	47,05841	6,302124
260	156	170	25,104189	320,4953	273,43689	267,1348	47,05841	6,302124
260	156	171	29,400093	321,16657	268,2197	263,3749	52,946869	4,844818
260	156	174	34,50148	320,84726	267,82681	263,233	53,020447	4,593811
260	156	175	34,50148	320,84726	267,82681	263,233	53,020447	4,593811
260	156	176	37,857655	320,16928	262,84149	261,0811	57,327789	1,760376
260	156	177	37,857655	320,16928	262,84149	261,0811	57,327789	1,760376
260	157	158	35,038467	322,16226	270,28854	265,4802	51,873718	4,80838
260	157	159	35,038467	322,16226	270,28854	265,4802	51,873718	4,80838
260	157	160	37,589161	320,02002	266,23892	263,233	53,781098	3,00592
260	157	161	37,589161	320,02002	266,23892	263,233	53,781098	3,00592
260	157	162	37,589161	320,02002	266,23892	263,233	53,781098	3,00592
260	157	163	34,232986	320,40671	265,16525	261,8034	55,241455	3,361817
260	157	164	34,232986	320,40671	265,16525	261,8034	55,241455	3,361817
260	157	165	35,709702	321,73926	265,97165	261,3707	55,767609	4,600982
260	157	166	35,709702	321,73926	265,97165	261,3707	55,767609	4,600982
260	157	167	34,635727	321,88086	265,56934	261,226	56,311523	4,343353
260	157	168	34,635727	321,88086	265,56934	261,226	56,311523	4,343353
260	157	169	34,769974	322,46906	266,37225	261,5151	56,096802	4,857116
260	157	170	32,890514	321,76761	265,03018	261,0811	56,737427	3,949066
260	157	171	32,890514	321,76761	265,03018	261,0811	56,737427	3,949066
260	157	172	30,205576	320,61304	267,30045	262,5207	53,312591	4,779725
260	157	173	30,205576	320,61304	267,30045	262,5207	53,312591	4,779725
260	157	174	33,561749	320,9928	266,23892	261,6594	54,753876	4,579529
260	157	175	32,487774	320,84726	265,43481	260,936	55,412446	4,498779
260	158	156	32,890514	321,19544	270,67163	265,8962	50,523804	4,775421
260	158	157	32,890514	321,19544	270,67163	265,8962	50,523804	4,775421
260	158	158	37,857655	322,4968	267,03619	262,5207	55,460602	4,515473
260	158	159	37,857655	322,4968	267,03619	262,5207	55,460602	4,515473
260	158	160	35,172714	321,3107	266,37225	262,6636	54,938446	3,708679
260	158	161	34,769974	321,79596	265,03018	261,5151	56,765777	3,515045
260	158	162	34,769974	321,79596	265,03018	261,5151	56,765777	3,515045
260	158	163	32,756268	322,1062	265,70361	261,6594	56,402588	4,04422
260	158	164	32,756268	322,1062	265,70361	261,6594	56,402588	4,04422
260	158	165	32,622021	321,90912	268,48071	262,9487	53,428406	5,532044
260	158	166	32,622021	321,90912	268,48071	262,9487	53,428406	5,532044

Tabela 9.3a (continuação)

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (GO)								
Dia juliano	lin	col	Alb1	Tb3	Tb4	Tb5	Tb3-Tb4	Tb4-Tb5
260	158	167	37,18642	322,13425	264,48789	260,0611	57,646362	4,426819
260	158	168	37,18642	322,13425	264,48789	260,0611	57,646362	4,426819
260	158	169	37,18642	322,13425	264,48789	260,0611	57,646362	4,426819
260	158	170	37,18642	321,2243	261,86713	259,0306	59,357178	2,836547
260	158	171	37,18642	321,2243	261,86713	259,0306	59,357178	2,836547
260	158	172	33,695995	320,43628	263,5311	260,0611	56,905182	3,470031
260	158	174	32,085033	320,25855	264,48789	260,4995	55,77066	3,988373
260	158	175	32,085033	320,25855	264,48789	260,4995	55,77066	3,988373
260	158	176	32,085033	320,25855	264,48789	260,4995	55,77066	3,988373
260	158	190	29,131599	320,31787	268,87094	262,9487	51,44693	5,922272
260	158	191	29,131599	320,31787	268,87094	262,9487	51,44693	5,922272
260	159	156	35,709702	320,28824	267,16843	263,5165	53,119812	3,651886
260	159	157	35,709702	320,28824	267,16843	263,5165	53,119812	3,651886
260	159	161	35,709702	322,32996	265,30014	261,3707	57,029816	3,929473
260	159	162	35,709702	322,32996	265,30014	261,3707	57,029816	3,929473
260	159	163	34,50148	322,44128	264,07904	260,4995	58,362243	3,579529
260	159	164	36,380936	321,90912	262,84149	259,7677	59,067627	3,073761
260	159	165	34,904221	320,73038	265,03018	260,4995	55,700195	4,53067
260	159	166	34,904221	320,73038	265,03018	260,4995	55,700195	4,53067
260	159	167	34,904221	320,73038	265,03018	260,4995	55,700195	4,53067
260	159	168	39,73711	321,3107	262,56418	259,0306	58,746521	3,533599
260	159	169	39,73711	321,3107	262,56418	259,0306	58,746521	3,533599
260	160	161	36,917927	321,99371	265,30014	261,5151	56,693573	3,785003
260	160	162	35,709702	320,84726	267,95795	263,0909	52,889313	4,867005
260	160	163	35,709702	321,8526	264,07904	260,2074	57,773559	3,871613
260	160	164	35,709702	321,8526	264,07904	260,2074	57,773559	3,871613
260	160	165	35,709702	321,8526	264,07904	260,2074	57,773559	3,871613
260	160	166	35,843948	321,48279	264,75943	260,2074	56,723358	4,552002
260	160	167	35,843948	321,48279	264,75943	260,2074	56,723358	4,552002
260	161	163	33,293255	321,79596	268,48071	262,5207	53,315246	5,959992
260	161	164	33,293255	321,79596	268,48071	262,5207	53,315246	5,959992
260	161	165	33,293255	321,79596	268,48071	262,5207	53,315246	5,959992
260	161	166	40,542595	320,73038	263,80548	259,3261	56,924896	4,479401
260	161	167	40,542595	320,73038	263,80548	259,3261	56,924896	4,479401
260	161	175	33,830242	320,4953	262,70294	259,1784	57,792358	3,524506
260	161	176	33,830242	320,4953	262,70294	259,1784	57,792358	3,524506
260	161	177	30,742563	320,0798	264,35181	260,2074	55,727996	4,144379
260	161	178	32,622021	320,67175	262,70294	259,1784	57,968811	3,524506
260	162	164	31,011057	321,0798	271,8121	263,9404	49,2677	7,871673
260	162	165	31,011057	321,0798	271,8121	263,9404	49,2677	7,871673
260	162	175	36,649429	321,0798	260,88205	258,4369	60,197753	2,445191
260	162	176	38,260395	321,3107	259,8859	257,9892	61,424804	1,896698
260	162	177	32,353527	320,84726	262,84149	259,3261	58,005768	3,515412
260	162	178	32,353527	320,84726	262,84149	259,3261	58,005768	3,515412
260	162	179	32,353527	320,84726	262,84149	259,3261	58,005768	3,515412
260	162	180	25,909672	320,04993	268,35031	262,9487	51,699616	5,401642
260	162	181	25,909672	320,04993	268,35031	262,9487	51,699616	5,401642
260	163	161	27,654882	321,13767	271,18012	264,3626	49,95755	6,817536
260	163	162	27,654882	321,13767	271,18012	264,3626	49,95755	6,817536
260	163	163	27,654882	321,13767	271,18012	264,3626	49,95755	6,817536
260	163	164	32,353527	321,59702	269,25961	262,2344	52,337402	7,025207
260	163	165	32,353527	321,59702	269,25961	262,2344	52,337402	7,025207

Tabela 9.3a (continuação)

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (GO)								
Dia								
juliano	lin	col	Alb1	Tb3	Tb4	Tb5	Tb3-Tb4	Tb4-Tb5
260	163	167	39,468616	320,02002	262,14661	258,2879	57,873414	3,858734
260	163	175	38,394642	320,46579	260,31421	258,5856	60,151581	1,728607
260	163	176	38,394642	320,46579	260,31421	258,5856	60,151581	1,728607
260	163	177	38,394642	320,46579	260,31421	258,5856	60,151581	1,728607
260	163	178	30,47407	320,55423	264,35181	260,4995	56,202423	3,852295
260	163	179	30,47407	320,55423	264,35181	260,4995	56,202423	3,852295
260	164	158	37,454914	321,33945	265,43481	262,6636	55,904633	2,77124
260	164	159	35,038467	322,46906	264,8949	261,226	57,574158	3,668914
260	164	160	35,038467	322,46906	264,8949	261,226	57,574158	3,668914
260	164	161	35,038467	322,46906	264,8949	261,226	57,574158	3,668914
260	164	162	32,353527	322,44128	266,77118	261,6594	55,670105	5,111786
260	164	163	32,353527	322,44128	266,77118	261,6594	55,670105	5,111786
260	164	164	34,09874	321,88086	266,23892	260,4995	55,641937	5,73941
260	164	165	35,575455	320,81809	263,25589	259,0306	57,562195	4,225311
268	143	181	8,464365	322,49277	296,46301	291,1906	26,029754	5,272461
268	143	182	8,464365	322,49277	296,46301	291,1906	26,029754	5,272461

Cinza : Possível contaminação por fumaça

Azul: Nuvem

Verde: Possível contaminação por nuvem

Amarelo: Possível contaminação por superfície aquecida

Rosa: Possível mau ajuste do limite (T4-T5)

Tabela 9.3b: Dados da diferença entre a detecção do limite do canal 3 e o método multiespectral para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

Parque Nacional Grande Sertão Veredas (MG)								
Dia								
juliano	lin	col	Alb1	Tb3	Tb4	Tb5	Tb3-Tb4	Tb4-Tb5
69	249	313	35,9455	322,2603	287,4099	286,4554	34,85043	0,954468
69	249	314	25,54369	322,1216	289,0563	287,4783	33,06528	1,578003
239	249	321	4,956649	320,9214	306,0167	301,4156	14,90472	4,601135
241	240	322	4,957648	320,5435	306,029	302,8817	14,5145	3,147339
247	245	302	5,228788	322,4679	308,7904	306,2828	13,67746	2,50766
251	244	325	9,120534	320,8834	304,9466	300,6122	15,9368	4,33435
251	245	323	10,46179	322,4748	300,6806	298,0634	21,79416	2,617187
251	245	324	10,46179	322,4748	300,6806	298,0634	21,79416	2,617187
251	245	325	6,706275	322,4748	306,8447	301,5571	15,63007	5,287567
251	245	326	6,706275	322,4748	306,8447	301,5571	15,63007	5,287567
260	228	291	35,9782	320,8473	264,8949	259,7677	55,95236	5,127166
260	229	290	38,39464	321,4542	262,7029	258,5856	58,75122	4,11734
260	229	291	38,39464	321,4542	262,7029	258,5856	58,75122	4,11734
260	238	313	18,39184	322,4968	276,491	271,4281	46,00583	5,062866
260	238	314	18,39184	322,4968	276,491	271,4281	46,00583	5,062866
271	234	291	16,66504	322,4934	289,7926	288,2416	32,70078	1,550995
274	253	309	10,48601	322,6256	298,6031	295,08	24,02246	3,523163

Cinza : Possível contaminação por fumaça

Azul: Nuvem

Verde: Possível contaminação por nuvem

Amarelo: Possível contaminação por superfície aquecida

A partir das análises realizadas, os valores de focos de calor utilizados na contabilidade das ocorrências de incêndio em cada parque foram aqueles obtidos pelo método multiespectral. Em um único caso, o valor observado pelo método multiespectral foi alterado com base na informação do canal 3. O dado alterado é aquele referente ao dia juliano 251 (8 de setembro), para os focos de calor do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas. Neste dia, 2 focos de calor detectados pelo limite simples do canal 3 foram considerados como sendo reais, apesar do método multiespectral não ter detectado qualquer foco.

As Figuras 9.3a e 9.3b mostram a imagem referente ao setor de 445 linhas x 445 colunas do dia juliano 224 (12/08/99), para a qual foram calculados os índices de vegetação NDVI e GEMI, respectivamente. A análise visual de cada uma das imagens permite observar a semelhança dos valores de cada índice encontrados para as duas áreas (delimitações com linhas nas cores verde e azul). Nota-se também que toda a região apresenta valores baixos nos dois índices, caracterizando o estado de estresse hídrico da vegetação naquele momento.

O gráfico de ocorrências de focos de calor para as duas áreas são bastante parecidos (Figuras 9.4a 9.4b). Para as duas áreas, o dia juliano 160 marca o início da ocorrência de focos de calor em 1999, tendo sido observado 1 foco em cada uma das áreas. A partir desta primeira ocorrência, são notados novos eventos acontecendo simultaneamente em cada área em períodos muito próximos um do outro, a mencionar os dias julianos de 175, 202, 215-230, 240-270. Isto é um indicativo que, a partir de uma certa data, ocorrem condições semelhantes em toda a região que favorecem a ocorrência de incêndios.

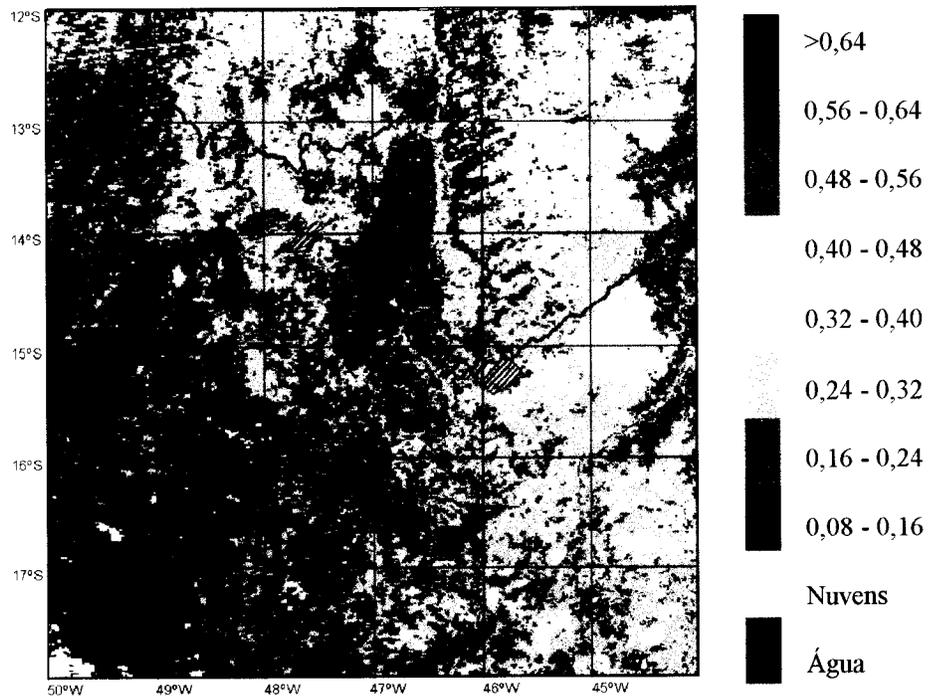


Figura 9.3a: Índice NDVI para a imagem do dia juliano 224 (12/08/99); as áreas com linhas verdes e azuis indicam os Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas, respectivamente.

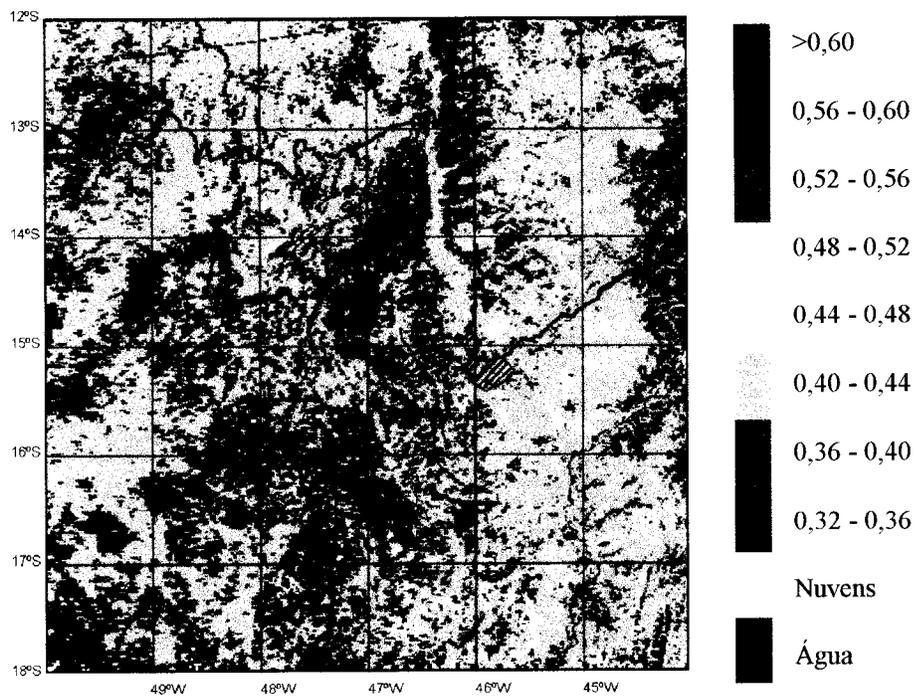


Figura 9.3b: Índice GEMI para a imagem do dia juliano 224 (12/08/99); as áreas com linhas verdes e azuis indicam os Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas, respectivamente.

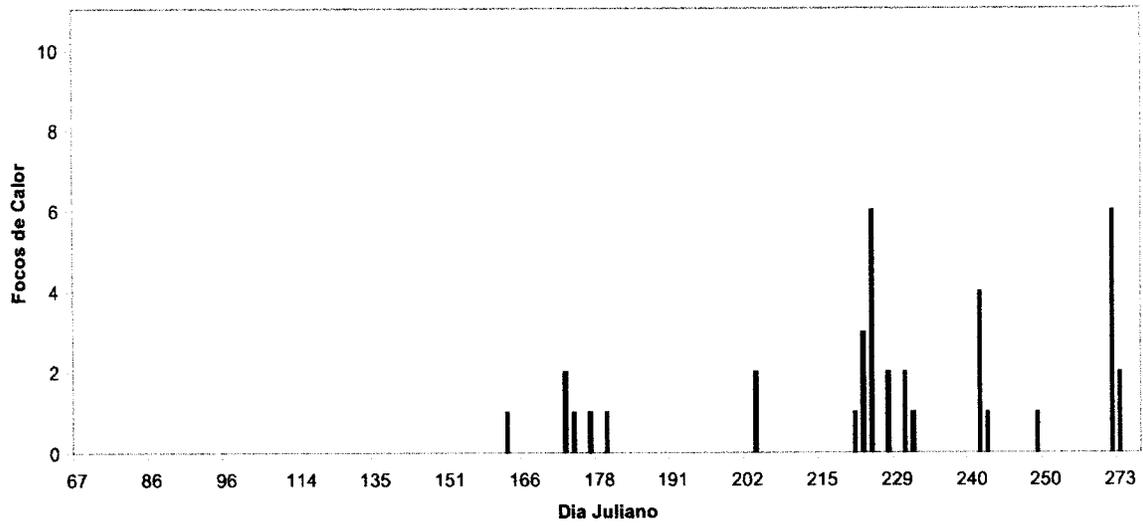


Figura 9.4a: Distribuição dos focos de calor detectados no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros durante o período estudado.

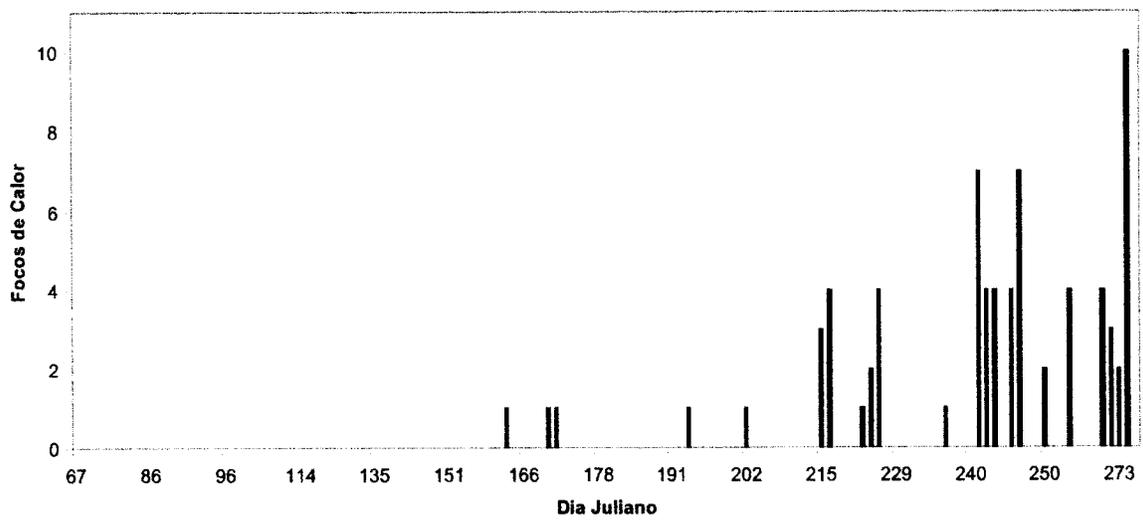


Figura 9.4b: Distribuição dos focos de calor detectados no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas durante o período estudado.

A análise da distribuição das chuvas nos dois parques mostra que esta variável apresenta forte influência sobre todas as demais variáveis estudadas, com exceção do vento.

Os gráficos de distribuição da precipitação nas duas localidades (Figuras 9.5a e 9.5b) mostram que as ocorrências cessaram aproximadamente 30-40 dias antes da detecção dos primeiros focos de calor em cada Parque (figuras 9.4a e 9.4b). A estiagem que acontece em cada uma das áreas fica evidente nestes dois gráficos, havendo um período de aproximadamente 120 dias (ou 4 meses) onde nenhuma precipitação foi observada. Nota-se também que as duas áreas recebem precipitação em momentos muito próximos um do outro, havendo diferença apenas nas quantidades registradas. Deve-se ressaltar no entanto que, apesar de haver uma clara distinção entre as quantidades de precipitação observadas nas duas áreas, deve-se levar em conta a representatividade dos registros dos dados meteorológicos disponíveis em cada estação utilizada. Enquanto no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros os dados eram obtidos de uma estação automática (Plataforma de Coleta de Dados – PCD), o que possibilitava uma sequência de dados quase ininterrupta durante todo o período selecionado, no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas os dados eram provenientes de uma estação meteorológica convencional, o que resulta na ocorrência de quebras na sequência de dados bem superior àquela observada no primeiro caso. Desta forma, considerando-se toda a informação disponível sobre a climatologia em cada uma das áreas, e após a análise da correlação entre os dados das estações meteorológicas disponíveis na região (conforme exposto no Capítulo VII), assim como da observação dos demais gráficos de umidade relativa e temperatura, conclui-se que os dois Parques possuem condições muito semelhantes entre si.

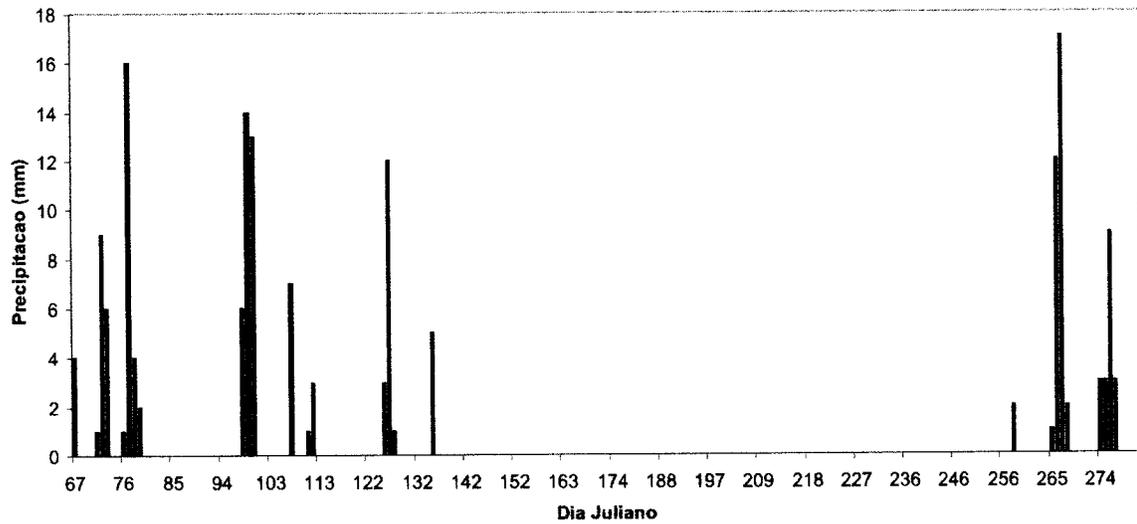


Figura 9.5a: Distribuição da precipitação na estação automática de Barro Alto (GO), representativa do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros durante o período estudado.

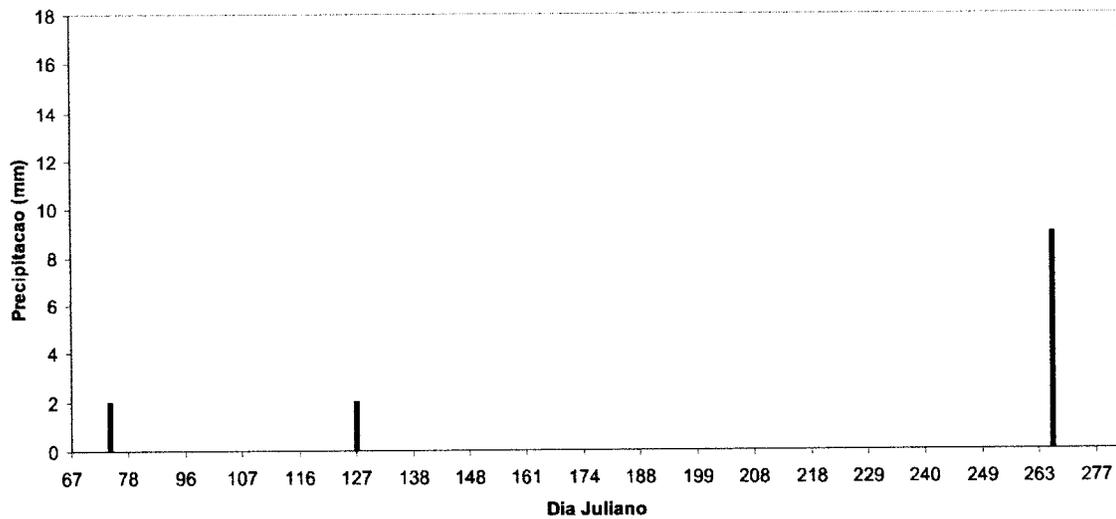


Figura 9.5b: Distribuição da precipitação na estação meteorológica convencional de Buritis (MG), representativa do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas durante o período estudado.

As curvas de temperatura para as duas áreas (Figuras 9.6a e 9.6b) mostram valores razoavelmente constantes desta variável para as duas áreas durante grande parte do período analisado. Após a passagem do solstício de inverno (mês de julho), é notado um aumento gradual nos valores de temperatura nas curvas dos dois parques, refletindo o aumento da radiação solar. Os mínimos observados nos dias julianos 74, 97, 108, 127, 136, 258, 266 e 275 no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, e nos dias 75, 127 e 265 no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas estão relacionados à ocorrência de precipitação (Figuras 9.5a e 9.5b), causando resfriamento.

Os gráficos de temperatura contra focos de calor para as duas áreas (Figuras 9.7a e 9.7b) apresentam a distribuição das temperaturas em função do número de focos de calor observados nas imagens. Em ambas as áreas, pode-se ver que a temperatura relaciona-se diretamente com o número de focos observados. Nas datas em que se contabilizou o maior número de focos de calor em uma mesma imagem, as temperaturas registradas localizavam-se próximas às máximas absolutas para todo o período estudado. Ainda, o valor de 31-32° C parece marcar o limite da variável temperatura acima do qual existe a possibilidade de ocorrência de incêndios nos dois parques. As Tabelas 9.4a e 9.4b mostram as estatísticas para as temperaturas observadas em dias com e sem focos de calor observados nas imagens.

A comparação entre os gráficos da evolução temporal da temperatura e os gráficos de temperatura contra focos de calor mostra que conforme se aumenta os valores de focos de calor presentes nas imagens de cada área, o número de dias nos quais se registraram as temperaturas correspondentes torna-se cada vez menor. Como exemplo, ao se contabilizar o número de dias em todo o período onde se registraram temperaturas iguais ou acima de 35° C no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas, valor próximo ao qual aconteceram os dois eventos com 7 focos de calor em uma mesma imagem, chega-se ao total de 10 dias durante todo o período. Supõe-se que com o processamento de mais imagens, cobrindo várias estações secas, seja possível ajustar uma curva crescente partindo dos valores de temperatura para dias com zero foco de calor até o valores mais elevados de focos de calor observado de modo a se estimar o potencial de risco associado a cada intervalo.

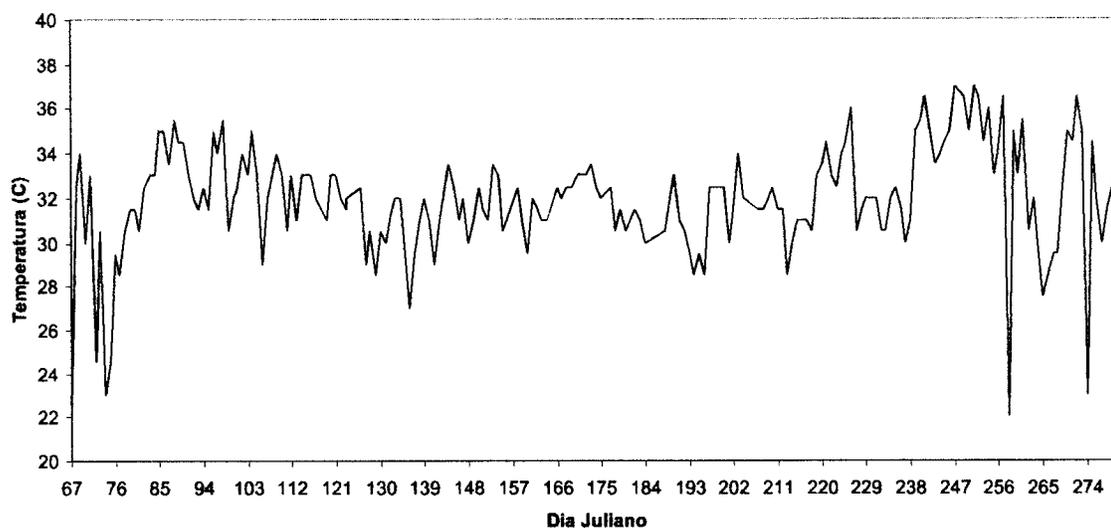


Figura 9.6a: Evolução da temperatura para a estação automática de Barro Alto (GO), representativa do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

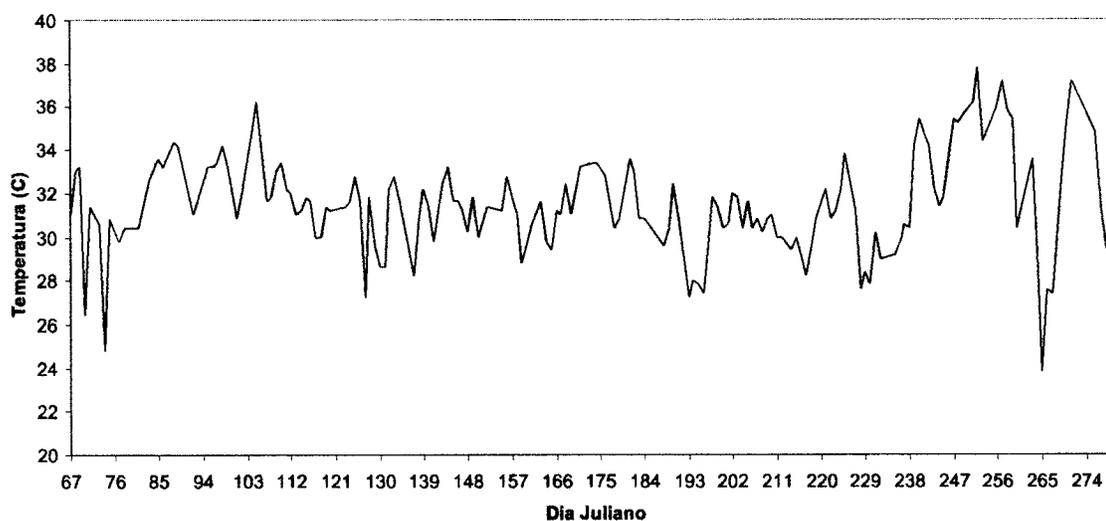


Figura 9.6b: Evolução da temperatura para a estação meteorológica de Buritis (MG), representativa do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

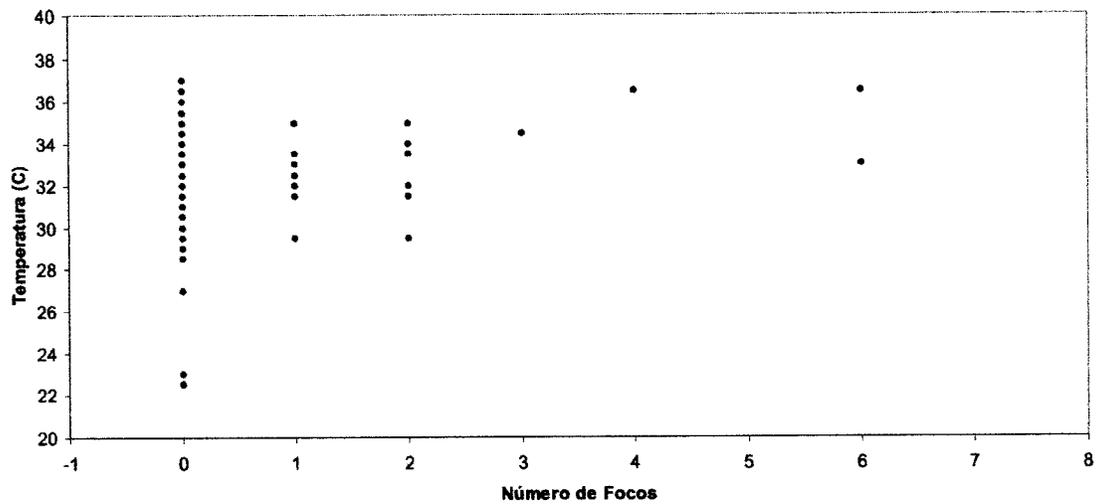


Figura 9.7a: Distribuição da temperatura contra focos de calor para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

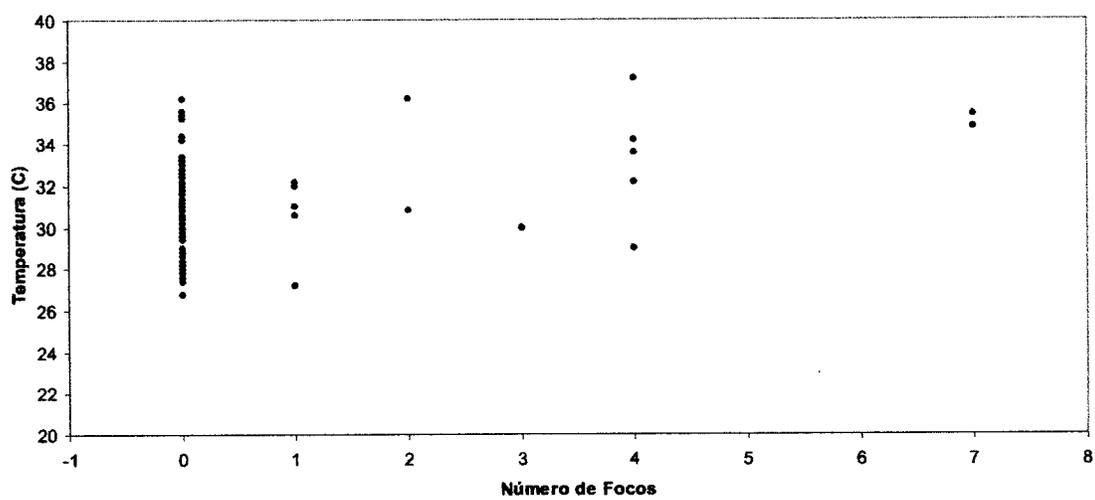


Figura 9.7b: Distribuição da temperatura contra focos de calor para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

Tabela 9.4a: Estatística das temperaturas observadas no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros		
	Dias com foco de calor	Dias sem foco de calor
Média (° C)	33,07895	32,08586
Desvio Padrão	1,938378	2,396895

Tabela 9.4b: Estatística das temperaturas observadas no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

Parque Nacional de Grande Sertão Veredas		
	Dias com foco de calor	Dias sem foco de calor
Média (° C)	32,4125	31,39753
Desvio Padrão	2,699599	1,967865

Assim como nos gráficos de temperatura, ambos os gráficos de umidade relativa das duas áreas de estudo mostram curvas bastante semelhantes (Figuras 9.8a e 9.8b), com os máximos e mínimos coincidindo em sua maioria. Isso identifica o mesmo comportamento climático das duas regiões também em termos de umidade relativa. Da mesma forma, pode-se notar que a umidade relativa vai diminuindo gradativamente até o início de setembro, quando começa a aumentar novamente com o reinício das chuvas (Figuras 9.4a e 9.4b). No gráfico de umidade relativa para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros são observados os valores mais baixos, com ocorrência de umidade relativa próxima a 10%. Enquanto isso, o gráfico para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas mostra os valores mínimos de umidade relativa próximos a 20%. A data de ocorrência da umidade relativa mínima em todo o período coincidiu para as duas localidades, confirmando novamente que o sistema meteorológico que governa as duas áreas é o mesmo. Observa-se também que os gráficos de temperatura e umidade relativa são perfeitamente opostos, ocorrendo máximos de temperatura com os mínimos de umidade relativa e mínimos de temperatura junto com os máximos de umidade relativa.

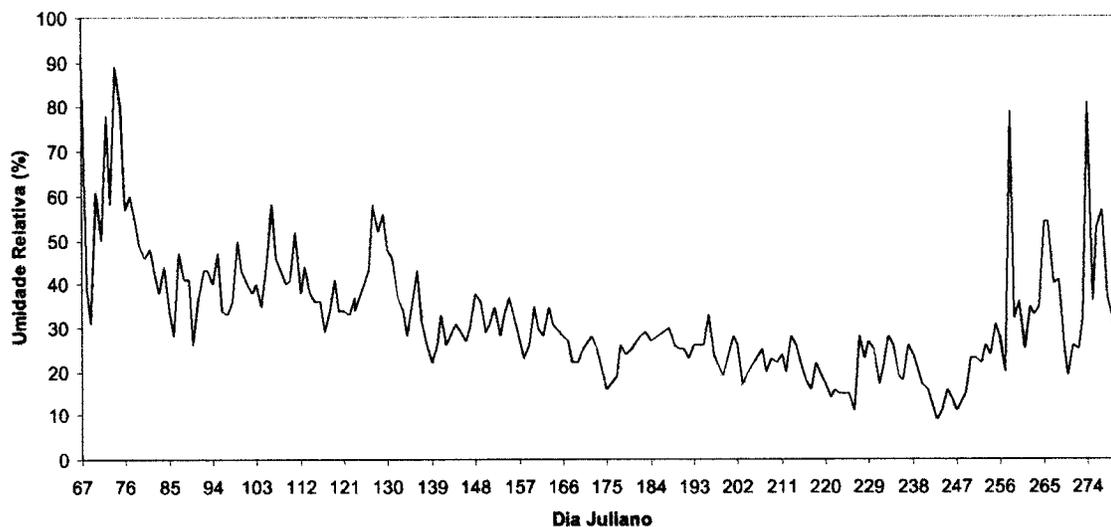


Figura 9.8a: Evolução da umidade relativa para a estação automática de Barro Alto (GO), representativa do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

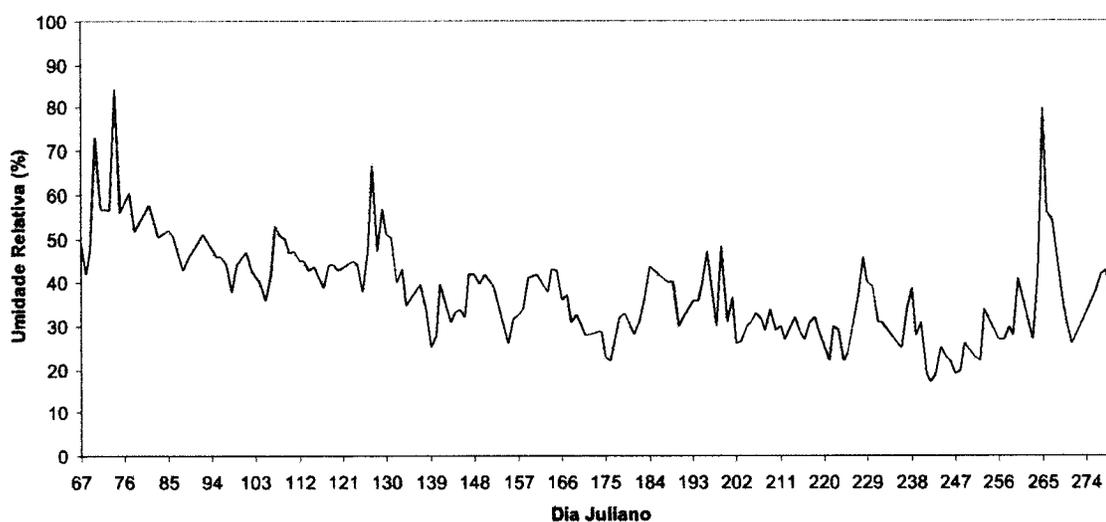


Figura 9.8b: Evolução da umidade relativa para a estação meteorológica de Buritis (MG), representativa do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

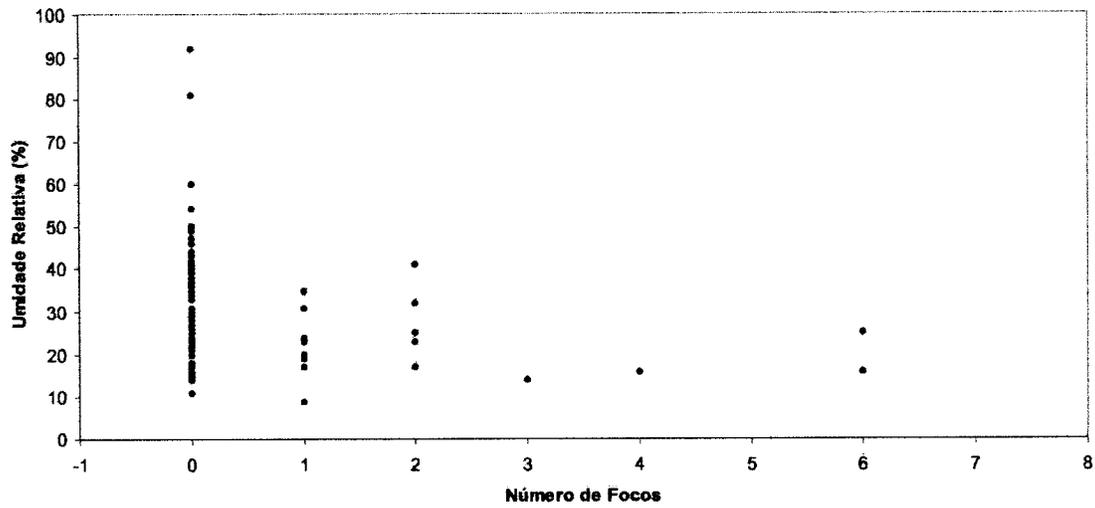


Figura 9.9a: Distribuição da umidade relativa contra os focos de calor para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

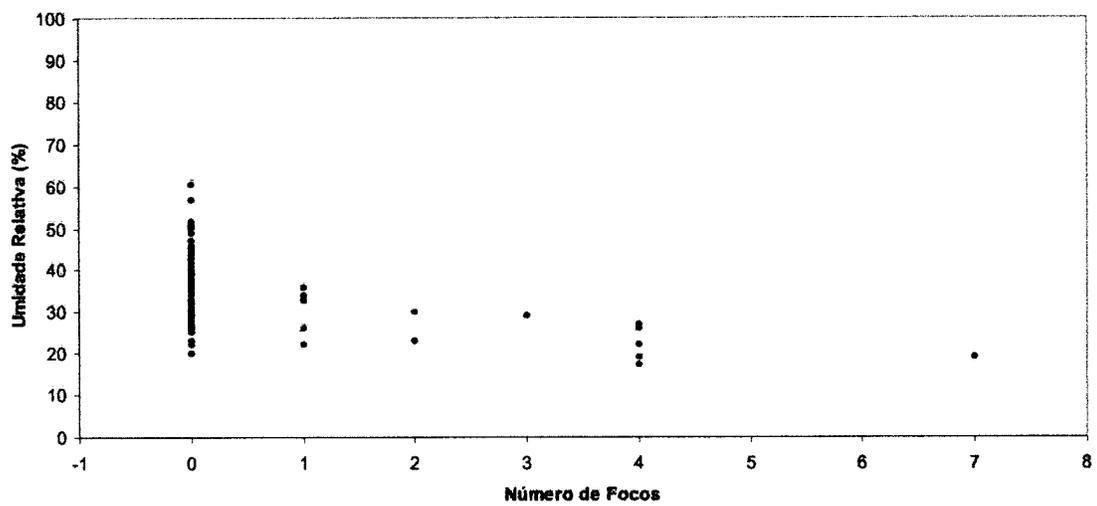


Figura 9.9b: Distribuição da umidade relativa contra os focos de calor para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

O gráfico de umidade relativa contra os focos de calor observados em cada uma das áreas é mostrado nas Figuras 9.9a e 9.9b. Mais evidente do que a temperatura, a umidade relativa observada durante a ocorrência de focos de calor nas imagens é claramente distinguível de seus valores observados para as datas onde não foram detectados focos de calor. Da mesma forma, os valores registrados vão decrescendo em direção ao número maior de focos de calor, identificando o estabelecimento de condições mais críticas, e portanto, mais favoráveis à ocorrência de incêndios. As Tabelas 9.5a e 9.5b mostram a estatística dos valores de umidade relativa para os dias em que foram detectados focos de calor na imagem e para os dias em que não foram detectados focos de calor.

Valores abaixo de 25% de umidade relativa parecem identificar as situações mais críticas, onde um número maior de focos de calor é identificado nas imagens. No Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, 23% das amostras de temperatura e 20% das amostras de umidade relativa situavam-se acima ou abaixo do valor médio crítico, respectivamente. Nesses casos, de todas as ocasiões em que umas das duas variáveis apresentava-se na faixa crítica, em 26% desse total elas ocorriam conjuntamente. Nos demais casos, uma das duas variáveis encontrava-se próximo ao valor limite médio. Já no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas, 30% das amostras de temperatura e 10% das amostras de umidade relativa situavam-se na faixa crítica. Contribuiu para esta diferença o comportamento menos definido da temperatura (maior desvio padrão para as situações com foco de calor detectado) contrastando com uma separação melhor definida da umidade relativa nas situações com e sem focos de calor detectados. Nesse parque, as duas variáveis encontravam-se simultaneamente dentro da faixa crítica em 18% dos casos. Para as duas áreas, não se observaram tendências onde se evidenciasse maior importância de uma variável em relação à outra para as ocorrências de fogo.

Tabela 9.5a: Estatística da umidade relativa observada no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros		
	Dias com foco de calor	Dias sem foco de calor
Média (%)	22,73684	31,22222
Desvio Padrão	7,837532	12,58567

Tabela 9.5b: Estatística da umidade relativa observada no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

Parque Nacional de Grande Sertão Veredas		
	Dias com foco de calor	Dias sem foco de calor
Média (%)	25,21563	37,61975
Desvio Padrão	5,827532	8,19935

O comportamento da variável vento é o menos definido na caracterização de condições críticas dentre as variáveis analisadas. O gráfico da distribuição dos valores registrados para o vento contra o número de focos de calor em cada uma das áreas é mostrado nas Figuras 9.10a e 9.10b. É visto uma maior variação entre os valores encontrados, não sendo possível uma caracterização mais definida dos valores de risco para a ocorrência de incêndios maiores. Apesar desta constatação, esta variável não deve ser subvalorizada visto sua importância para o alastramento das chamas em um incêndio. As tabelas 9.6a e 9.6b mostram as estatísticas do vento para as duas situações onde são observados focos de calor nas imagens e onde não são observados.

Tabela 9.6a: Estatística do vento observado no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros		
	Dias com foco de calor	Dias sem foco de calor
Média (m/s)	3,068421	2,485859
Desvio Padrão	1,257446	1,147669

Tabela 9.6b: Estatística do vento observado no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

Parque Nacional de Grande Sertão Veredas		
	Dias com foco de calor	Dias sem foco de calor
Média (m/s)	2,5625	2,185185
Desvio Padrão	1,631717	1,304905

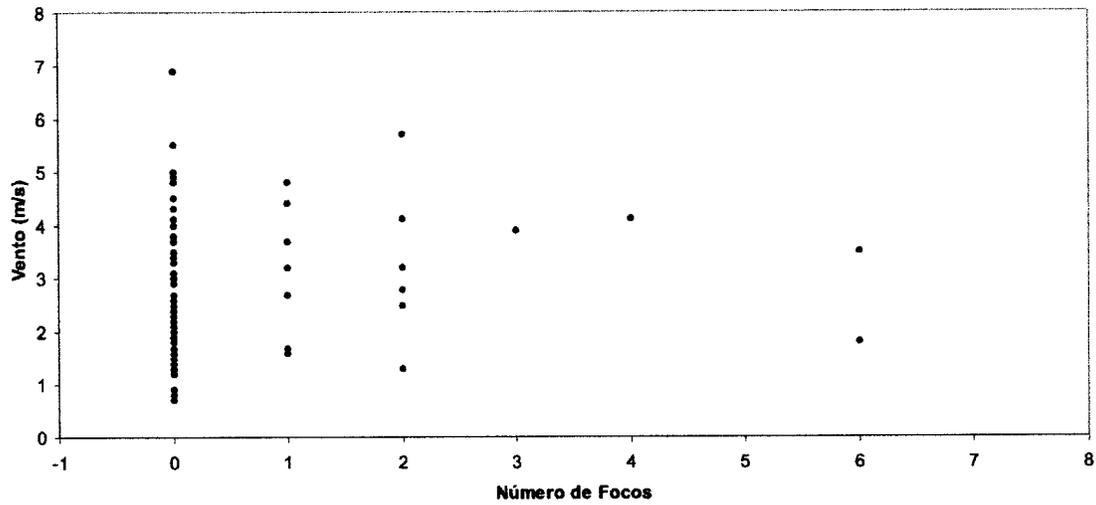


Figura 9.10a: Distribuição do vento contra os focos de calor para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

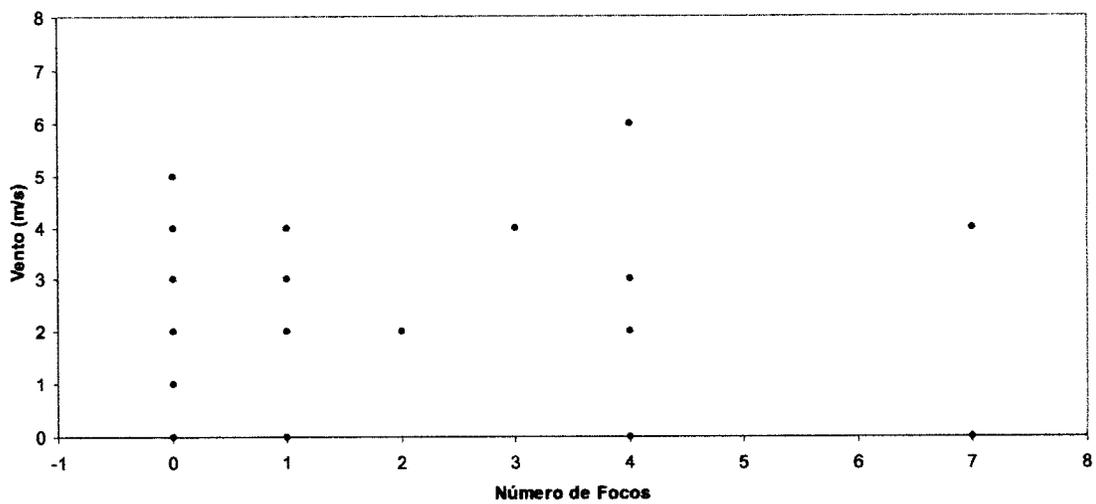


Figura 9.10b: Distribuição do vento contra os focos de calor para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

A curva temporal do índice de vegetação NDVI é mostrada nas Figuras 9.11a e 9.11b para os Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas, respectivamente. Os valores plotados equivalem ao NDVI médio calculado para a área de cada Parque (aproximadamente 20x30 píxeis). Para as duas áreas, o índice apresenta uma resposta visível em função do estabelecimento das condições de seca, decrescendo gradativamente até atingir o mínimo absoluto de todo o período por volta do dia juliano 265 (22 de setembro). O resultado das chuvas que aconteceram por volta desta data em ambos os Parques são notados pelo aumento do valor do índice aproximadamente 15 dias após a ocorrência da precipitação.

As curvas deste índice para as duas áreas mostram oscilações que acontecem por influência dos elementos de contaminação da medida (atenuação atmosférica e geometria de observação principalmente). As Figuras 9.12a e 9.12b mostram a mesma curva do índice para as duas áreas com as linhas de grade verticais equivalentes a intervalos de 9 dias – correspondendo ao período orbital do satélite, ou seja, o período de repetição das órbitas. Não é observado nenhum padrão distinto das oscilações com relação ao número da órbita de cada imagem (ou valor de NDVI), de onde se conclui que os efeitos atmosféricos exercem a maior influência sobre este índice, alterando seu valor de modo não sistemático conforme as características atmosféricas variam. Quando comparado à curva de umidade relativa (é lembrado que o vapor de água atmosférico é um forte atenuador da radiação do próximo infravermelho – ou canal 2 do AVHRR), nota-se uma correspondência bem mais forte entre as medidas. Deste modo, as curvas de NDVI e umidade relativa apresentam variações opostas, observando-se valores mais baixos de NDVI para toda imagem obtida em dias com altos valores de umidade relativa.

As Figuras 9.13a e 9.13b apresentam as curvas do NDVI das duas áreas junto com os respectivos desvios padrões. Nelas pode ser observado a diminuição do desvio padrão com o tempo (aproximação das curvas vermelhas –curvas do desvio padrão – junto à curva azul – NDVI médio). Esta diminuição do desvio padrão ilustra a gradual homogeneização da superfície observada com o estabelecimento da seca. Desde o início da estação seca até o seu final, as diferentes comunidades vegetais vão atingindo o ponto de estresse hídrico de forma diferenciada, uma mais rápida ou lenta do que a

outra. Conforme o tempo passa, toda a vegetação atinge sua condição de estresse hídrico, e assim passa a refletir a radiação de modo mais uniforme. Como resultado, tem-se os valores de desvio padrão diminuindo junto com a diminuição dos valores do índice. As Figuras 9.14a e 9.14b apresentam as curvas do desvio padrão plotado isoladamente, onde pode-se ver claramente a sua redução com o tempo.

A fim de se observar mais claramente a evolução do índice NDVI para as duas áreas, foi plotado uma curva suavizada do índice, calculada através da média do índice para cada 9 dias (período orbital completo)(Figuras 9.15a 9.15b). Desta forma, procurou-se anular as oscilações devido a influências externas sobre o índice, obtendo-se um valor de NDVI mediado para as condições gerais de geometria de observação e atmosfera. Através da análise destas curvas, assim como das curvas das Figuras 9.11a e 9.11b, é observado que o dia juliano 165 (14 de junho) marca uma diminuição mais acentuada do índice. Esta data marca também o início da observação de focos de calor nas imagens, o que indica que a vegetação estaria entrando em seu estágio mais crítico, apresentando então condições propícias a queimar. Em ambas as áreas este patamar é marcado pelo valor de 0,25 do índice de vegetação.

A comparação entre as curvas mediadas do índice NDVI das duas áreas (figura 9.16) mostra a semelhança entre a evolução da condição da vegetação em cada área de estudo e a resposta do índice (que define o tipo de vegetação). Mais uma vez, tem-se a confirmação da igualdade dos dois Parques Nacionais.

As Figuras 9.17a e 9.17b mostram o índice NDVI de cada área plotado contra o número de focos de calor identificado em cada imagem. Da mesma forma que se observou uma relação entre as curvas de evolução temporal do índice e as curvas de ocorrência de focos de calor, nota-se também neste gráfico que o NDVI assume os valores mais baixos quando se tem focos de calor na imagens.

As Tabelas 9.7a e 9.7b mostram a estatística da relação entre o NDVI e a existência de focos de calor na imagem para os dois Parques. Os valores são assemelham bastante para as duas áreas, com o NDVI de 0,21 representando a média do índice para as imagens onde se observaram focos da calor, e 0,26 para as demais imagens em que não foram detectados focos.

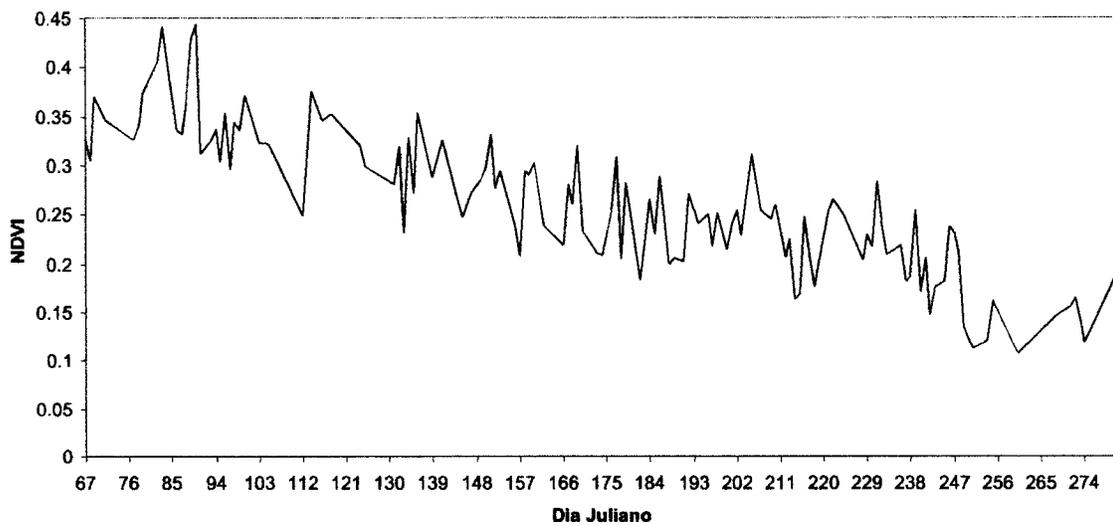


Figura 9.11a: Evolução temporal do índice NDVI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

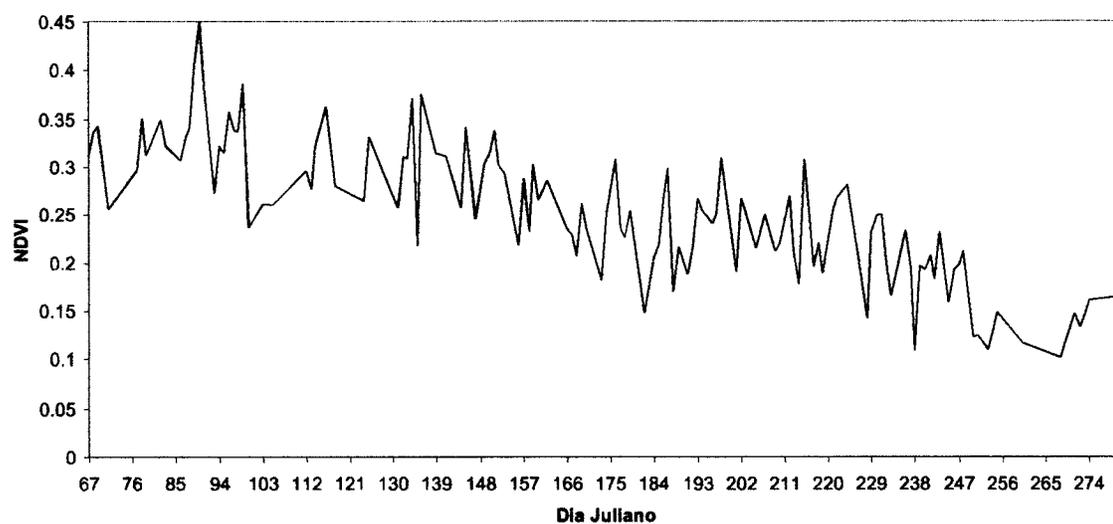


Figura 9.11b: Evolução temporal do índice NDVI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

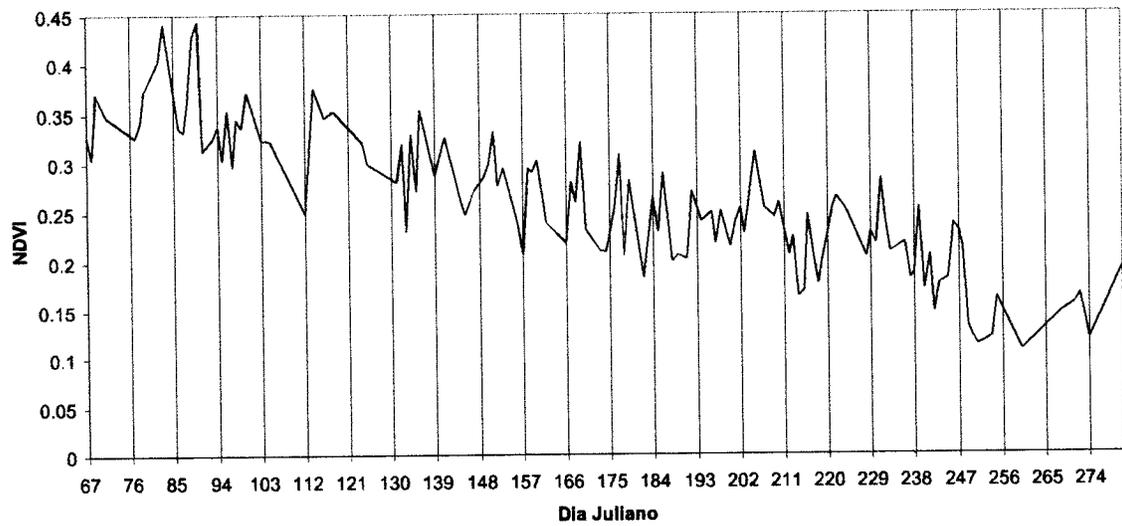


Figura 9.12a: Evolução temporal do índice NDVI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros; as linhas de grade verticais identificam o período orbital de 9 dias descrito pelo satélite NOAA-14.

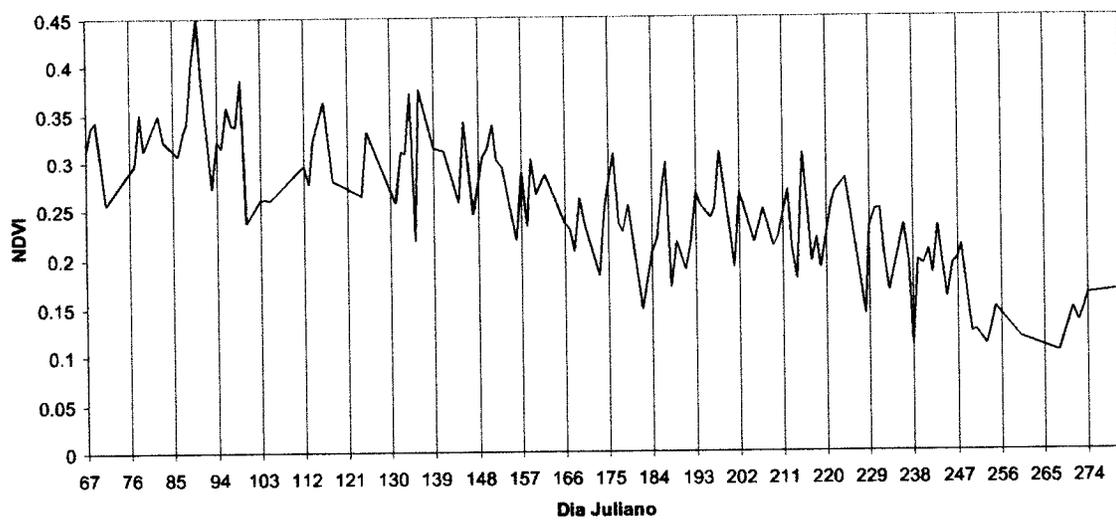


Figura 9.12b: Evolução temporal do índice NDVI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas; as linhas de grade verticais identificam o período orbital de 9 dias descrito pelo satélite NOAA-14.

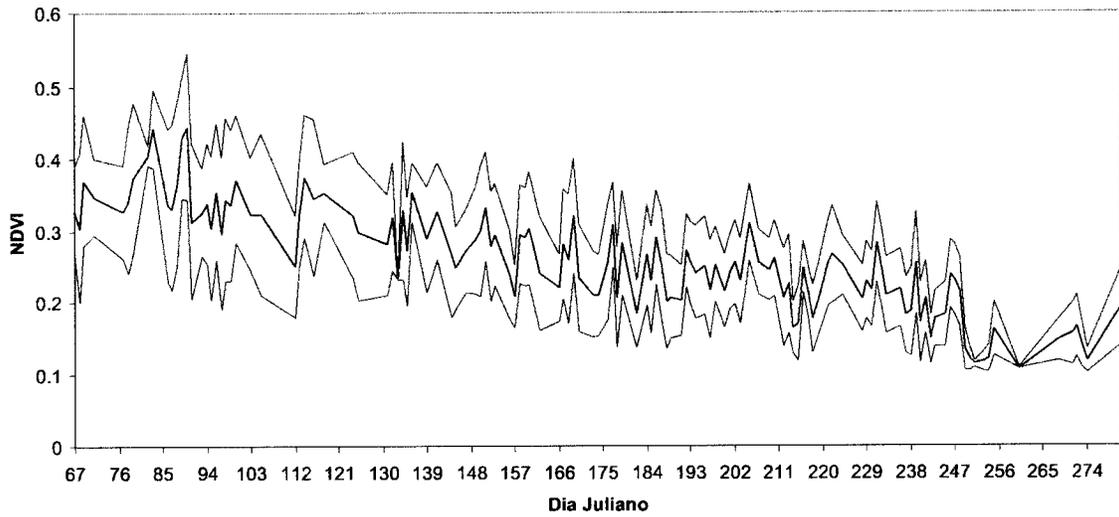


Figura 9.13a: Evolução temporal do índice NDVI (linha azul) e seu desvio padrão (linhas vermelhas) para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

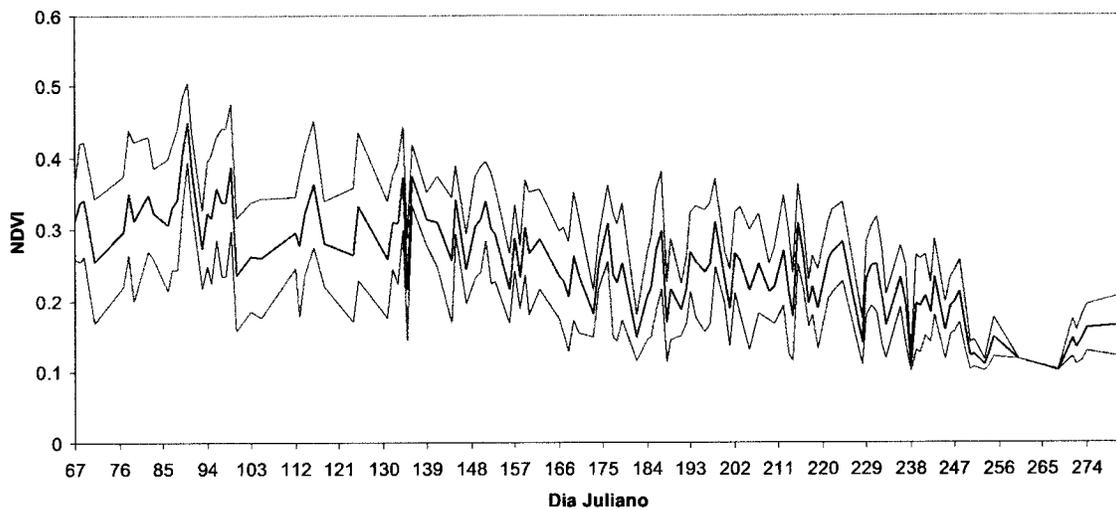


Figura 9.13b: Evolução temporal do índice NDVI (linha azul) e seu desvio padrão (linhas vermelhas) para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

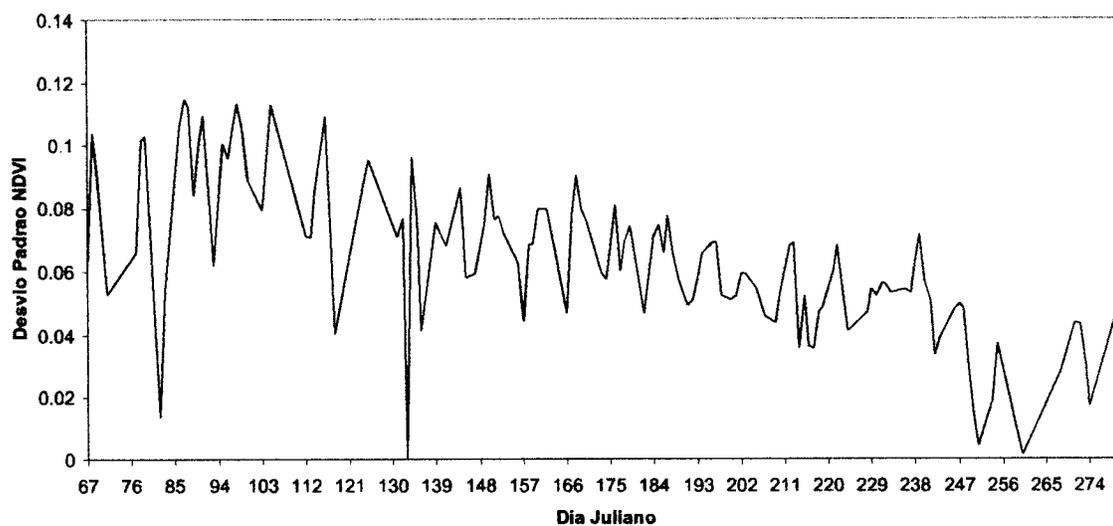


Figura 9.14a: Desvio padrão do índice NDVI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

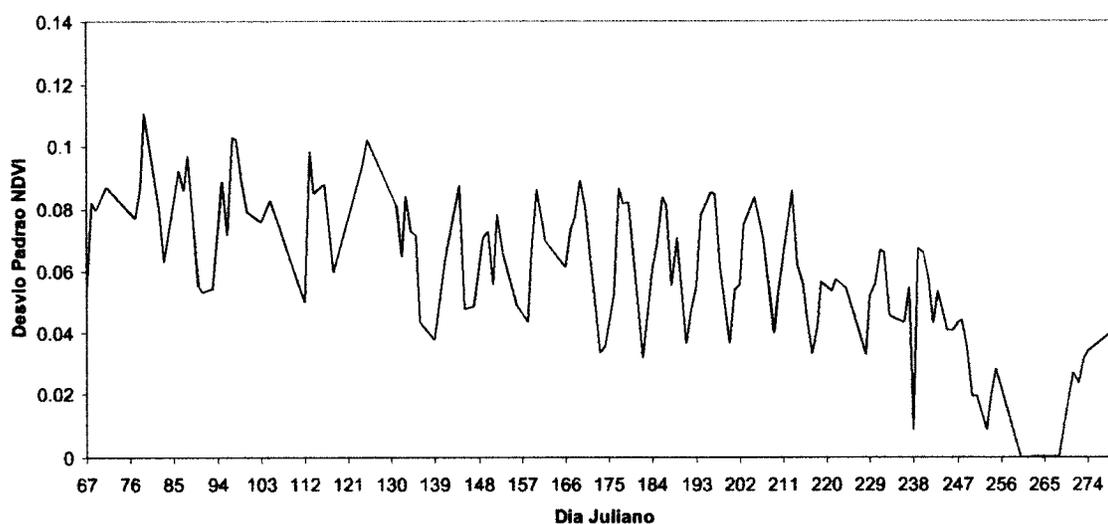


Figura 9.14b: Desvio padrão do índice NDVI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

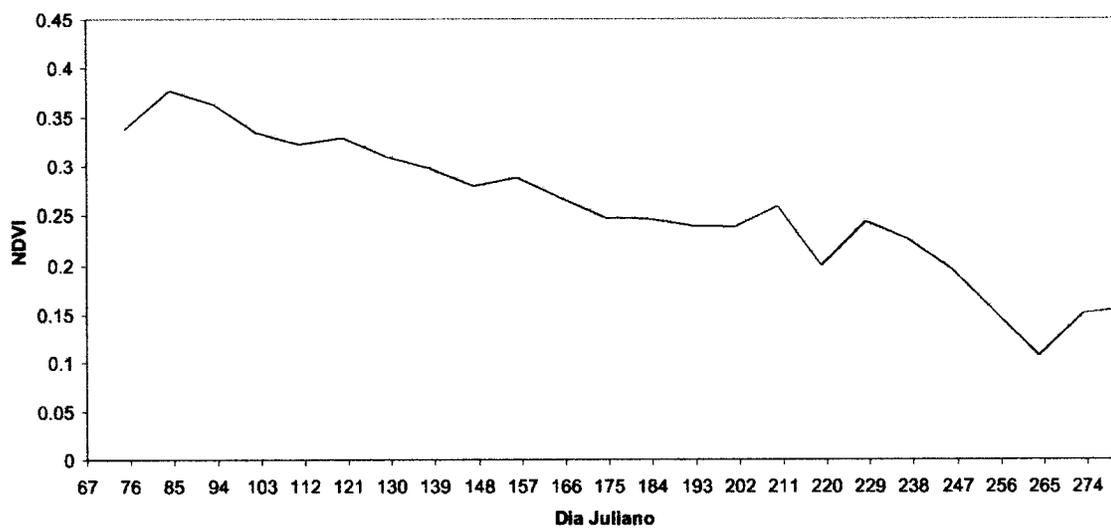


Figura 9.15a: NDVI médio para 9 órbitas consecutivas para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

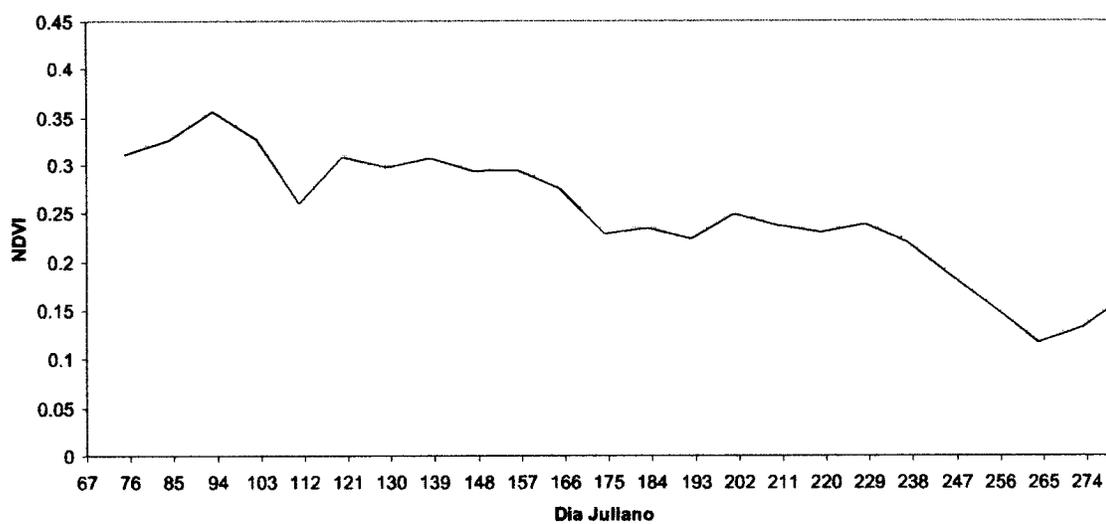


Figura 9.15b: NDVI médio para 9 órbitas consecutivas para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

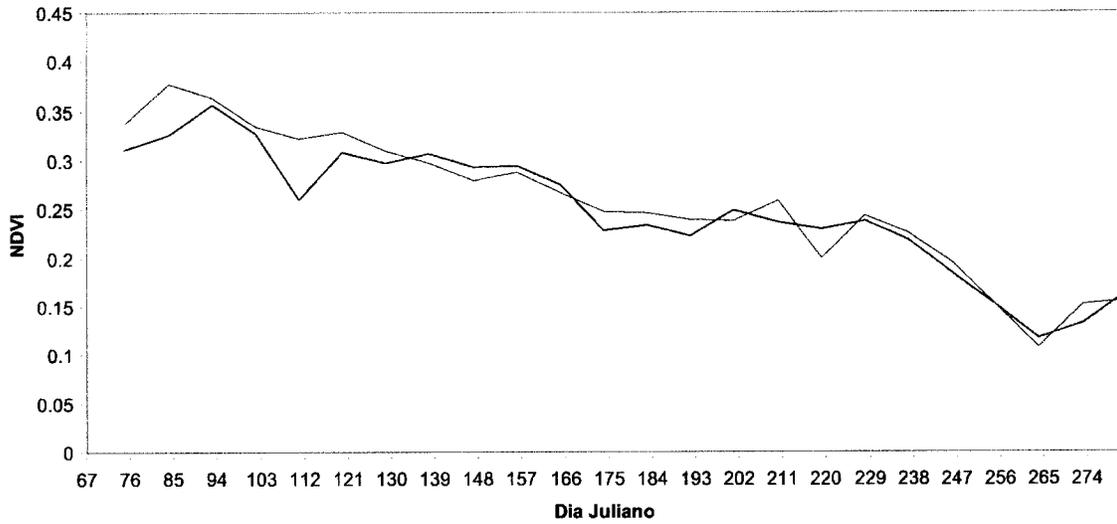


Figura 9.16: NDVI médio para 9 órbitas consecutivas para as áreas do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (linha vermelha) e de Grande Sertão Veredas (linha azul).

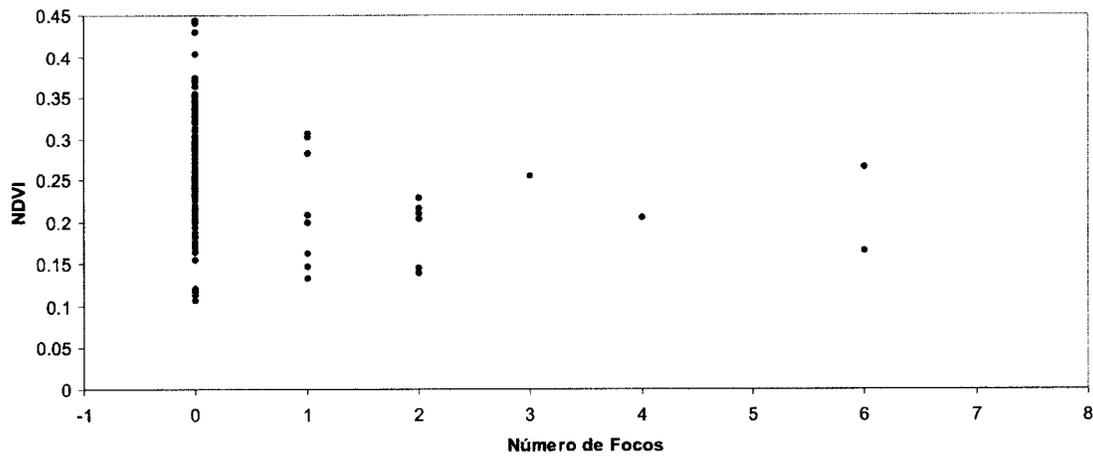


Figura 9.17a: Distribuição do NDVI contra os focos de calor para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

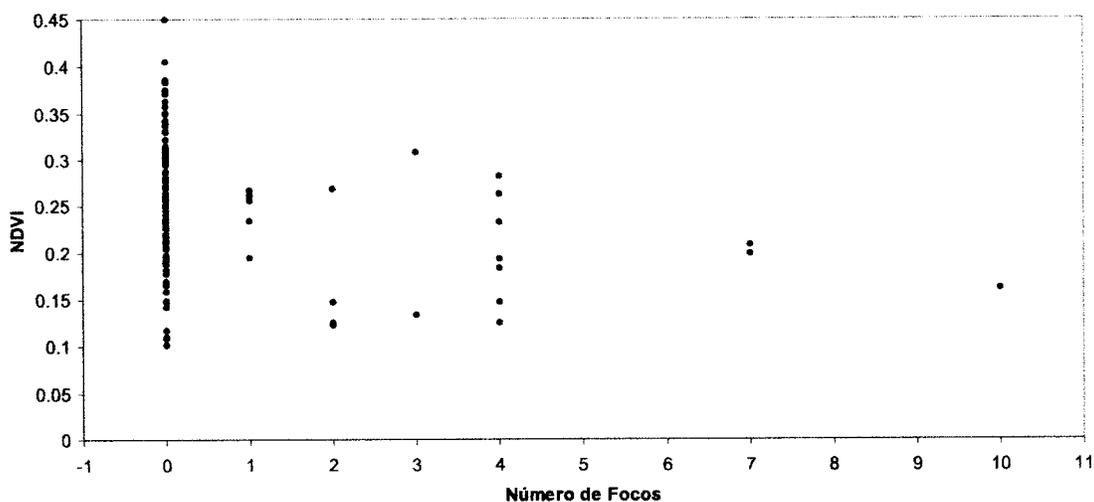


Figura 9.17b: Distribuição do NDVI contra os focos de calor para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

Tabela 9.7a: Estatística do NDVI observado no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros		
	Dias com foco de calor	Dias sem foco de calor
Média	0,213964	0,266021
Desvio Padrão	0,056372	0,072024

Tabela 9.7b: Estatística do NDVI observado no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

Parque Nacional de Grande Sertão Veredas		
	Dias com foco de calor	Dias sem foco de calor
Média	0,210842	0,260441
Desvio Padrão	0,058797	0,069949

A curva temporal do índice de vegetação GEMI é mostrada nas Figuras 9.18a e 9.18b para os parques nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas, respectivamente. Assim como as curvas do índice NDVI, os valores plotados do índice GEMI equivalem à média calculada para a área de cada Parque (aproximadamente 20x30 píxeis). O índice evolui gradativamente para os valores menores, respondendo ao estabelecimento das condições de seca na região. Apesar de sua curva apresentar uma inclinação menos acentuada do que o NDVI, este índice também se mostra bastante sensível às modificações que ocorrem na vegetação. O índice decresce mais rapidamente até aproximadamente o dia juliano 165 (14 de junho), data em que se inicia a detecção de focos de calor nas imagens. A partir desta data, a redução nos valores do índice continua, porém de forma mais tênue até atingir seu mínimo absoluto no dia juliano 265 (22 de setembro). Isto confirma que o dia juliano 165 marcou o momento a partir do qual a vegetação se encontrava em condição de estresse hídrico, passível de queimar.

As oscilações presentes na curva do índice GEMI parecem mais regulares do que aquelas observadas para o índice NDVI. Ao se plotar as curvas do índice GEMI, agora com as linhas de grade verticais correspondentes ao intervalo de 9 dias do período orbital do satélite NOAA-14 (Figuras 9.19a e 9.19b), percebe-se que seus máximos e mínimos são sistemáticos. A cada intervalo entre grades é observado a existência de um máximo e um mínimo. Isto evidencia que as variações do índice GEMI são fundamentalmente devido à influência da geometria de observação, com desvios menos significativos de seus valores decorrentes das variações atmosféricas. Nas figuras, percebe-se que os máximos do índice GEMI a cada período de 9 dias coincidem inicialmente com as linhas de grade verticais, deslocando-se lentamente com a decorrer do tempo para a esquerda de cada intervalo. Isto pode estar relacionado à mudança da posição solar no horizonte com o decorrer do ano, fazendo com que as áreas de maior e menor reflexão solar (espalhamento de retorno e de propagação) variem sua posição com o tempo. Com isso, o máximo de reflexão solar sobre a região de estudo varia seu horário, podendo acontecer mais tarde ou mais cedo, como exemplo, aparecendo em um dado mês na imagem das 18:00 UTC, e em um outro momento do ano na imagem das 18:30UTC que cobre a região.

As Figuras 9.20a e 9.20b apresentam as curvas do GEMI das duas áreas junto com os respectivos desvios padrões. Da mesma forma que para o índice NDVI, pode ser observado a diminuição do desvio padrão do índice GEMI com o tempo. A mesma explicação para a diminuição do desvio padrão do índice NDVI se aplica ao GEMI, havendo uma redução gradual de seus valores para as duas áreas de estudo em função da maior homogeneidade da superfície com o estabelecimento das condições de seca. As Figuras 9.21a e 9.21b apresentam as curvas do desvio padrão plotado sozinho, onde pode-se ver claramente a sua redução com o tempo.

As Figuras 9.22a e 9.22b ilustram a curva suavizada do índice GEMI correspondente a média dos 9 dias referentes ao período orbital. Estas curvas mostram que a sensibilidade do índice GEMI à precipitação é maior do que o índice NDVI. Após a ocorrência de chuvas em cada uma das áreas (ver Figuras 9.5a e 9.5b), é notada a resposta do índice (um aumento em seu valor) após aproximadamente 10-15 dias. Isto representa um tempo de resposta condizente com o que é observado nestas áreas de Cerrado. Enquanto o índice NDVI mostra alguma sensibilidade à ocorrência de chuvas na área do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas, o mesmo não acontece na outra área. No Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, o NDVI só responde adequadamente às chuvas que ocorreram ao final da estação seca, não mostrando sinais de resposta às chuvas que ocorreram até meados de maio. Através da análise destas curvas, assim como das curvas das Figuras 9.11a e 9.11b, é observado que o índice GEMI decresce mais rapidamente até o dia juliano 165, a partir de onde sua redução é mais lenta. A linha que delimita este estado de vegetação mais estressada corresponde ao valor de 0,42 do índice GEMI.

A comparação entre as curvas mediadas do índice GEMI para as duas áreas (Figura 9.23) mostra mais uma vez a semelhança entre a evolução da condição da vegetação em cada área de estudo e a resposta do índice.

As Figuras 9.24a e 9.24b apresentam o índice GEMI de cada área plotado contra o número de focos de calor identificados em cada imagem. O gráfico mostra uma clara distinção entre os valores do índice observados para o período em que não foram detectados focos de calor e aqueles outros que ocorreram junto com os focos de calor.

As Tabelas 9.8a e 9.8b mostram a estatística da relação entre o GEMI e a existência de focos de calor na imagem para os dois Parques. Os valores se assemelham bastante para as duas áreas, com o valor do índice GEMI de 0,40 representando a média do índice para as imagens onde se observaram focos da calor, e 0,43 para as demais imagens em que não foram detectados focos.

Tabela 9.8a: Estatística do GEMI observado no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros		
	Dias com foco de calor	Dias sem foco de calor
Média	0,402522	0,428634
Desvio Padrão	0,018493	0,039361

Tabela 9.8b: Estatística do GEMI observado no Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

Parque Nacional de Grande Sertão Veredas		
	Dias com foco de calor	Dias sem foco de calor
Média	0,405588	0,434157
Desvio Padrão	0,022193	0,04033

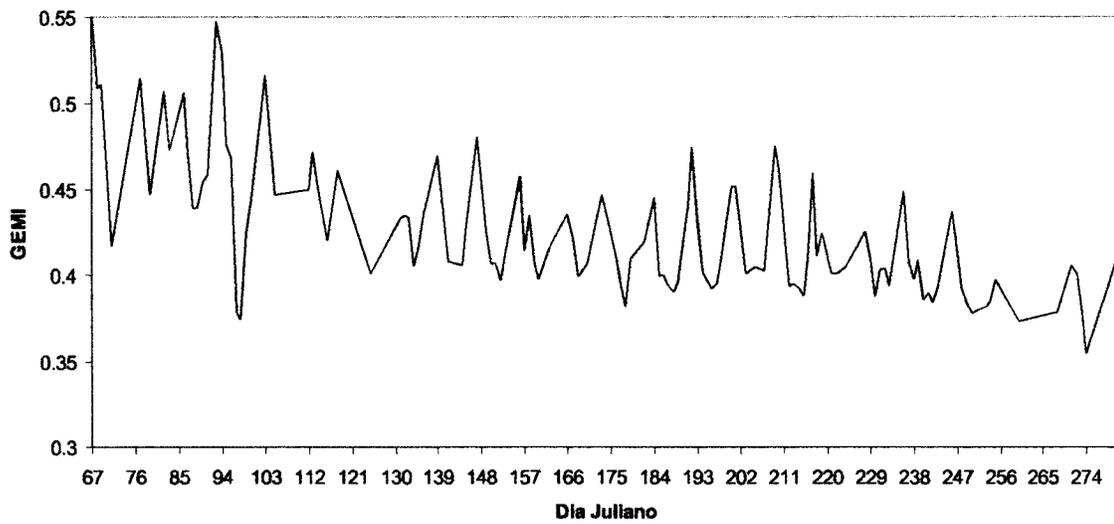


Figura 9.18a: Evolução temporal do índice GEMI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

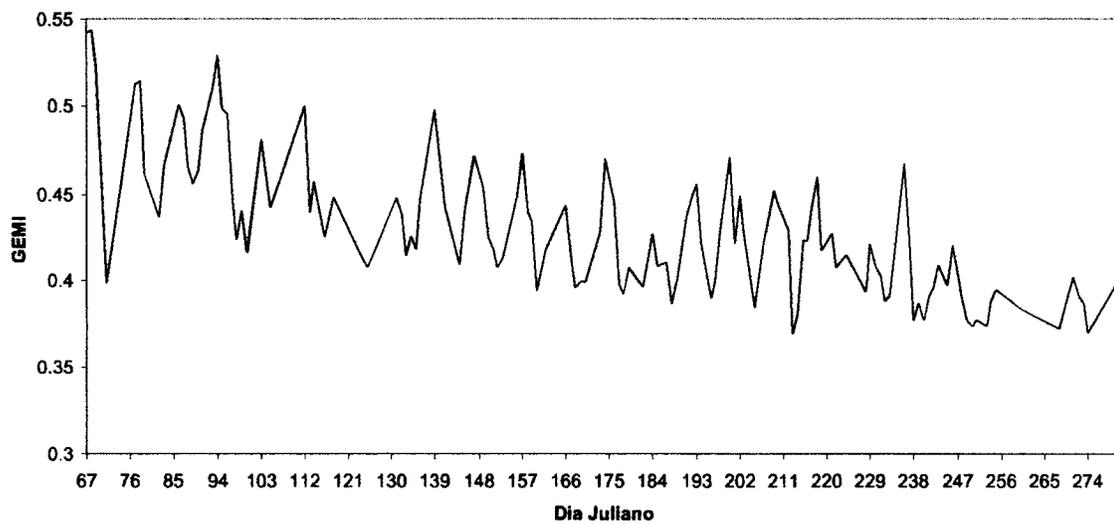


Figura 9.18b: Evolução temporal do índice GEMI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

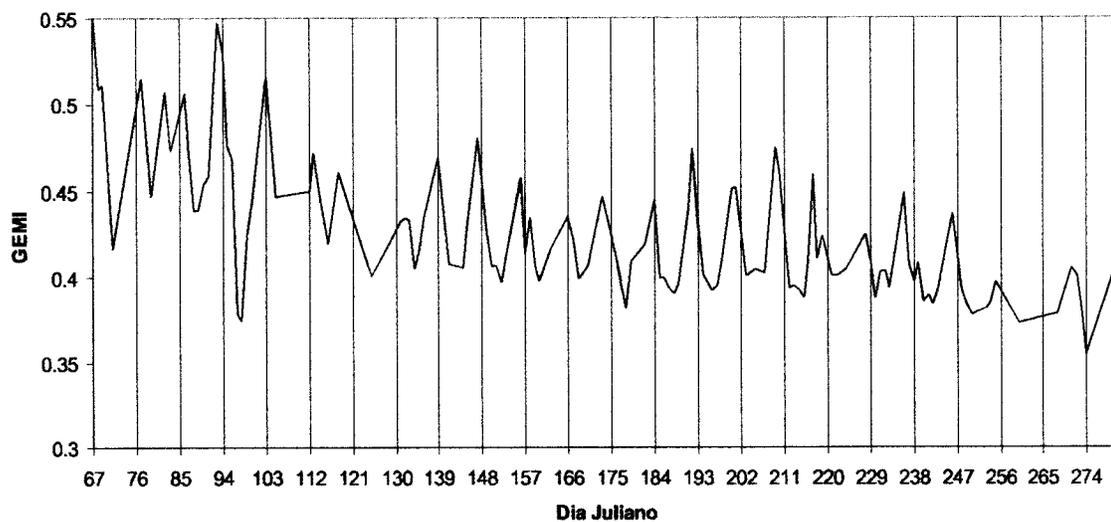


Figura 9.19a: Evolução temporal do índice GEMI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros; as linhas de grade verticais identificam o período orbital de 9 dias descrito pelo satélite NOAA-14.

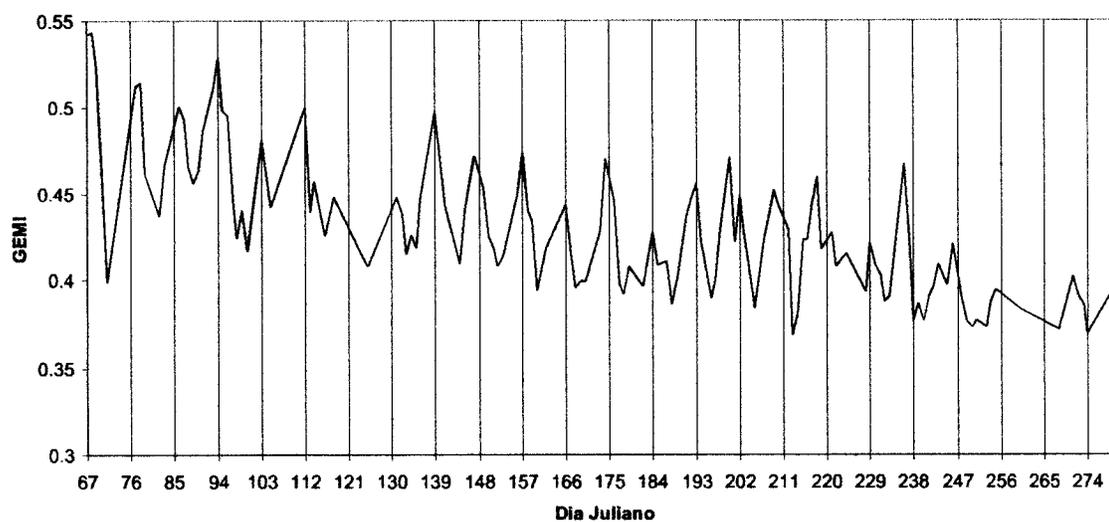


Figura 9.19b: Evolução temporal do índice GEMI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas; as linhas de grade verticais identificam o período orbital de 9 dias descrito pelo satélite NOAA-14.

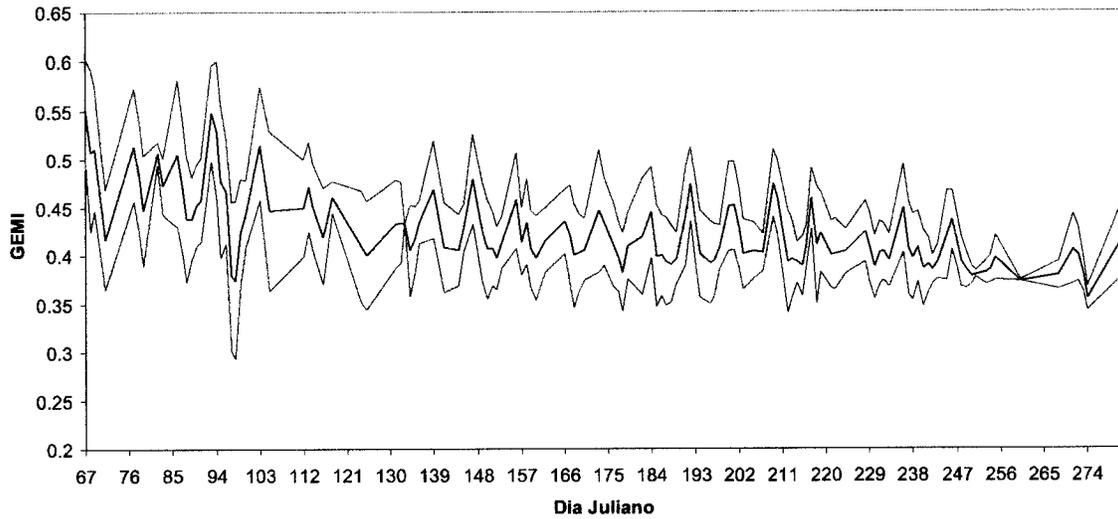


Figura 9.20a: Evolução temporal do índice GEMI (linha azul) e seu desvio padrão (linhas vermelhas) para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

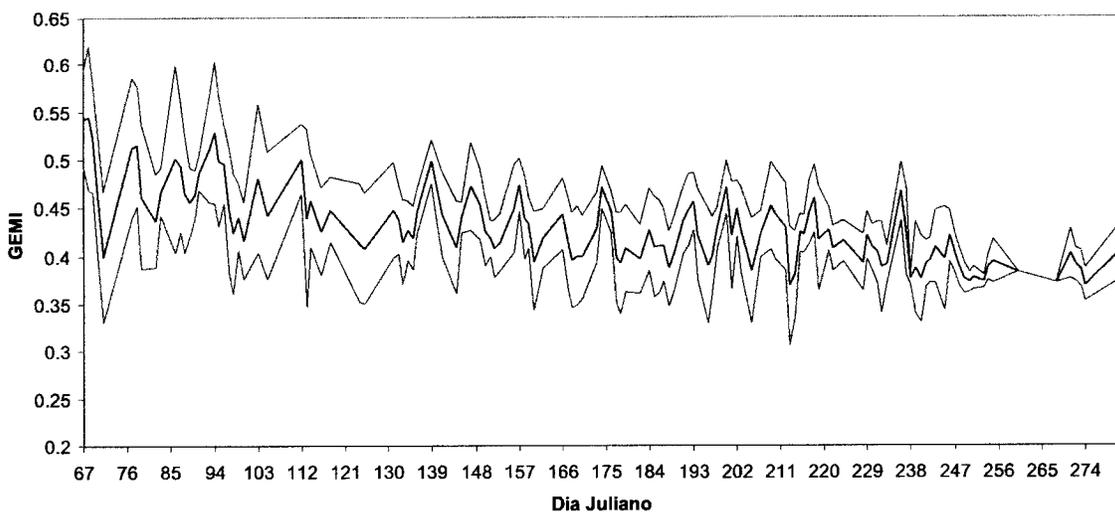


Figura 9.20b: Evolução temporal do índice GEMI (linha azul) e seu desvio padrão (linhas vermelhas) para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

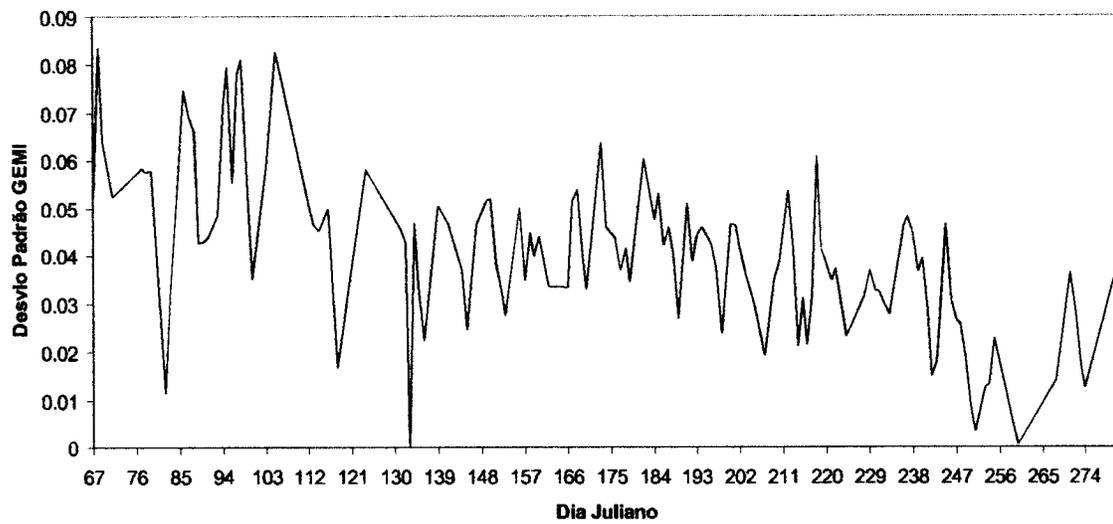


Figura 9.21a: Desvio padrão do índice GEMI para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

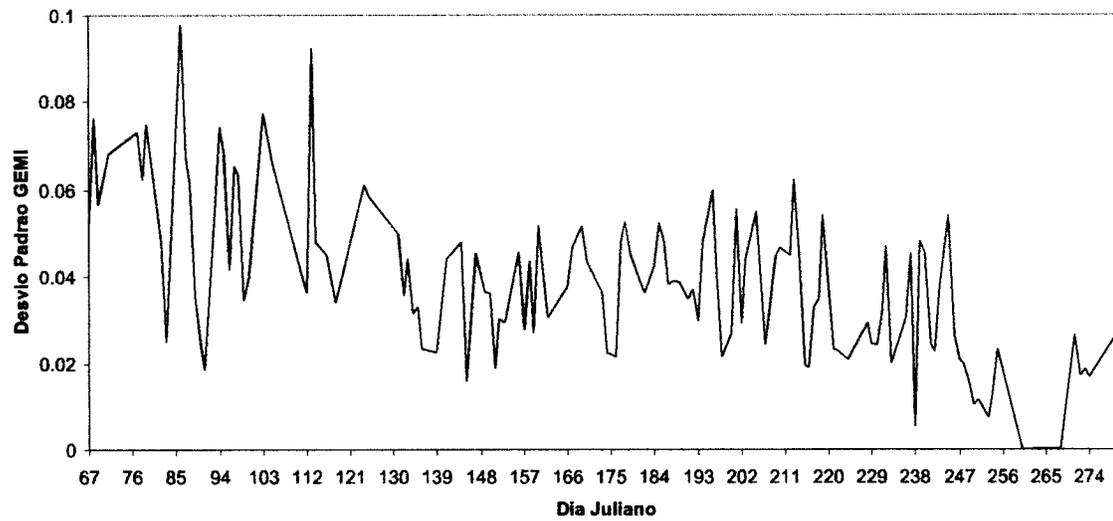


Figura 9.21b: Desvio padrão do índice GEMI para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

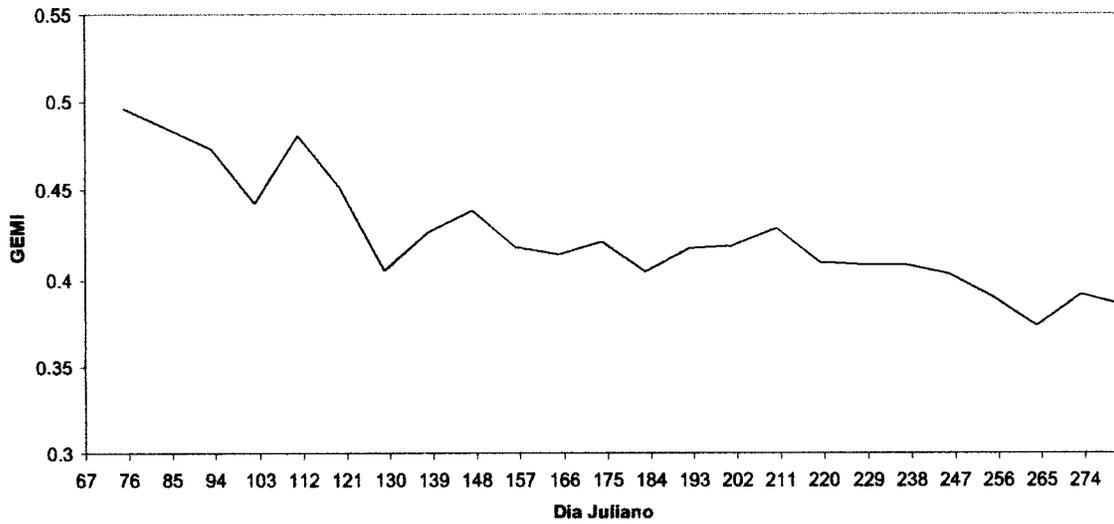


Figura 9.22a: GEMI médio para 9 órbitas consecutivas para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

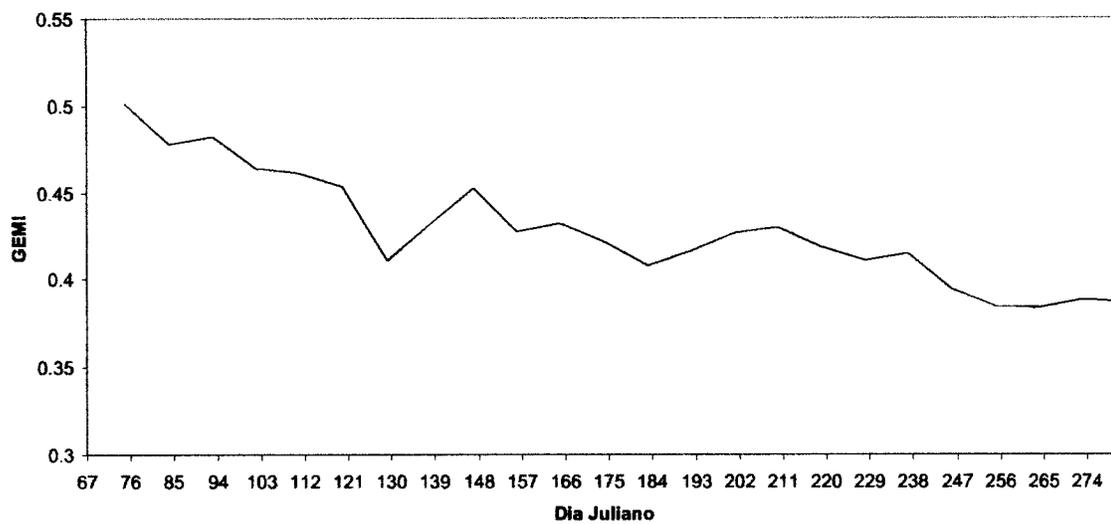


Figura 9.22b: GEMI médio para 9 órbitas consecutivas para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

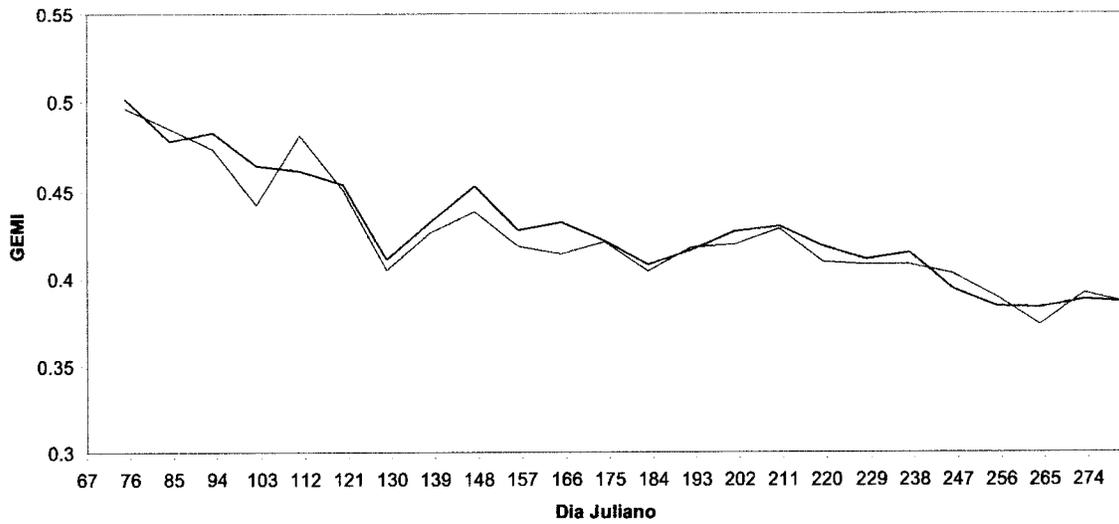


Figura 9.23: GEMI médio para 9 órbitas consecutivas para as áreas do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (linha vermelha) e de Grande Sertão Veredas (linha azul).

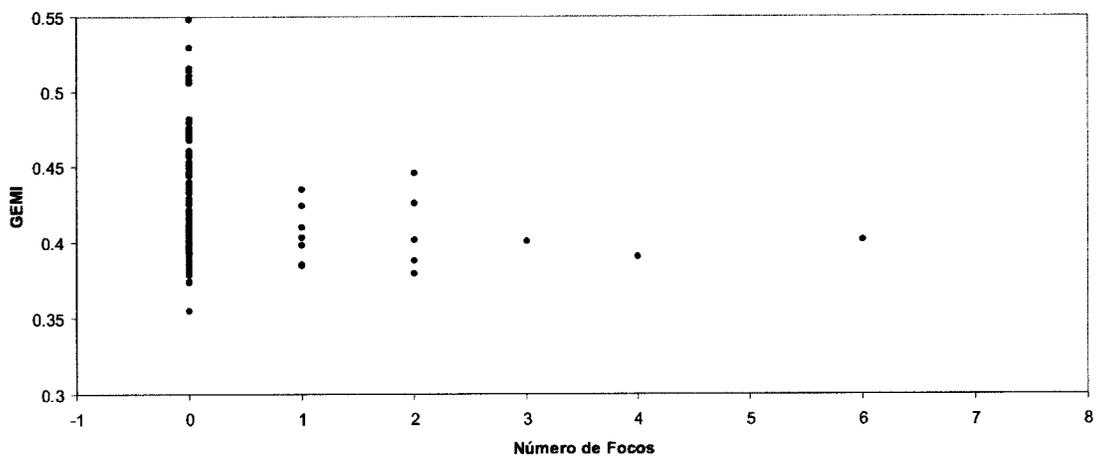


Figura 9.24a: Distribuição do GEMI contra os focos de calor para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

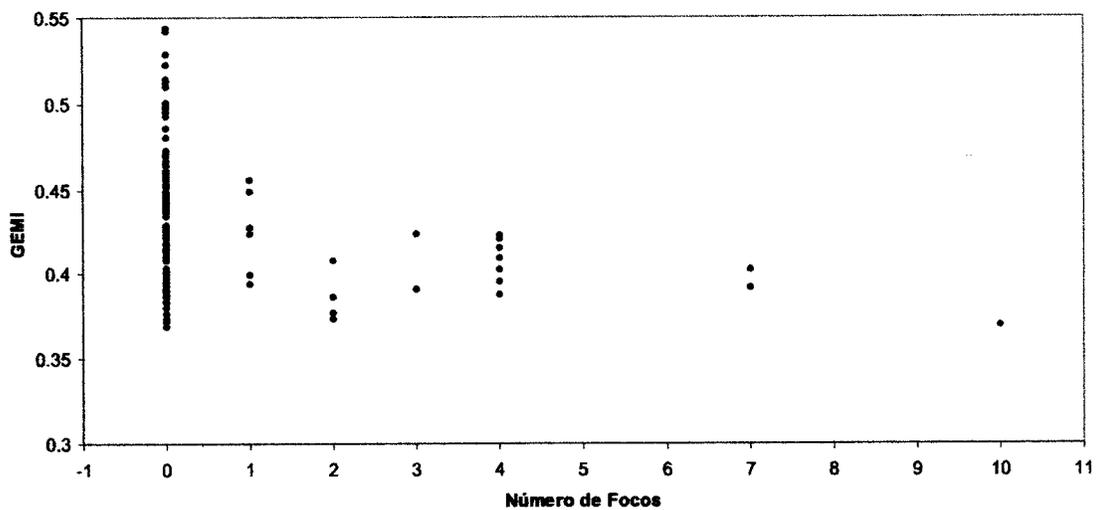


Figura 9.24b: Distribuição do GEMI contra os focos de calor para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

CAPÍTULO X

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Uma série de 129 imagens vespertinas AVHRR/NOAA-14, que recobriram os parques nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG), foram utilizadas junto com dados de estações meteorológicas de superfície representativas desses dois parques para o período de março a outubro de 1999 – período completo da estação seca nessa região – visando a identificação de padrões climatológicos relacionados à ocorrência de fogo em vegetação de cerrado. Os resultados mostraram que é possível separar condições distintas do ambiente para as datas em que foram observados focos de calor nas imagens de satélite através da análise das variáveis atmosféricas e do estado da cobertura vegetal pelo uso de índices de vegetação.

Foi estudado o papel da vegetação, o material combustível, para a ocorrência de incêndios através do emprego dos índices de vegetação NDVI e GEMI às imagens AVHRR/NOAA-14, e do ar, o comburente, através das variáveis meteorológicas temperatura, umidade relativa e vento, obtidas a partir de estações meteorológicas de superfície.

No tocante ao material combustível, a análise dos índices de vegetação mostrou que é possível distinguir com bastante clareza o momento a partir do qual a vegetação encontra-se em situação de estresse hídrico, favorável à ocorrência de incêndios. Os dois parques nacionais estudados, que possuem tipos de vegetação bastante semelhantes (confirmado através dos valores observados dos índices para as duas áreas), tiveram o início da ocorrência de focos de calor detectados nas imagens em datas muito próximas. Esse início das ocorrências de incêndios nas duas áreas aconteceu aproximadamente 40 dias após as últimas chuvas registradas no começo do mês de maio, resultando em um tempo de resposta da vegetação condizente com o encontrado no cerrado. Os resultados obtidos com os índices de vegetação mostraram que é possível monitorar o material

combustível satisfatoriamente, mesmo sem tratamentos do sinal do radiômetro para a correção da contaminação atmosférica ou dos efeitos de geometria de observação, que aumentam significativamente o gasto computacional do processamento das imagens e a complexidade da operação.

Os desempenhos das duas metodologias de detecção de focos de calor através de dados AVHRR/NOAA-14 mostraram-se bastante distintos. No caso da técnica do limite simples de saturação do canal 3, observou-se que a contaminação do sinal desse canal, sobretudo pela influência da radiação solar presente na cena, pode fazer com que haja uma sobreamostragem significativa dos focos de calor identificados nas imagens. A presença de certos tipos de nuvens induzindo a reflexão especular da radiação solar em seus topos, assim como o indicativo da presença de superfícies aquecidas no píxel, resultaram na saturação do canal 3 do AVHRR fazendo com que um número maior de píxeis fossem erroneamente rotulados como focos de calor. Por outro lado, a técnica multiespectral de detecção de focos de calor, baseada nos canais 1, 3, 4 e 5 do radiômetro AVHRR, mostrou ser capaz de cancelar em grande parte os efeitos de contaminação observados com a outra metodologia. No entanto, alguns de seus testes podem exigir ajustes regionais, a fim de se adequar às características específicas do ambiente. De todos os testes aplicados, o limite do albedo do canal 1 parece estar mais sujeito a produzir erros de interpretação do píxel, sobretudo devido à presença de nebulosidade associada à fumaça produzida pelo fogo, fazendo com que o albedo nesse canal aumente e o píxel seja rotulado como não sendo um foco de calor. Comparativamente ao canal 3, no entanto, poucas vezes os testes da técnica multiespectral sugeriram resultar em erros de interpretação da informação contida no píxel. Infelizmente, a indisponibilidade de uma validação mais eficaz impediu que um quadro mais elucidativo fosse estabelecido a respeito dos resultados obtidos a partir dessas duas técnicas de monitoramento de focos de calor.

A análise dos dados meteorológicos das estações de superfície mostraram que as variáveis temperatura e umidade relativa representam papel fundamental para a ocorrência de incêndios em áreas de cerrado. Observaram-se limites razoavelmente bem definidos, separando os valores dessas duas variáveis para situações com e sem focos de calor detectados nas imagens. Da mesma forma, a observação de valores máximos de temperatura junto com os valores mínimos de umidade relativa sugere que essas duas

variáveis colaboram similarmente para a ocorrência de incêndios. Com a variável vento, por outro lado, não foi possível determinar um valor típico associado à ocorrência de incêndios nas duas áreas. No entanto, essa componente deve ser cuidadosamente avaliada no monitoramento de situações críticas, considerando a importância que pode apresentar para o alastramento das chamas de um incêndio.

As duas áreas de estudo apresentaram comportamentos muito similares, mostrando ser possível estender a aplicação desta metodologia de monitoramento para áreas mais amplas. Assim, áreas relativamente homogêneas podem ser trabalhadas como um todo. Ainda, os resultados mostraram também ser possível alcançar uma performance bastante satisfatória no monitoramento do risco de incêndio a partir da utilização de dados de fácil obtenção (como é o caso das variáveis de estações meteorológicas de superfície: temperatura, umidade relativa e vento), e da aplicação de procedimentos relativamente simples para determinação do estado da vegetação (como é o caso dos índices de vegetação).

A fim de dar continuidade a este estudo, estendendo os limites espacial e temporal utilizados, são feitas, a seguir, algumas recomendações sobre pontos que se mostraram importantes. No tocante aos dados meteorológicos de superfície, foi possível constatar a importância de se terem estações meteorológicas localizadas nas áreas dos parques fornecendo dados mais representativos de cada localidade. Havendo essa disponibilidade, variáveis como o vento superficial, que apresentam uma maior variabilidade tanto espacial quanto temporal, poderiam ser melhor estudadas e seus efeitos sobre a propagação do fogo melhor conhecidos. Da mesma forma, de posse de bancos de dados meteorológicos mais bem consistidos, torna-se possível incrementar as análises das diversas variáveis meteorológicas através de testes de sensibilidade das variáveis isoladas ou de combinações entre elas. Como resultado, o desenvolvimento de um índice de risco torna-se algo factível. Quanto aos dados sobre o estado da vegetação e focos de calor derivados das imagens do sensor AVHRR, o aumento da série temporal e espacial exige algumas considerações preliminares. Para o incremento temporal, faz-se necessária a normalização dos índices de vegetação, a fim de eliminar as variações observadas sobre seus valores, que não estão relacionadas a mudanças reais na vegetação. Dentre os elementos causadores dessas variações, pode-se citar: (i) diferenças causadas pelo uso de dados de sensores semelhantes, porém não idênticos,

pertencentes a uma mesma série de satélites (como é o caso do sensor AVHRR presente na série de satélites polares NOAA); (ii) variações na órbita de um mesmo satélite ao longo de sua vida útil (por exemplo, atraso observado de 15 minutos/ano em média no horário de cruzamento do Equador do satélite NOAA-14 resultando em horários diferentes de aquisição das imagens ao longo do tempo); (iii) anisotropia da superfície; (iv) variações na composição/estado da atmosfera entre anos distintos; entre outros. Já para o incremento espacial da amostra, fazem-se necessários alguns cuidados a fim de que elementos contaminantes não tornem a análise dos dados mais difícil. Esses problemas podem se dar devido ao fato de que, com a expansão da área de estudo além dos limites das áreas protegidas dos parques, nem todos os focos de calor estarão associados a incêndios, ou seja, a fogo fora de controle. Quando se trabalha com áreas onde são encontradas diferentes formas de uso do solo, deve-se esperar que ocorram fogos induzidos associados a condições meteorológicas nem sempre ideais, leia-se críticas, como ocorre durante os incêndios em vegetação. No monitoramento operacional do fogo, são reportados diversos casos em que os satélites detectam focos de calor associados a fogo em serrarias, carvoarias e lixões, onde a quantidade de material combustível aglomerado e a forma como o fogo é induzido permite que esses focos permaneçam ativos mesmo sob condições meteorológicas desfavoráveis. Assim, sem a eliminação desses focos da amostra total, pode-se ter como resultado pontos destoantes do comportamento previsto, prejudicando a análise final. Uma alternativa a esse obstáculo seria o uso de sistemas de informação geográfica, que permitiria o emprego dos dados limitando-os a áreas menos antropizadas por meio de inspeção das bases cartográficas disponíveis (por exemplo: bases municipais, malha viária, cobertura vegetal, entre outros).

Finalmente, espera-se que esta pesquisa venha a contribuir com o estabelecimento de uma metodologia de monitoramento de áreas de elevado interesse ecológico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Achard, F., Blasco, F., 1990, "Analysis of Vegetation Seasonal Evolution and Mapping of Forest Cover in West Africa with the use of NOAA-AVHRR-HRPT Data", *Photogrametric Engineering and Remote Sensing*, v. 56, n. 10, pp.1359-1365.
- Ackerman, T. P., Toon, O. B., 1981, "Absorption of Visible Radiation in Atmosphere Containing Mixtures of Absorbing and Non-Absorbing Particles", *Applied Optim.*, 20, pp. 3661-3667.
- Ahern, F., Grégoire, J-M., Justice, C., 2000, *Forest Fire Monitoring and Mapping: A Component of Global Observation of Forest Cover*. European Commission - Joint Research Centre, pp. 256.
- Alonso, F. G., Roque, J. L. C., 1994, "Application of NOAA-AVHRR Images to the Study of Forest Fires in Spain". In: *International Workshop on Satellite Technology and GIS for Mediterranean Forest Mapping and Fire Management*, pp. 53-58, Thessaloniki, Nov.
- Belward, A. S., Grégoire, J-M., D'Souza, G., et al., 1993, "In-Situ, Real-Time Fire Detection Using NOAA/AVHRR Data". In: *Proceedings of the 6th AVHRR Data User's Meeting*, pp. 333-339, Belgirate-Italy, Jul.
- Benedetti, R., Rossini, P., Maddei, R., 1994, "Vegetation Classification in the Middle Mediterranean Area by Satellite Data", *International Journal of Remote Sensing*, v. 15, n. 3, pp. 583-596.
- Brest, C. L., Rossow, W. B., 1992, "Radiometric Calibration and Monitoring of NOAA AVHRR Data for ISCCP", *International Journal of Remote Sensing*, 13, pp. 235-273.

- Brunel, P., Derrien, M., Legleau, H., et al., 1991, "Routine Mapping of Vegetation Index with the AVHRR of NOAA-11". In: *Proceedings of the 5th International Colloquium Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, pp. 61-64, Courchevel, France, Jan.
- Brustet, J. M., Vickos, J. B., Fontan, J., et al., 1991a, "Remote Sensing of Biomass Burning in West Africa with NOAA-AVHRR". In: Levine, J. S. (ed), *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*, MIT, Cambridge University Press, pp. 47-52.
- Brustet, J. M., Vickos, J. B., Fontan., J., et al., 1991b: "Characterization of Active Fires in West African Savannas by Analysis of Satellite Data: Landsat Thematic Mapper". In: Levine, J. S. (ed), *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*, MIT, Cambridge University Press, pp. 53-60.
- Carlson, T. N., Ripley, D. A., 1997, "On the Relation between NDVI, Fractional Vegetation Cover, and Leaf Area Index", *Remote Sensing of Environment*, 62, pp. 241-252.
- Caselles, V., Delegido, J., Hurrado, E., et al., 1991, "Maximum Evapotranspiration Monitoring over La Mancha, Spain, Using NOAA-AVHRR Data". In: *Proceedings of the 5th International Colloquium Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, pp. 561-564, Courchevel, France, Jan.
- Coutinho, L. M., 1990, "Fire in the Ecology of the Brazilian Cerrado". In: Goldamer, J. G. (ed), *Fire in the Tropical Biota - Ecosystem Processes and Global Challenges*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 81-105.
- Chandler, C., Cheney, P., Thomas, P., et al., 1983, *Fire in Forestry*, v. 1, New York, John Wiley.
- Christopher, S. A., Kliche, D. V., Chou, J., et al., 1996, "First Estimates of the Radiative Forcing of Aerosols Generated from Biomass Burning Using Satellite Data", *Journal of Geophysical Research*, 101, pp. 21.265-21.273.

- Climanálise, 1996, *Boletim de Monitoramento e Análise Climática - Edição Especial Comemorativa de 10 Anos*. Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo.
- Coll, C., Sobrino, J. A., Caselles, V., 1991, “A Split-Window Method for Obtaining Crop Temperatures”. In: *Proceedings of the 5th International Colloquium Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, pp. 81-84, Courchevel, France, Jan.
- Dalu, G., 1986, “Satellite Remote Sensing of Atmospheric Water Vapour”, *International Journal of Remote Sensing*, v. 7, n. 9, pp.1089-1097.
- Davison, G. J., 1984, “Ground Control Pointing and Geometric Transformation of Satellite Imagery”. In: *Proceedings of a Remote Sensing Workshop*, pp. 45-59, Published by the Dep. of Geography, University of Nottingham.
- De Haan, J. F., Dolman, V. L., Hovenier, J. W., 1991, “Atmospheric Correction of Satellite Borne Imagery Investigated by Means of a Sensitivity Analysis of the Entire Remote Sensing Process”. In: *Proceedings of the 5th International Colloquium Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, pp. 41-44, Courchevel, France, Jan.
- Derrien, M., Enger, F., Farki, B., et al., 1993, “Vegetation Description with NOAA-11/AVHRR”. In: *Proceedings of the 6th AVHRR Data User's Meeting*, pp. 101-108, Belgirate-Italy, Jul.
- Di, L., Rundquist, D. C., Han, L., 1994, “Modelling Relationships Between NDVI and Precipitation During Vegetative Growth Cycles”, *International Journal of Remote Sensing*, v. 15, n. 10, pp. 2121-2136.
- Eck, T. F., Holben, B. N., Slutsker, I., et al., 1998, “Measurements of Irradiance Attenuation and Estimation of Aerosol Single Scattering Albedo for Biomass

- Burning Aerosols in Amazonia”, *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D24, pp. 31.865-31.878.
- Eklundh, L., 1998, “Estimating Relations Between AVHRR NDVI and Rainfall in the East Africa at 10-day and Monthly the Scales”, *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, n. 3, pp. 563-568.
- Elvidge, C. D., Nelson, I., Hobson, V. R., et al., 2000, “Detection of Fires at Night Using DMSP-OLS Data”. In: Ahern, F., Grégoire, J-M., Justice, C. (eds), *Forest Fire Monitoring and Mapping: A Component of Global Observation of Forest Cover*. European Commission - Joint Research Centre, pp. 136-138.
- Faizoun, A., Dedieu, G., 1993, “Atmospheric Effects on NOAA/AVHRR Shortwave Measurements: Sensitivity Study and use of Atmospheric Climatologies to Correct AVHRR Time Series”. In: *Proceedings of the 6th AVHRR Data User's Meeting*, pp. 161-168, Belgirate-Italy, Jul.
- Flasse, S. P., 1993, *Extracting Quantitative Information from Satellite Data: Empirical and Physical Approaches*. Ph.D. dissertation, CEC-JRC-IRSA, Italy.
- Flasse, S. P., Verstraete, M. M., Meyer, D. J., 1993, “Inverting a Bidirectional Reflectance Model to Remove Directional Effects in AVHRR Data”. In: *Proceedings of the 6th AVHRR Data User's Meeting*, pp. 79-85, Belgirate-Italy, Jul.
- Fleagle, R. G., Businger, J. A., 1980, *An Introduction to Atmospheric Physics*. 2 ed., Academic Press.
- França, G. B., Cracknell, A. P., 1994, “Retrieval of Land and Sea Surface Temperature Using NOAA-11 AVHRR Data in North-Eastern Brazil”, *International Journal of Remote Sensing*, v. 15, n. 8, pp. 1695-1712.
- França, J. R. A., 1994, *Teledetection Satellitaire des Feux de Vegetation em Region Intertropicale - Application a L'Estimation des Flux des Composes em Trace Emis*

dans L'Atmosphere. These du doctorat de L'Universite Paul Sabatier, Toulouse, France.

França, J. R. A., Brustet, J.-M., Fontan, J., 1995, "Multispectral Remote Sensing of Biomass Burning in West Africa", *Journal of Atmospheric Chemistry*, 22, pp. 81-110.

Goward, S. N., Markham, B., Dye, D. G., et al., 1991, "Normalized Difference Vegetation Index Measurements from the Advanced Very High Resolution Radiometer", *Remote Sensing of Environment*, 35, pp. 257-277.

Gutman, G., Ignatov, A., 1998, "The Derivation of the Green Vegetation Fraction from NOAA/AVHRR Data for use in Numerical Weather Prediction Models", *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, n. 8, pp. 1.533-1.543.

Henry, M. C., Hope, A. S., 1998, "Monitoring Post-Burn Recovery of Chaparral Vegetation in Southern California Using Multi-Temporal Satellite Data", *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, n. 16, pp. 3.097-3.107.

Hobbs, P. V., Reid, J. S., Kotchenruther, R. A., Ferek, R. J., and Weiss, R., 1997, "Direct Radiative Forcing by Smoke from Biomass Burning", *Science*, 275, pp. 1.776-1.778.

Huete, A. R., Qi, J., Chehbouni, A., et al., 1991, "Normalization of Multi-Directional Red and NIR Reflectances with SAVI". In: *Proceedings of the 5th International Colloquium Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, pp. 419-422, Courchevel, France, Jan.

IGBP, 1993, *Relating Land Use and Global Land-Cover Change: A Proposal for an IGBP-HDP Core Project*. In: Report No. 24, IGBP, Stockholm.

IGBP, 1999, *Land-Use and Land-Cover Change - Implementation Strategy*. In: Report No. 48, IGBP, Stockholm.

- Iqbal, M., 1983, *An Introduction to Solar Radiation*. Canada, Academic Press.
- Kalluri, S. N. V., Townshend, J. R. G., Doraiswamy, P., 1998, "A Simple Layer Model to Estimate Transpiration from Vegetation Using Multi-Spectral and Meteorological Data", *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, n. 6, pp. 1.037-1.053.
- Kaufman, Y. J., 1987, "The Effect of Subpixel Clouds on Remote Sensing", *International Journal of Remote Sensing*, 8, pp. 839-857.
- Kaufman, Y. J., Tucker, C. J., Fung, I., 1990, "Remote Sensing of Biomass Burning in the Tropics", *Journal of Geophysical Research*, 95, pp. 9.927-9.939.
- Kaufman, Y. J., Tanré, D., 1992, "Atmospherically Resistant Vegetation Index (ARVI) for EOS-MODIS". *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, pp. 261-270.
- Kaufman, Y. J., Remer, L. A., 1994, "Detection of Forests Using MID-IR Reflectance: An Application for Aerosol Studies". *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32, pp. 672-683.
- Kaufman, Y. J., Hobbs, P. V., Kirchhoff, V. W. J. H., et al., 1998a, "Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) Experiment", *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D24, pp. 31.783-31.808.
- Kaufman, Y. J., Kleidman, R. G., King, M. D., 1998b, "SCAR-B Fires in the Tropics: Properties and Remote Sensing from EOS-MODIS", *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D24, pp. 31.955-31.968.
- Kaufman, Y. J., Sendra, C., 1988, "Algorithm for Automatic Atmospheric Corrections to Visible and Near-IR Satellite Imagery", *International Journal Remote Sensing*, 9, pp. 1.357-1.381.
- Kennedy, P. J., Karteris, M., 1994, *Proceedings of the International Workshop: Satellite Technology and GIS for Mediterranean Forest Mapping and Fire Management*. Luxembourg, Published by the European Commission.

- Kidwell, K. B., 1997, *NOAA POD Guide*. U. S., Department of Commerce - NOAA NESDIS-NCDC-Satellite Services Branch - FOB3, Room G233, E/CC33, 4700 Suitland Road, Suitland, MD 20746.
- Kogan, F. N., 1995, "Application of Vegetation Index and Brightness Temperature for Drought Detection", *Advances in Space Research*, v. 15, n. 11, pp. 91-100.
- Kriebel, K. T., 1979, "Albedo of Vegetated Surfaces: Its Variability with Differing Irradiances", *Remote Sensing of Environment*, 8, pp. 283-290.
- Levine, J. S., 1991, *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*. MIT, Cambridge University Press.
- Liou, K. N., 1980, *An Introduction to Atmospheric Radiation*. London, Academic Press.
- Liu, W. T. H., Massambani, O., and Nobre, C. A., 1994, "Satellite Recorded Vegetation Response to Drought in Brazil", *International Journal of Climatology*, v. 14, pp. 343-354.
- Liu, W. T., Kogan, F. N., 1996, "Monitoring Regional Drought using the Vegetation Condition Index", *International Journal of Remote Sensing*, v. 17, n. 14, pp. 2.761-2.782.
- Li, W. -H., Weeks, R., Gillespie, A. R., 1998, "Multiple Scattering in the Remote Sensing of Natural Surfaces", *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, n. 9, pp. 1.725-1.740.
- Li, Z., Giglio, L., 2000, "A Review of AVHRR-Based Fire Detection Algorithms". In: Ahern, F., Grégoire, J-M., Justice, C. (eds), *Forest Fire Monitoring and Mapping: A Component of Global Observation of Forest Cover*. European Commission - Joint Research Centre, pp. 175-197.

- Los, S. O., 1993, "Calibration Adjustment of the NOAA-AVHRR Normalized Difference Vegetation Index without Recourse to Component Channel 1 and 2 Data", *International Journal of Remote Sensing*, v. 14, n. 10, pp. 1907-1917.
- Martin, P., Ceccato, P., Flasse, S. P., et al., 1999, "Fire Detection and Fire Growth Monitoring Using Satellite Data". In: Chuvieco, E. (ed), *Remote Sensing of Large Wildfires in the European Mediterranean Basin*, chapter 12, Berlin, Springer-Verlag.
- Menzel, W. P., Cutrim, E. C., Prins, E., 1991, "Geostationary Satellite Estimation of Biomass Burning in Amazonia During BASE-A". In: Levine, J. S. (ed), *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*. MIT, Cambridge University Press, pp. 41-46.
- Miura, T., Huete, A. R., Van Leeuwen, W. J. D., et al., 1998, "Vegetation Detection Through Smoke-Filled AVIRIS Images: An Assessment Using MODIS Band Passes", *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D24, pp. 32.001-32.011.
- Moran, M. S., Jackson, R. D., Slater, P. N., et al., 1991, "Comparison of Atmospheric Correction Procedures for Visible and Near-IR Satellite Sensor Output". In: *Proceedings of the 5th International Colloquium Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, pp. 7-12, Courchevel, France, Jan.
- Moulin, S., Vergoat, L., Viovy, N., Dedieu, G., 1997, "Global-Scale Assessment of Vegetation Phenology Using NOAA/AVHRR Satellite Measurements", *Journal of Climate*, v. 10, pp. 1.154-1.170.
- Nemani, R. R., Running, S. W., 1989, "Estimation of Regional Surface Resistance to Evapotranspiration from NDVI and Thermal-IR AVHRR Data", *Journal of Applied Meteorology*, v. 28, pp. 276-284.
- Nobre, C. A., Mattos, L. F., Dereczynsky, C. R., et al., 1998, "Overview of Atmospheric Conditions During the Smoke, Clouds and Radiation-Brazil (SCAR-B) Field Experiment", *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D24, pp. 31.809-31.820.

- Peixoto, J. P., Oort, A. H., 1992, *Physics of Climate*. American Institute of Physics.
- Penner, J. E., Dickinson, R. E., O'Neill, C. A., 1992, "Effects of Aerosol from Biomass Burning on the Global Radiation Budget", *Science*, 256, pp. 1.432-1.433.
- Pinty, B., Verstraete, M. M., 1992, "GEMI: A Non-Linear Index to Monitor Global Vegetation from Satellites", *Vegetatio*, 101, pp. 15-20.
- Pivello, V. R., Coutinho, L. M., 1992, "Transfer of Macro-Nutrients to the Atmosphere During Experimental Burnings in an Open Cerrado (Brazilian Savanna)", *Journal of Tropical Ecology*, v. 8, n. 4, pp. 487-497.
- Popp, T., 1993, "Atmospheric Correction of Satellite Images in the Solar Spectral Range". In: *Proceedings of the 6th AVHRR Data User's Meeting*, pp. 87-93, Belgirate-Italy, Jul.
- Prabhakara, C., Dalu, G., Kunde, V. G., 1974, "Estimation of Sea Surface Temperature from Remote Sensing in the 11 to 13 micron Window Region", *Journal of Geophysical Research*, 79, 5039.
- Prince, S. D., Goward, S. N., 1995, "Global Primary Production: A Remote Sensing Approach", *Journal of Biogeography*, 22, pp. 815-835.
- Prinn, R.G., 1991, "Biomass Burning Studies and the International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) Project". In: Levine, J. S. (ed), *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*. MIT, Cambridge University Press, pp. 22-28.
- Prins, E. M., Feltz, J. M., Menzel, W. P., et al., 1998, "An Overview of GOES-8 Diurnal Fire and Smoke Results for SCAR-B and 1995 Fire Season in South America", *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D24, pp. 31.821-31.836.

- Prins, E. M., Schmetz, J., 2000, "Diurnal Active Fire Detection Using a Suite of International Geostationary Satellites". In: Ahern, F., Grégoire, J-M., Justice, C. (eds), *Forest Fire Monitoring and Mapping: A Component of Global Observation of Forest Cover*. European Commission - Joint Research Centre, pp. 139-151.
- Purevdorj, Ts., Tateish, R., Ishiyama, T., et al., 1998, "Relationships Between Percent Vegetation Cover and Vegetation Indices", *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, n. 18, pp. 3.519-3.535.
- Qi., J., Moran, M. S., Huete, A. R., et al., 1991, "View-Atmosphere-Soil Effects on Vegetation Indices Derived from Spot Images". In: *Proceedings of the 5th International Colloquium Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, pp. 785-790, Courchevel, France, Jan.
- Randriambelo, T., Baldy, S., Bessafi, M., 1998, "An Improved Detection and Characterization of Active Fires and Smoke Plumes in South-Eastern Africa and Madagascar", *International Journal of Remote Sensing*, v. 9, n. 14, pp. 2623-2638.
- Rao, C. R. N., Chen, J., 1995, "Inter-satellite Calibration Linkages for the Visible and Nearinfrared Channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-7, 9, and 11 Spacecrafts", *International Journal Remote Sensing*, 16, pp. 1931-1942.
- Rao, C. R. N., Chen, J., 1996, "Post-Launch Calibration of the Visible and Near-Infrared Channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-14 Spacecraft", *International Journal of Remote Sensing*, v. 17, n. 14, pp. 2743-2747.
- Reid, J. S., Hobbs, P. S., 1998, "Physical and Optical Properties of Young Smoke from Individual Biomass Fires in Brazil", *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D24, pp. 32.013-32.030.
- Richards, J. A., 1986, *Remote Sensing and Digital Image Analysis*. New York, Springer-Verlag.

- Robinson, J. M., 1991, "Problems in Global Fire Evaluation: Is Remote Sensing the Solution?". In: Levine, J. S. (ed), *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*. MIT, Cambridge University Press, pp. 67-73.
- Robock, A., 1991, "Surface Cooling due to Forest Fire Smoke", *Journal of Geophysical Research*, 96, pp. 20.869-20.878.
- R.O.I., 1999, *Relatório de Ocorrência de Incêndios em Unidades de Conservação Gerenciadas pelo IBAMA - Período 1987-1999*. PREVFOGO - Diretoria de Controle Ambiental - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis.
- Ross, J. L., Hobbs, P. V., Holben, B., 1998, "Radiative Characteristics of Regional Hazes Dominated by Smoke from Biomass Burning in Brazil: Closure Tests and Direct Radiative Forcing", *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D24, pp. 31.925-31.942.
- Santer, R., Asmani, M., Vermote, E., et al., 1991, "Inflight Calibration of Channels 1 and 2 of AVHRR Using Desertic Sites and Clouds". In: *Proceedings of the 5th International Colloquium Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, pp. 65-68, Courchevel, France, Jan.
- Schroeder, W., França, J. R. A., 1999, "Caracterização da Superfície Continental Usando Dados AVHRR/NOAA". In: *Anais do XI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia - II Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia*, Florianópolis - SC.
- Schroeder, W., França, J. R. A., Ceballos, J. C., 1999, "Análise da Evolução Temporal da Cobertura Vegetal Usando Dados AVHRR/NOAA". In: *Anais do XI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia - II Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia*, Florianópolis - SC.

- Seaquist, J. W., Olsson, L., 1998, "A Simple Method to Account for Off-Nadir Scattering in the NOAA/NASA Pathfinder AVHRR Land Data Set", *International Journal of Remote Sensing*, v. 19, n. 7, pp. 1425-1431.
- Setzer, A. W., Malingreau, J. P., 1996, "AVHRR Monitoring of Vegetation Fires in the Tropics: Toward the Development of A Global Product". In: Levine, J. S. (ed), *Biomass Burning and Global Change*. MIT, Cambridge University Press, pp. 25-39.
- Singh, S. M., 1985, "Atmospheric Corrections for Remote Sensing". In: *Proceedings of a Remote Sensing Workshop*, pp. 131-137, Published by the Dep. Of Geography, University of Nottingham.
- Slater, P. N., 1980, *Remote Sensing, Optics and Optical Systems*. Addison-Wesley Pub. Co.
- Sullivan, J. T., 1995, "A Simple Accurate Method to Compute Brightness Temperature and/or Radiance for the Thermal Infrared Channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)", *International Journal of Remote Sensing*, v. 16, n. 4, pp. 773-777.
- Tomasi, C., Vitale, V., Gasperoni, L., 1993, "A Simulation Study of NDVI Dependence Features on Atmospheric Water Vapour, Aerosols and Ozone". In: *Proceedings of the 6th AVHRR Data User's Meeting*, pp. 135-141, Belgirate-Italy, Jul.
- Townshend, J. R. G. , Justice, C., Kalb, V., 1987, "Characterization and Classification of South American Land Cover Types Using Satellite Data", *International Journal of Remote Sensing*, v. 8, n. 8, pp. 1189-1207.
- Trenberth, K. E., 1992, *Climate System Modeling*. MIT, Cambridge University Press.
- Tucker, C. J., 1979, "Red and Photographic Infrared Linear Combinations for Monitoring Vegetation", *Remote Sensing of Environment*, 8, pp. 127-150.

- Unganai, L. S., Kogan, F. N., 1998, "Drought Monitoring and Corn Yield Estimation in Southern Africa from AVHRR Data", *Remote Sensing of Environment*, 63, pp. 219-232.
- Van De Griend, A. A., Owe, M., 1993, "On the Relationship Between Thermal Emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index for Natural Surfaces", *International Journal of Remote Sensing*, v. 14, n. 6, pp. 1.119-1.131.
- Verstraete, M. M., Leprieur, C., De Brisis, S., et al., 1993, "GEMI: A New Index to Estimate the Continental Fractional Vegetation Cover". In: *Proceedings of the 6th AVHRR Data User's Meeting*, pp. 143-149, Belgirate-Italy, Jul.
- Vogt, J., 1992, *Characterizing the Spatio-Temporal Variability of Surface Parameters from NOAA-AVHRR Data*. Ph.D. dissertation, CEC-JRC-IRSA, Italy.
- Yang, L., Wylie, B. K., Tieszen, L. L., et al., 1998, "An Analysis of Relationships Among Climate Forcing and Time-Integrated NDVI of Grasslands over the U.S. Northern and Central Great Plains", *Remote Sensing of Environment*, 65, pp. 25-37.

APÊNDICE A
CÓDIGO COMPUTACIONAL IDRISI

O software utilizado para registro de parte das imagens selecionadas para este estudo foi o IDRISI. Não muito diferente dos demais pacotes para manipulação de imagens digitais, o IDRISI permite trabalhar com arquivos binários para visualização e execução de análises estatísticas, georreferenciamento, composição de imagens, entre outros atrativos.

Este software é executado em ambiente Windows, sendo, portanto, de fácil aplicação na maioria dos computadores pessoais, não exigindo altas performances de processador e memória.

A sequência para abertura e visualização das imagens é estabelecida através de três passos: (i) o primeiro, de definição do diretório de trabalho (onde estarão localizados os arquivos imagem); (ii) o segundo, de documentação de cada arquivo; e (iii) o terceiro, onde irá de fato ser efetuada a visualização do arquivo digital.

No primeiro passo para definição da área de trabalho, é selecionada a opção “ENVIRON” no campo “Environment” da barra de comandos localizada no alto da tela principal do IDRISI (figura A-1). Neste primeiro campo, são definidos os caminhos do diretório que será usado para leitura e escrita dos arquivos gerados, assim como as terminações de cada tipo de arquivo. As imagens binário disponíveis para uso neste estudo tinham suas extensões modificadas para “*.img” a fim de serem reconhecidas pelo software. Para fins de aplicação à sistemas de informação geográfica, deve-se definir a unidade de referência a ser utilizada sobre a imagem (metros, quilômetros, etc...). Neste caso, o campo foi deixado na unidade de medida “quilômetro”, sendo que esta opção não resultava em qualquer influência sobre os resultados obtidos.

Após a definição do diretório de trabalho, segue-se a documentação dos arquivos a serem abertos pelo software. A tela de documentação é visualizada através da seleção da opção “DOCUMENT” contida no campo “File” na barra de comandos superior (figura A-2). Nesta tela, devem ser fornecidas as dimensões linha x coluna da imagem, o tipo do dado contido na imagem (byte, inteiro ou real), o tipo do arquivo (binário ou texto), as coordenadas máximas e mínimas e a unidade de distância

utilizada (no caso, 1). Os demais campos que aparecem são opcionais, não sendo obrigatório seu preenchimento.

Com a documentação do arquivo realizada, torna-se possível a visualização do arquivo binário digital através de uma imagem, obtida com a seleção da opção “DISPLAY Launcher” existente no campo “Display” na barra de comandos superior. Acionando esta opção, surge a tela para visualização (figura A-3), onde deve-se definir o tipo do arquivo a ser visualizado (arquivo de imagem no caso), o nome do arquivo desejado (podendo-se selecionar dentre os existentes com um duplo clique na caixa onde é escrito o nome) e a paleta de cores a ser utilizada (pode-se optar entre as diversas paletas disponíveis). O campo de auto-escalonamento é uma opção útil em alguns casos, melhorando o resultado da visualização.

A operação de “DISPLAY Launcher” permite que se abra simultaneamente mais de uma imagem. Com isto, pode-se ter duas imagens lado a lado (uma imagem bruta “Raw” e uma imagem georreferenciada “Master”) a fim de coletar pontos de controle para registro de suas coordenadas (figura A-5). Este procedimento era realizado buscando obter o maior número de pontos possível dentro das imagens, e o mais igualmente espalhados a fim de que o bom resultado da operação de registro não ficasse restrito a porções limitadas onde se concentrassem os pontos coletados. Para a melhor precisão da coleta de pontos de controle, pode-se fazer uso da ferramenta de zoom acionada através do símbolo de lupa existente na barra de ferramentas localizada sob a barra dos campos de comando.

Após a coleta dos pontos de controle nas imagens, é criado um arquivo texto contendo as coordenadas dos pontos de controle nas duas imagens (feito através da opção “EDIT” sob o campo “Data Entry”). Com este arquivo de informações para registro, pode-se acionar a opção “RESAMPLE” localizada no campo “Reformat”. A tela para entrada das informações de registro irá requerer a entrada do tipo de arquivo a ser utilizado, o arquivo de entrada (imagem Raw) a ser corrigido, o arquivo de saída contendo a imagem reprojetada, e o arquivo correspondência editado com as coordenadas dos pontos de controle. A seguir, devem ser fornecidos os valores mínimos e máximos dos eixos X e Y e o total de linhas e colunas da imagem. Pode-se

optar entre polinômios de regressão linear, quadrático ou cúbico, assim como o tipo de interpolação a ser usado na realocação dos pixels sendo reprojitados.

A execução dos cálculos de regressão retorna uma tela secundária contendo a informação sobre os resultados obtidos (figura A-6). Através dela, pode-se averiguar o ajuste de todos os pontos de controle selecionados à curva do polinômio definido, permitindo excluir do cálculo aqueles pontos mal ajustados identificados por um erro médio quadrático elevado, ou então refinar as coordenadas destes pontos através de nova inspeção das imagens.

Quando a precisão do ajuste alcançado é satisfeita, pode-se concluir o processo de registro da imagem para as novas coordenadas baseadas na imagem Master. Com isso, a imagem Raw reprojitada é visualizada automaticamente ao final (figura A-7), sendo alimentado com a nova imagem reprojitada o arquivo de saída endereçado no passo inicial do registro.

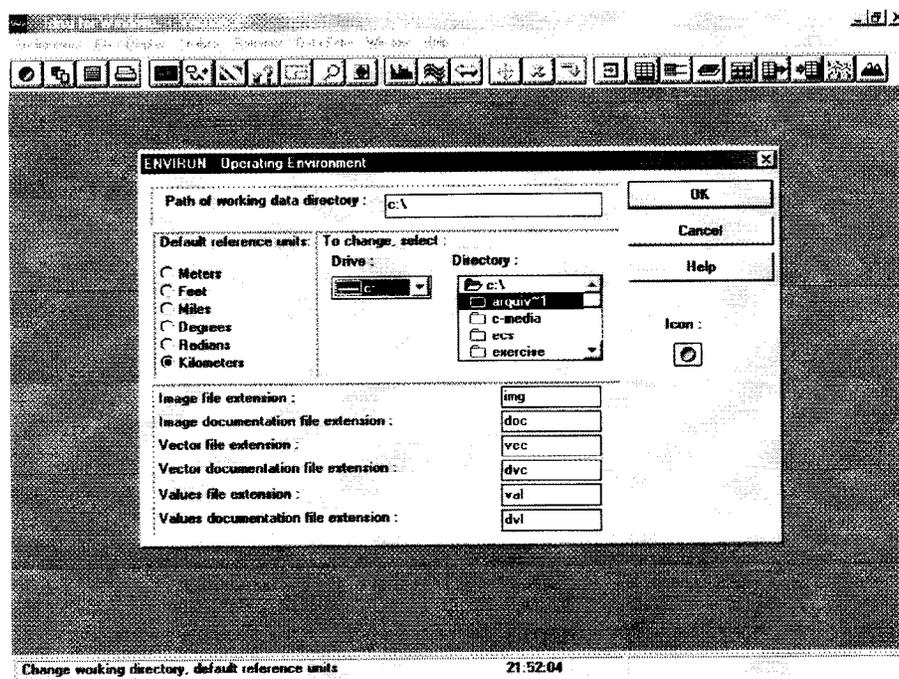


Figura A-1: Tela de definição do campo de trabalho (diretório de leitura e escrita dos arquivos utilizados).

Apêndice A
Código Computacional IDRISI

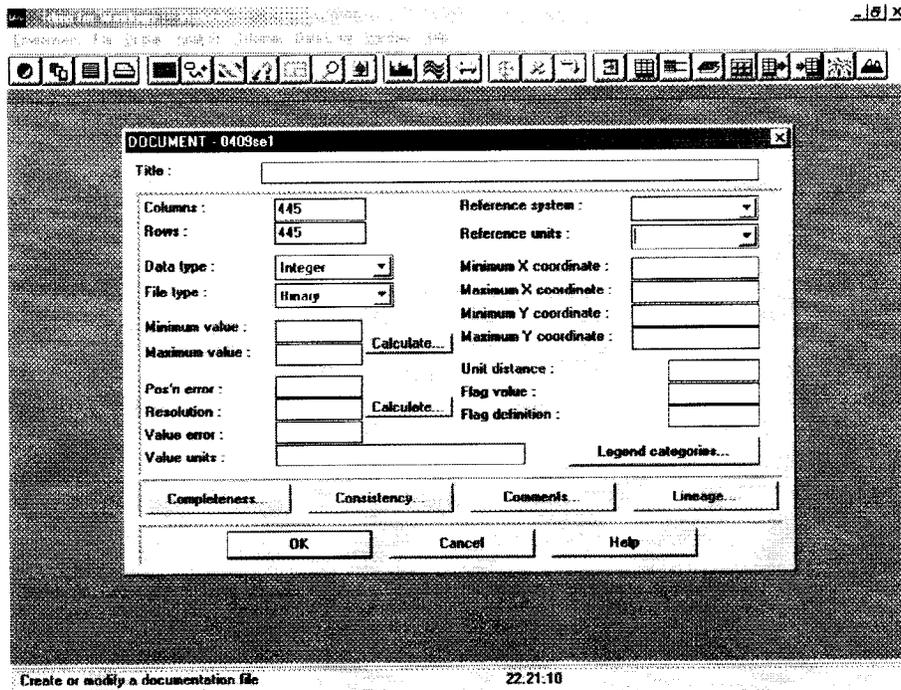


Figura A-2: Tela de documentação dos arquivos a serem utilizados pelo IDRISI.

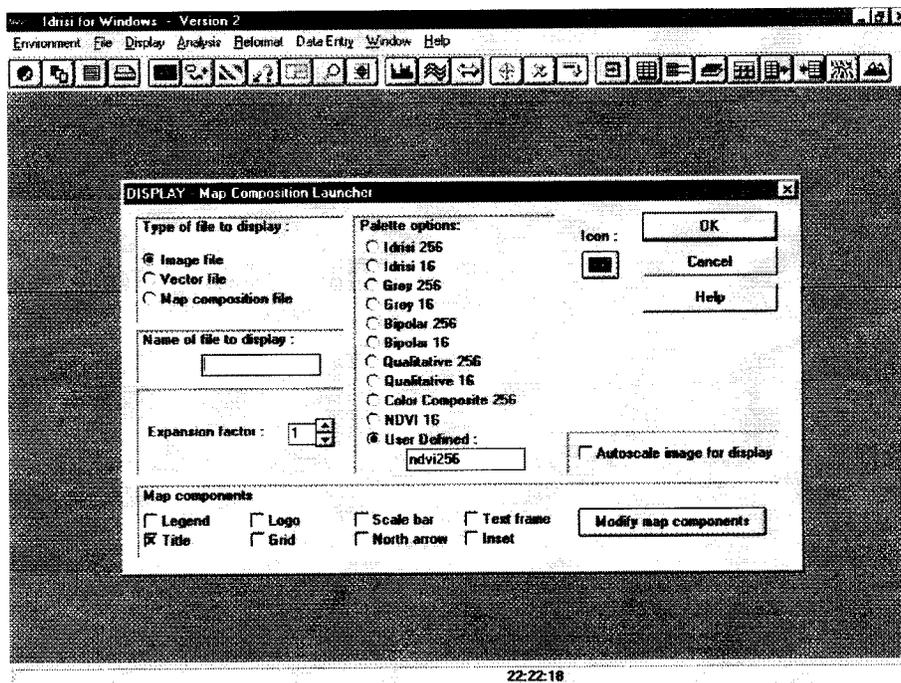


Figura A-3: Tela de visualização dos arquivos documentados no IDRISI.

Apêndice A
Código Computacional IDRISI

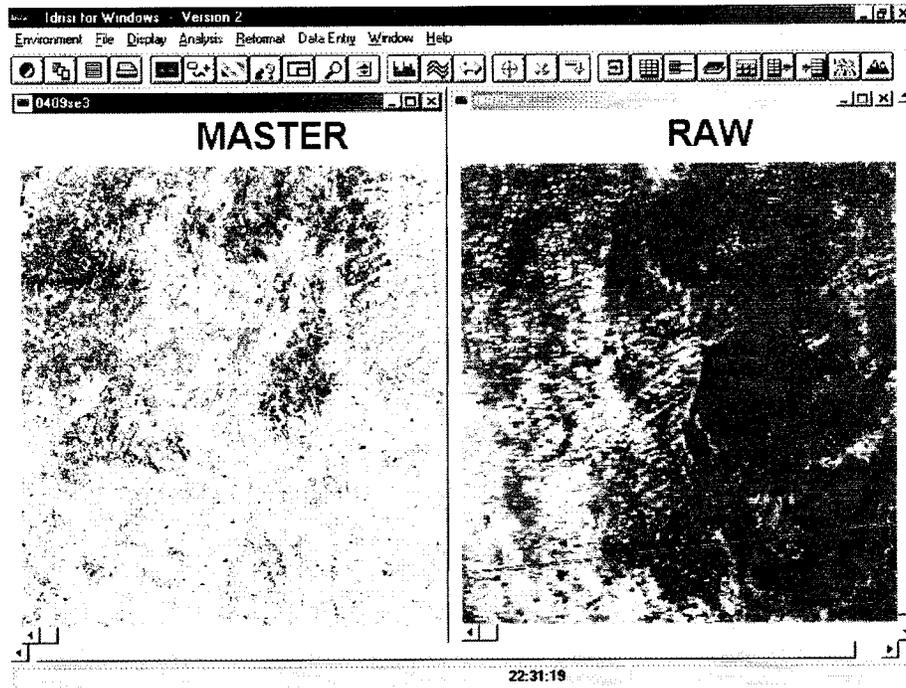


Figura A-4: Visualização consecutiva de mais de uma imagem a fim de coletar pontos de controle para registro.

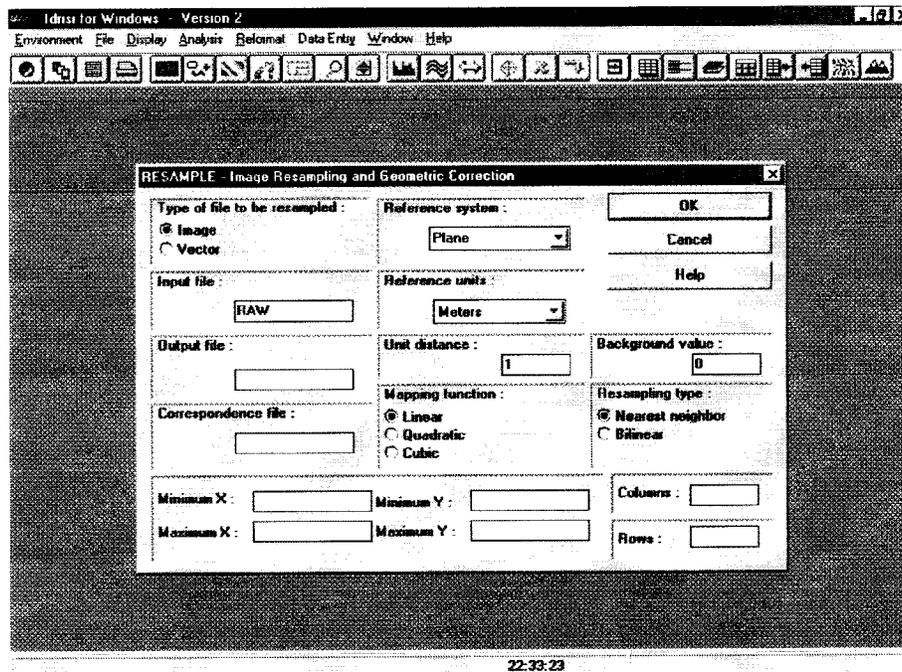
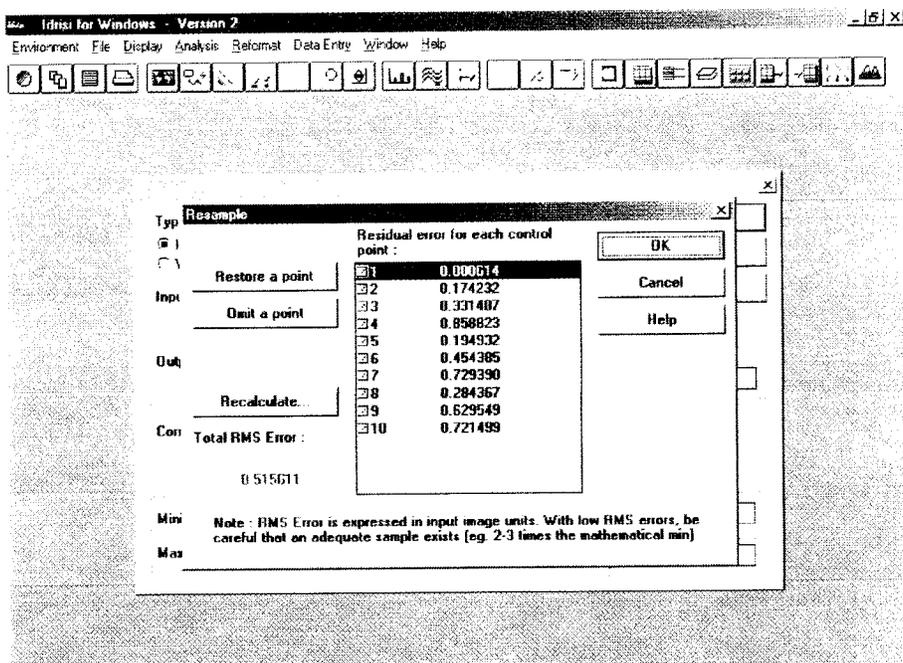


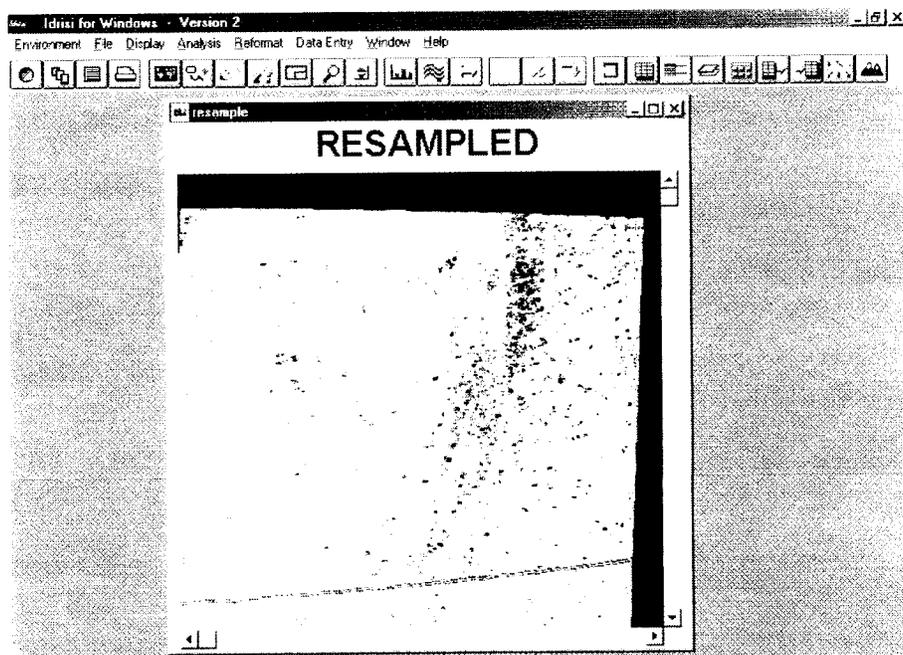
Figura A-5: Tela de registro de imagens no IDRISI.

Apêndice A
Código Computacional IDRISI



22:34:38

Figura A-6: Tela com os resultados dos cálculos da regressão polinomial com o IDRISI.



21:22:54

Figura A-7: Tela de visualização final da imagem reprojetaada obtida a partir do registro da imagem Raw sobre a imagem Master.

APÊNDICE B
ARTIGOS PUBLICADOS

Apêndice B
Artigos Publicados
CARACTERIZAÇÃO DA SUPERFÍCIE CONTINENTAL
USANDO DADOS AVHRR/NOAA

Wilfrid SCHROEDER¹, José Ricardo de Almeida FRANÇA²

¹ Aluno de mestrado pela COPPE/IGEO - Departamento de Meteorologia da UFRJ

² Departamento de Meteorologia – UFRJ

RESUMO

A utilização de imagens de satélite no estudo e monitoramento da superfície continental vem proporcionando uma grande melhoria na obtenção dos parâmetros relacionados a ela. Neste sentido, os índices de vegetação têm contribuído significativamente. Explorando seu potencial, este trabalho faz uma análise da performance dos índices de vegetação NDVI e GEMI na caracterização da superfície continental brasileira. Os resultados mostraram uma boa capacidade de identificação das diferentes comunidades vegetais observadas, porém para o monitoramento de grandes áreas, fica aparente a necessidade de inclusão de um segundo fator de distinção das classes, devido aos índices apresentarem valores semelhantes para comunidades vegetais geograficamente distintas.

PALAVRAS-CHAVE: Sensoriamento Remoto, Índices de Vegetação

INTRODUÇÃO

O crescente aumento da demanda de dados da superfície continental para fins de estudos relacionados ao balanço hídrico e energético vem gerando um esforço direcionado para a aplicação de técnicas mais eficientes de obtenção de parâmetros geofísicos, onde o sensoriamento remoto por satélites vem se destacando por seu potencial. A utilização desta informação na modelagem do tempo e clima possibilita uma representação da superfície com dados de seu estado e distribuição espacial da cobertura em tempo quase real.

Dentro deste contexto, os índices de vegetação derivados de imagens de satélite aparecem como um valioso incremento ao estudo da superfície continental. Diversos parâmetros como LAI (índice de área foliar), produção primária, evapotranspiração e emissividade espectral têm se mostrado estarem relacionados aos índices de vegetação (Carlson e Ripley, 1997, Prince e Goward, 1995, Nemani e Running, 1989, Griend e Owe, 1993)

Dentre estes, o NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)(Tucker, 1979) aparece como o mais amplamente utilizado nos trabalhos referentes ao estudo da superfície continental por satélites (ex.: Townshend et al, 1987, Goward et al, 1991, Kogan, 1995). Explorando a diferença

entre os padrões de reflexão de superfícies vegetadas e não vegetadas nas bandas espectrais do visível e infravermelho próximo, correspondentes aos canais 1 e 2 do sensor AVHRR, este índice irá identificar a presença de vegetação verde à superfície. Semelhantemente ao NDVI, um segundo índice de vegetação, o GEMI (Global Environment Monitoring Index)(Pinty e Verstraete, 1992), utiliza-se dos mesmos dois canais do sensor AVHRR, sendo este porém um índice com uma menor bibliografia a respeito, porém tendo apresentado resultados satisfatórios no estudo de caracterização da superfície continental africana (Flasse, 1993).

Utilizando-se da sensibilidade destes dois índices à presença de vegetação verde à superfície, este estudo visa uma avaliação da performance alcançada na caracterização da superfície através dos dados de satélite, determinando as respostas encontradas para diferentes tipos de superfície

MATERIAL E MÉTODOS

Para este estudo, foram trabalhados diversos grupos de imagens de resolução plena (1.1x1.1 km) do radiômetro AVHRR presente no satélite de órbita polar NOAA-14. Para se chegar aos valores dos índices relativos a superfícies como água, nuvens e superfície continental com os diferentes tipos de vegetação, foi feita uma seleção de imagens de onde eram extraídas áreas em que se identificavam pixels que caracterizassem adequadamente um tipo determinado de superfície.

As equações 1 e 2 ilustram as equações referentes ao índice NDVI e GEMI respectivamente.

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (1)$$

$$GEMI = \eta(1 - 0.25\eta) - \frac{\rho_1 - 0.125}{1 - \rho_1} \quad (2a)$$

$$\eta = \frac{2(\rho_2^2 - \rho_1^2) + 1.5\rho_2 + 0.5\rho_1}{\rho_2 + \rho_1 + 0.5} \quad (2b)$$

Onde ρ_i é a reflectância espectral nos canais 1 e 2 do sensor AVHRR.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na análise da distinção de diferentes classes de superfície (figura 1a), o NDVI mostrou uma separação entre superfície continental e aquática mais efetiva em relação ao GEMI. Já a separação entre solo e nuvens finas ocorreu de forma mais favorável no índice GEMI, havendo uma

sobreposição dos valores para o NDVI. Neste ponto, a característica do GEMI é mais positiva, pois quando se estuda a superfície continental uma boa discriminação dos pixels de nuvens é fundamental, enquanto a distinção da superfície aquática pode ser contornada pois seus limites são em sua maioria conhecidos e pouco variam. Na figura 1b, foram selecionadas nas imagens três tipos distintos de vegetação com diferentes graus de presença de verde, variando de um mais intenso (floresta ombrófila aberta), passando por um moderado (cerrado, vegetação secundária) a um menos intenso (caatinga, sertão árido). Nesta figura, observa-se uma boa separação nos dois índices. Para o NDVI, observa-se uma forte separação entre o tipo intermediário e o mais intenso, assim como valores do cerrado deslocados para a esquerda. Estas duas características sugerem uma influência do sinal do solo sobre o valor do índice de modo a depreciá-lo. No GEMI, observa-se a formação de discretos patamares entre as sub-classes, e uma variação gradual do mais intenso para o menos. Na figura 2, apresentam-se cortes traçados sobre duas imagens previamente registradas de modo a fazer com que suas coordenadas linha x coluna coincidam. Desta maneira, foi traçado um corte sobre a mesma região nas duas imagens e os valores dos índices comparados. Com isto, selecionando-se duas imagens separadas de poucos dias na data de aquisição, sem a presença de nebulosidade visível, possibilitou-se uma análise dos efeitos da variação das condições de observação sobre os índices. Os valores dos índices extraídos das duas passagens foram subtraídos e, como a separação temporal entre as duas imagens é pequena, esperava-se uma pequena variação resultante. Desta forma, nota-se que a curva correspondente ao índice GEMI (fig. 2a) apresenta variações menos pronunciadas do que o NDVI (fig. 2b), resultando em uma maior concordância entre as medidas, independente das variações atmosféricas e de iluminação. A figura 3 ilustra as respostas dos índices para duas superfícies com baixa (3a) e alta (3b) presença de verde. Os dois índices mostraram respostas bastante semelhantes para as duas superfícies. As figuras 4 e 5 ilustram a imagem GEMI e NDVI, respectivamente, onde se nota uma forte concordância com o mapa de vegetação do IBAMA (figura 6) para a mesma área observada.

CONCLUSÃO

As diferentes análises realizadas sugerem um grande potencial de utilização dos índices de vegetação para o monitoramento da superfície continental. A capacidade de distinção de comunidades vegetais pode ser uma grande ferramenta para estudos ambientais e de ocupação da terra, permitindo uma definição de ambas distribuições espacial e temporal dos tipos de vegetação existentes. Todavia, quando se estuda grandes áreas, alguma dificuldade pode surgir na interpretação dos resultados. Esta afirmação decorre do fato de os índices apresentarem valores

semelhantes para comunidades vegetais geograficamente distintas. Desta forma, fica implícito à aplicação dos índices para grandes áreas a utilização de um segundo parâmetro, como por exemplo a temperatura, na tentativa de se obter uma classificação que consiga distinguir comunidades vegetais com assinaturas espectrais semelhantes mas que possuam comportamentos distintos ditados pela climatologia local.

BIBLIOGRAFIA

- Carlson, T.N., Ripley, D.A., 1997:"On the Relation Between NDVI, Fractional Vegetation Cover, and Leaf Area Index". *Remote Sens. Environment*, 62:241-252.
- Flasse, S., 1993:"Extracting Quantitative Information from Satellite Data: Empirical and Physical Approaches". CEC-JRC-IRSA,199pp.
- Goward, S.N., Markham, B., Dye, D.G., Dulaney, W. and Yang, J., 1991:'Normalized Difference Vegetation Index Measurements from the Advanced Very High Resolution Radiometer". *Remote Sens. Environment*, 35, 257-277.
- Griend, A.A.V., Owe, M., 1993:"On the Relationship Between Thermal Emissivity and the Normalized Difference Vegetation Index for Natural Surfaces". *Int. J. Remote Sensing*, vol. 14,no. 6, 1119-1131.
- Kogan, F.N., 1995:"Application of Vegetation Index and Brightness Temperature for Drought Detection". *Adv. Space Res.*, vol. 15,no 11,pp 91-100.
- Nemani, R.R., Running, S., 1989:"Estimation of Regional Surface Resistance to Evapotranspiration from NDVI and Thermal-IR AVHRR Data". *J. of Applied Meteorology*, vol. 28, 276-284.
- Pinty, B. and Verstraete, M.M., 1992: "GEMI: A Non-Linear Index to Monitor Global Vegetation from Satellites". *Vegetatio*, 101:15-20.
- Prince, S. D., Goward, S. N., 1995:"Global Primary Production: a Remote Sensing Approach". *J. of Biogeography*, 22, 815-835.
- Townshend, J.R.G, Justici, C.O., Kalb, V., 1987:"Characterization and Classification of South American Landcover Types Using Satellite Data". *Int. J. Remote Sensing*, vol. 8, no 8, 1189-1207.
- Tucker, C.J.,1979:"Red and Photographic Infrared Linear combinations for Monitoring Vegetation". *Remote Sens. Environment*, 8:127-150.

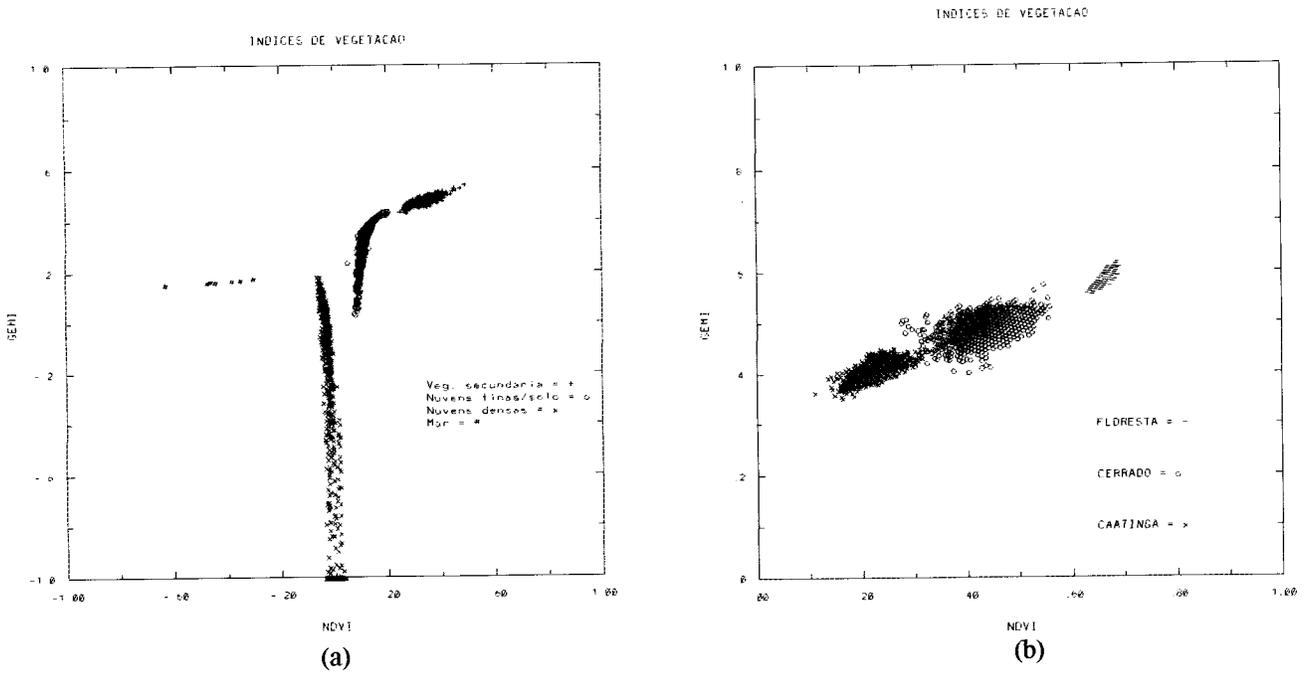


Figura 1: Separação entre diferentes classes de superfícies (a) e entre subclasses vegetais (b).

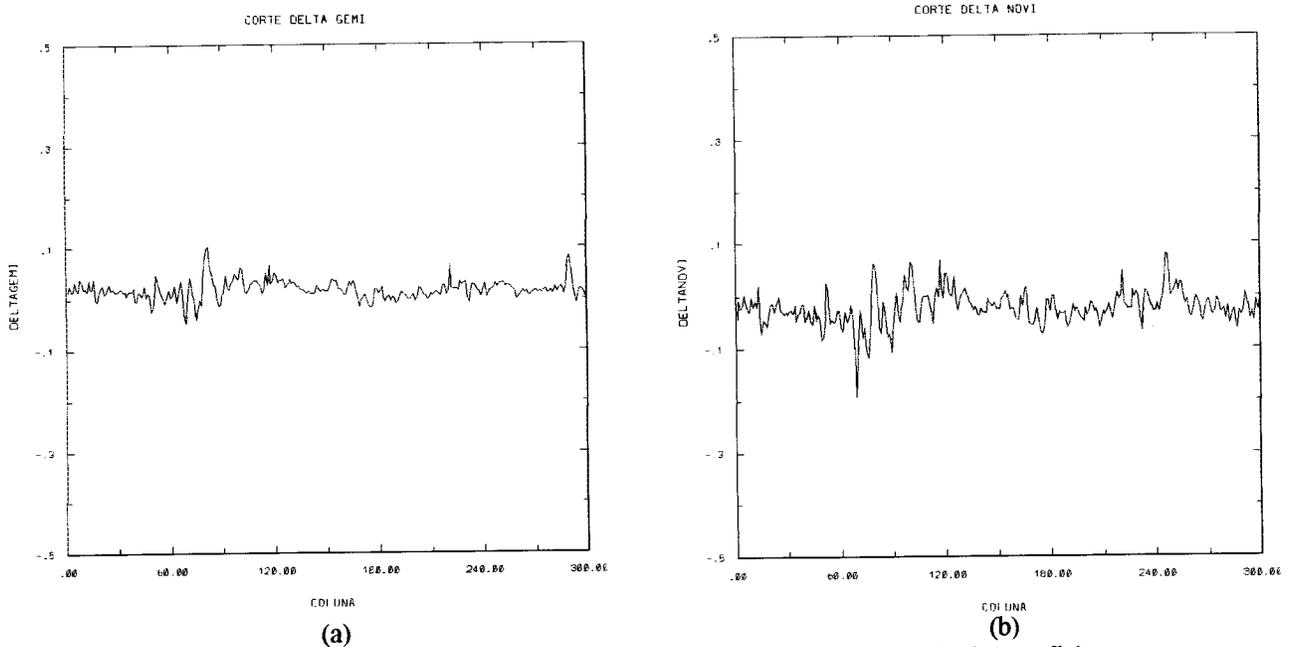


Figura 2 : Variação dos índices GEMI (a) e NDVI (b) devido a fatores não relacionados à superfície.

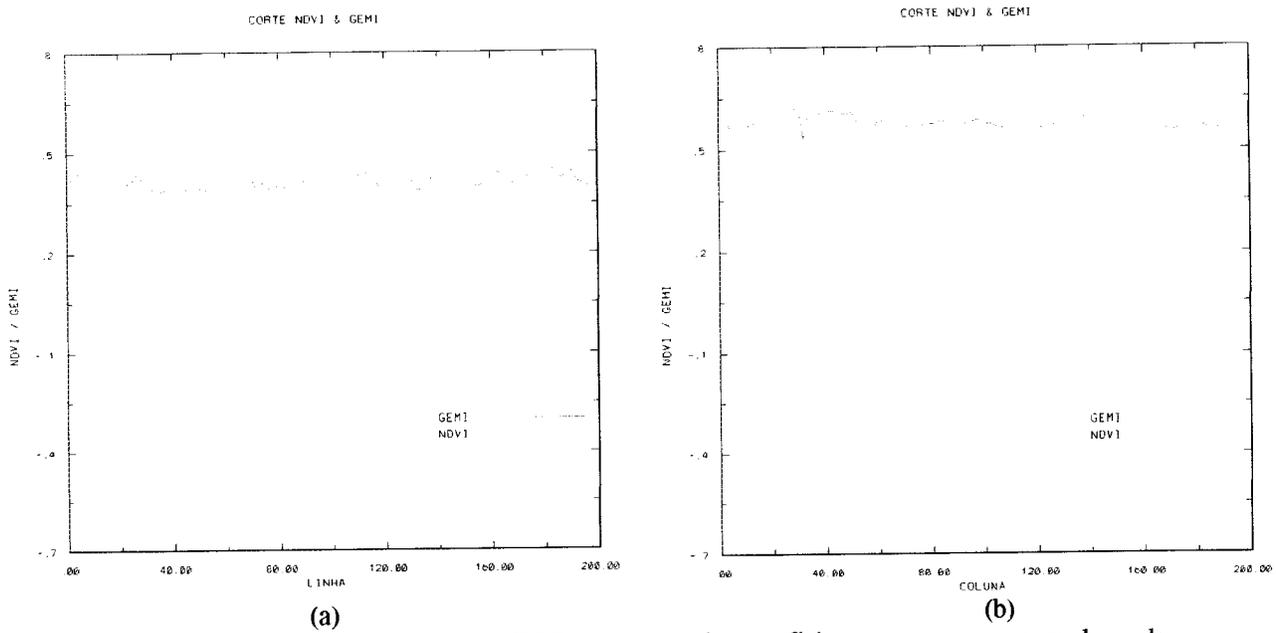


Figura 3 : Sensibilidade dos índices GEMI e NDVI a variações de superfícies com pouca presença de verde (caatinga)(a) e com alta presença de verde (floresta ombrófila aberta)(b).

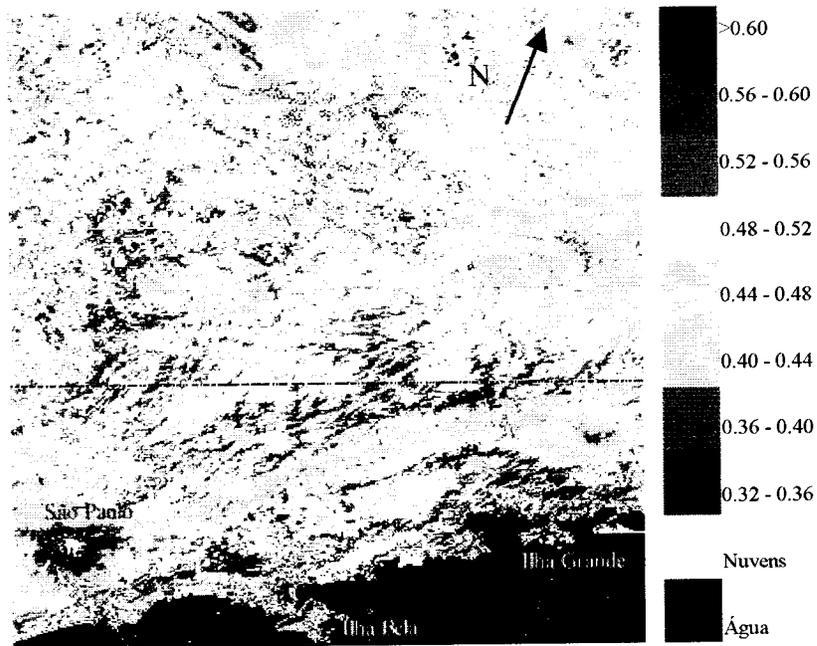


Figura 4 : Imagem GEMI (09/08/97 17:28h local) com seus valores escalonados em tons coloridos representando o verde observado pelo índice.

Apêndice B
Artigos Publicados
ANÁLISE DA EVOLUÇÃO TEMPORAL DA COBERTURA VEGETAL
USANDO DADOS AVHRR/NOAA

Wilfrid Schroeder¹, José Ricardo de Almeida França², Juan Carlos Ceballos³

¹Aluno de mestrado pela COPPE/IGEO- Departamento de Meteorologia da UFRJ

²Departamento de Meteorologia – UFRJ

³Grupo de Aplicações de Satélites Meteorológicos - CPTEC/INPE

RESUMO

Índices de vegetação obtidos a partir de imagens de satélite vêm sendo crescentemente aplicados ao estudo e monitoramento das condições da superfície continental. Mostrando-se sensíveis às variações temporais da cobertura vegetal, os índices de vegetação têm incrementado significativamente o estudo da dinâmica da superfície terrestre. Este estudo apresenta uma análise realizada sobre um conjunto de 9 meses de imagens AVHRR/NOAA-14 para o qual foram calculados os índices de vegetação NDVI e GEMI. Ambos os índices foram sensíveis a variações no estado da vegetação por influência da sazonalidade (marcadamente o regime pluviométrico). Em face dos resultados obtidos, aplicações diversas destes índices, como por exemplo monitoramento da produção agrícola e determinação da precipitação a partir dos valores dos índices, aparentam ser bastante viáveis.

PALAVRAS-CHAVE : Sensoriamento Remoto; Índices de Vegetação.

INTRODUÇÃO

Em face da nova abordagem do sistema climático terrestre, com suas inúmeras formas de interação entre os subsistemas constituintes, a modelagem dos processos físicos naturais observados vêm exigindo um número cada vez maior de parâmetros a fim de que uma reprodução realista dos fenômenos possa ser alcançada.

Parte fundamental dentro do sistema climático terrestre, a superfície continental, devido a sua dimensão e heterogeneidade, é de difícil representação dentro dos modelos de previsão do tempo e clima. Em vista disso, a reprodução dos processos físicos relacionados a ela fica bastante comprometida.

Derivados de relações que exploram a diferença nos padrões de reflexão de superfícies vegetadas e não vegetadas, os índices de vegetação obtidos a partir de imagens de satélite, como o NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)(Tucker, 1979) e GEMI (Global Environment Monitoring Index)(Pinty e Verstraete, 1992), representam um grande avanço na caracterização da superfície continental. Detectando a presença de biomassa verde à superfície, estes índices possibilitam um monitoramento da vegetação a nível local, regional e global, caracterizando sua distribuição espacial e temporal (ex.: Townshend et al, 1987, Kogan, 1995, entre outros).

Desta forma, mais do que proporcionar uma visão de como a cobertura vegetal se encontra distribuída à superfície, os índices de vegetação vêm permitir um estudo da dinâmica da cobertura, evidenciando as variações apresentadas por ela em decorrência de forçantes climáticas isoladas e dos ciclos fenológicos anuais (Yang et al, 1998). Neste sentido, este estudo vem propor uma análise dos índices de vegetação NDVI e GEMI para séries longas de dados, buscando identificar suas respostas frente a variações sazonais da cobertura vegetal, especialmente em função dos valores de precipitação observados.

MATERIAL E MÉTODOS

Para este estudo, foram trabalhados diversos grupos de imagens de resolução plena (1.1x1.1 km) do radiômetro AVHRR presente no satélite de órbita polar NOAA-14. Foi feita a análise de uma série longa de dados, abrangendo 9 meses consecutivos, onde se avaliou a evolução dos índices em função das mudanças sazonais na cobertura.

As equações 1 e 2 ilustram as equações referentes ao índice NDVI e GEMI respectivamente.

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (1)$$

$$GEMI = \eta(1 - 0.25\eta) - \frac{\rho_1 - 0.125}{1 - \rho_1} \quad (2a)$$

$$\eta = \frac{2(\rho_2^2 - \rho_1^2) + 1.5\rho_2 + 0.5\rho_1}{\rho_2 + \rho_1 + 0.5} \quad (2b)$$

Onde ρ_i é a reflectância espectral nos canais 1 e 2 do sensor AVHRR.

Para este estudo, foi efetuado um procedimento de composição de imagens onde eram colhidos os maiores valores dos índices para uma sequência de 20 dias corridos de cada mês, visando desta forma minimizar a contaminação por nuvens sobre os valores obtidos. Todavia, mesmo com a composição de 20 dias pode-se ter uma forte contaminação dos pixels por nuvens, especialmente em áreas críticas como a região amazônica. Desta forma, dentro da sequência de processamento das imagens, fez-se uma identificação de pixels contaminados através de limites de temperatura do canal 4, onde pixels com temperatura inferior a 20 graus foram rotulados como nuvem.

DISCUSSÃO E RESULTADOS

Nas figuras 1 e 2 são apresentadas sequências temporais de imagens compostas dos índices NDVI e GEMI respectivamente, referentes aos meses de junho de 1998 a fevereiro de 1999 (de *a* a *i* respectivamente). Destas imagens, foram plotados os valores dos índices para áreas de 10x10 pixels para duas localidades do Nordeste (figuras 3 e 4), conjuntamente com os dados de precipitação acumulada mensal de estações com a mesma coordenada geográfica da área selecionada.

Na figura 3, ambos os índices apresentam respostas significativas à precipitação ocorrida, havendo inicialmente um decréscimo nos valores observados durante a estiagem, seguindo-se um forte aumento com a ocorrência de precipitação mais intensa. No mês de fevereiro, observa-se um decréscimo nos valores observados para ambos os índices em oposição à continuidade do período de chuvas. Este fato é atribuído a uma situação atmosférica desfavorável (presença de nebulosidade) sobre a localidade ao longo do período em que foi realizada a composição das imagens do mês referido, resultando na obtenção de valores depreciados dos índices devido a contaminação atmosférica. Na figura 4, observa-se que ambos os índices responderam às oscilações na precipitação, com um rápido estabelecimento de um patamar de valor mínimo alcançado com a estiagem, indicando uma condição bem definida de seca em que nenhuma ou baixíssima variação é observada sobre a vegetação. Em ambas as figuras 3 e 4 nota-se um "lag" (atraso) em relação a resposta da vegetação ao estímulo da precipitação. Este fato vem confirmar um comportamento de inércia da vegetação evidenciado através de observações, o que faz com que uma estiagem ou um período chuvoso seja refletido através de uma condição de stress ou de exuberância da vegetação com uma certa defasagem de tempo.

CONCLUSÃO

As análises realizadas sugerem um grande potencial de utilização dos índices de vegetação para o monitoramento da superfície continental. Sem mencionar sua aplicação como parâmetro de entrada nos modelos de reprodução dos processos físicos naturais da superfície continental, existe uma possibilidade bastante viável de utilização da informação dos índices na aplicação ao monitoramento de áreas de atividade agrícola através da manutenção da plantação a níveis de produção otimizadas alcançados pela interação da informação proveniente dos índices com dados de precipitação de superfície. Uma segunda aplicação direta dos índices se refere a sua sensibilidade à precipitação. Esta característica sugere a possibilidade de determinação da precipitação acumulada mensal a partir das variações observadas em seus valores.

AGRADECIMENTOS

Nossos agradecimentos ao Grupo de Aplicações de Satélites Meteorológicos do CPTEC/INPE e à DSA/INPE pela contribuição ao desenvolvimento deste trabalho.

BIBLIOGRAFIA

- Kogan, F.N., 1995:"Application of Vegetation Index and Brightness Temperature for Drought Detection". *Adv. Space Res.*, vol. 15,no 11,pp 91-100.
- Pinty, B. and Verstraete, M.M., 1992: "GEMI: A Non-Linear Index to Monitor Global Vegetation from Satellites". *Vegetatio*, 101:15-20.
- Townshend, J.R.G, Justice, C.O., Kalb, V., 1987:"Characterization and Classification of South American Landcover Types Using Satellite Data". *Int. J. Remote Sensing*, vol. 8, no 8, 1189-1207.
- Tucker, C.J., 1979:"Red and Photographic Infrared Linear Combinations for Monitoring Vegetation". *Remote Sensing of Environment*, 8:127-150.
- Yang, L., Wyle, B.K., Tieszen, L.L. and Reed B. C., 1998:"An Analysis of Relationships Among Climate Forcing and Time-Integrated NDVI of Grasslands over the U.S. Northern and Central Great Plains". *Remote Sensing of Environment*, 65:25-37.

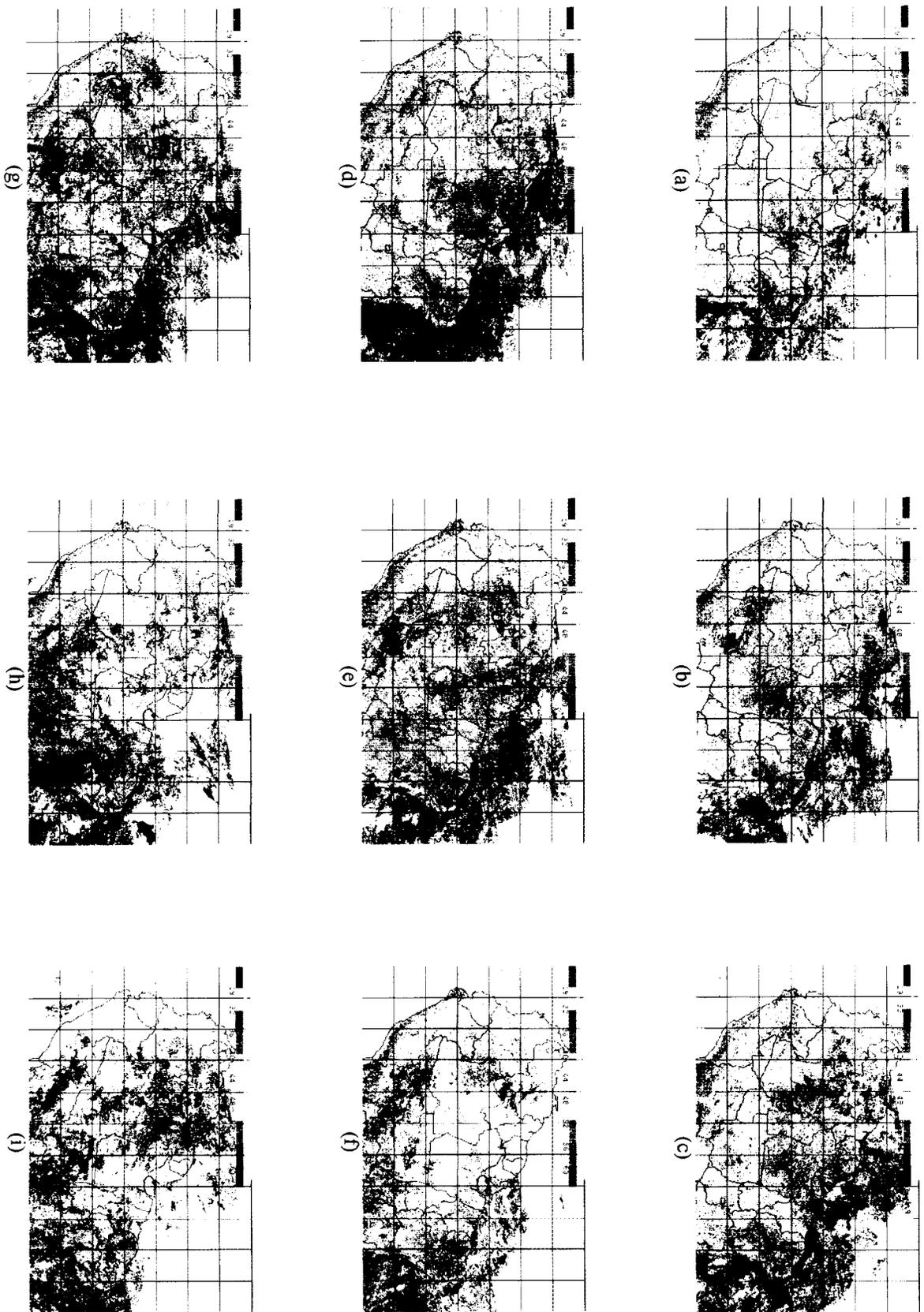


Figura 1: Evolução temporal do índice GEMI para os meses de junho (a) de 1998 a fevereiro (i) de 1999. Imagens constituem composições de aproximadamente 20 dias seguidos de cada mês, obedecendo a disponibilidade de dados.

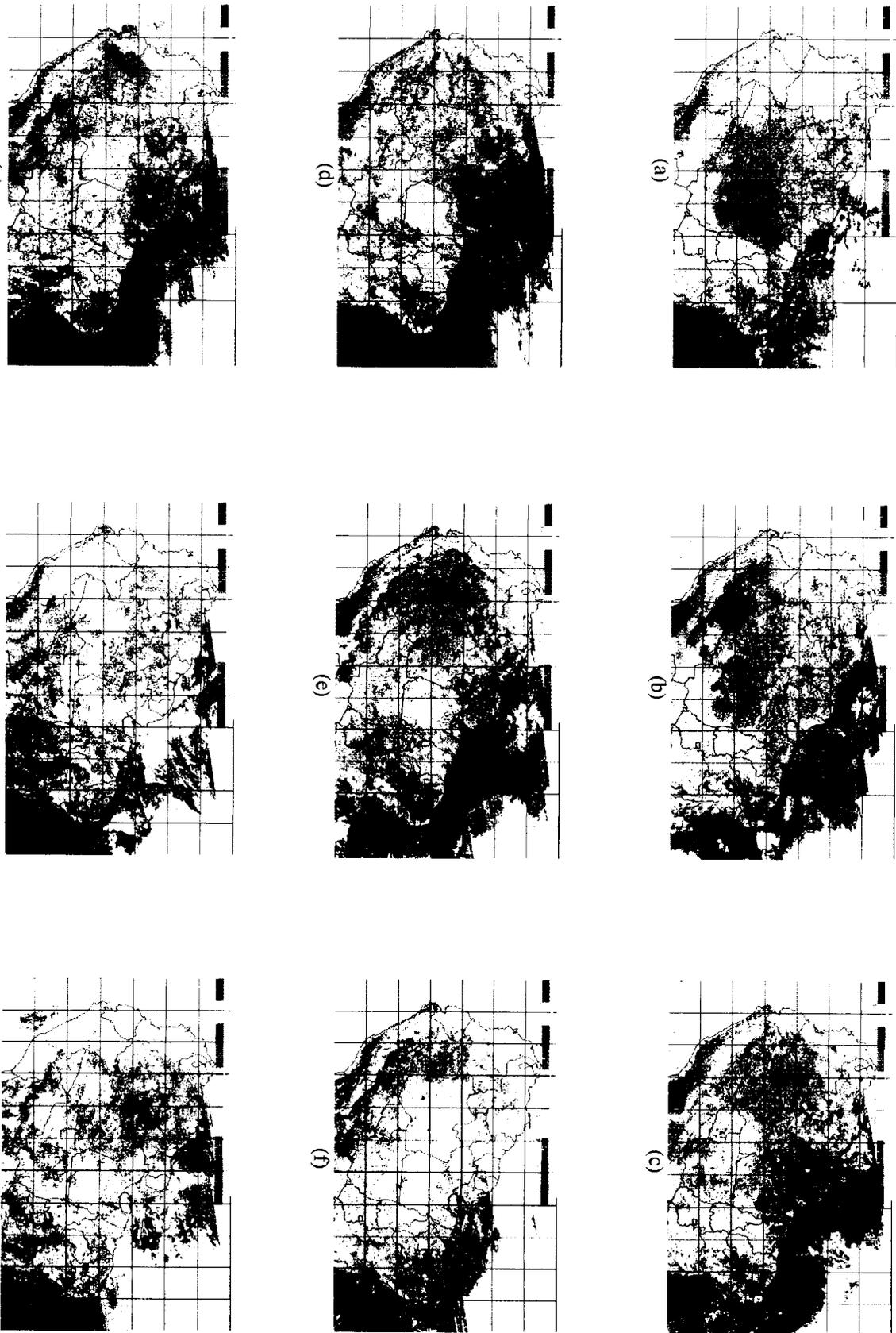


Figura 2. Evolução temporal do índice NDVI para os meses de junho (a) de 1998 a fevereiro (i) de 1999. Imagens constituem composições de aproximadamente 20 dias seguidos de cada mês, obedecendo a disponibilidade de dados.

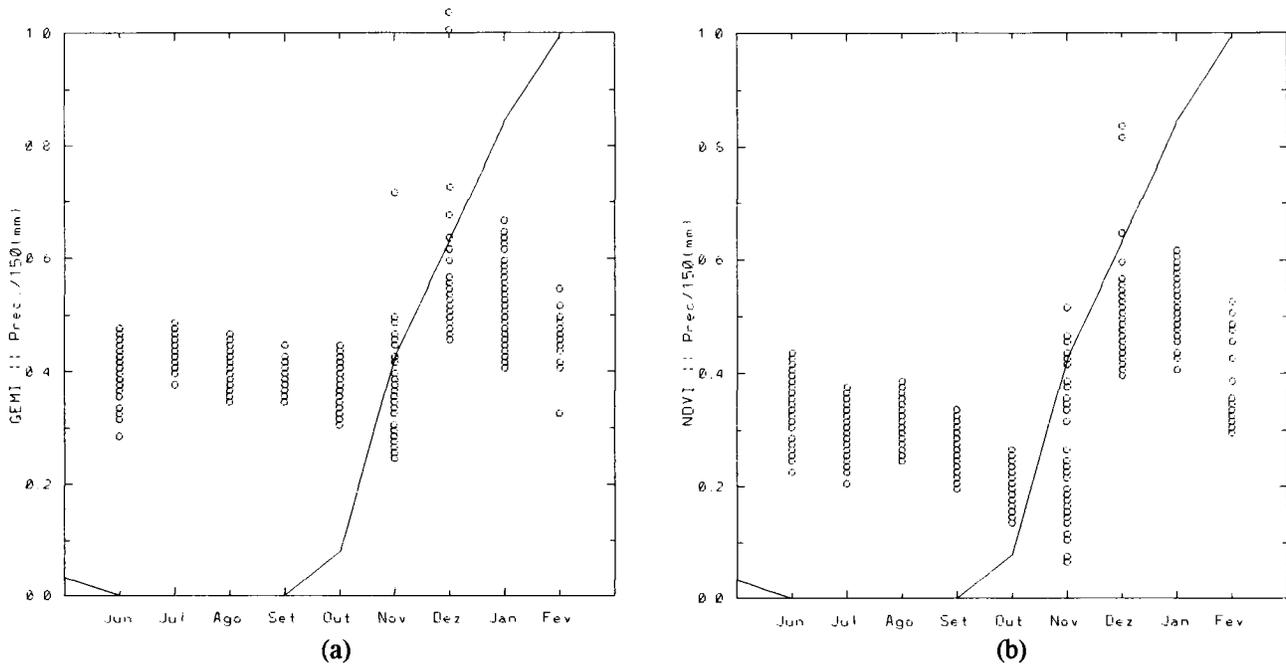


Figura 3: Evolução temporal dos índices GEMI (a) e NDVI (b) (pontos circulares) com as curvas de precipitação acumulada mensal (linha sólida) correspondente a estação de Bom Jesus do Piauí (PI).

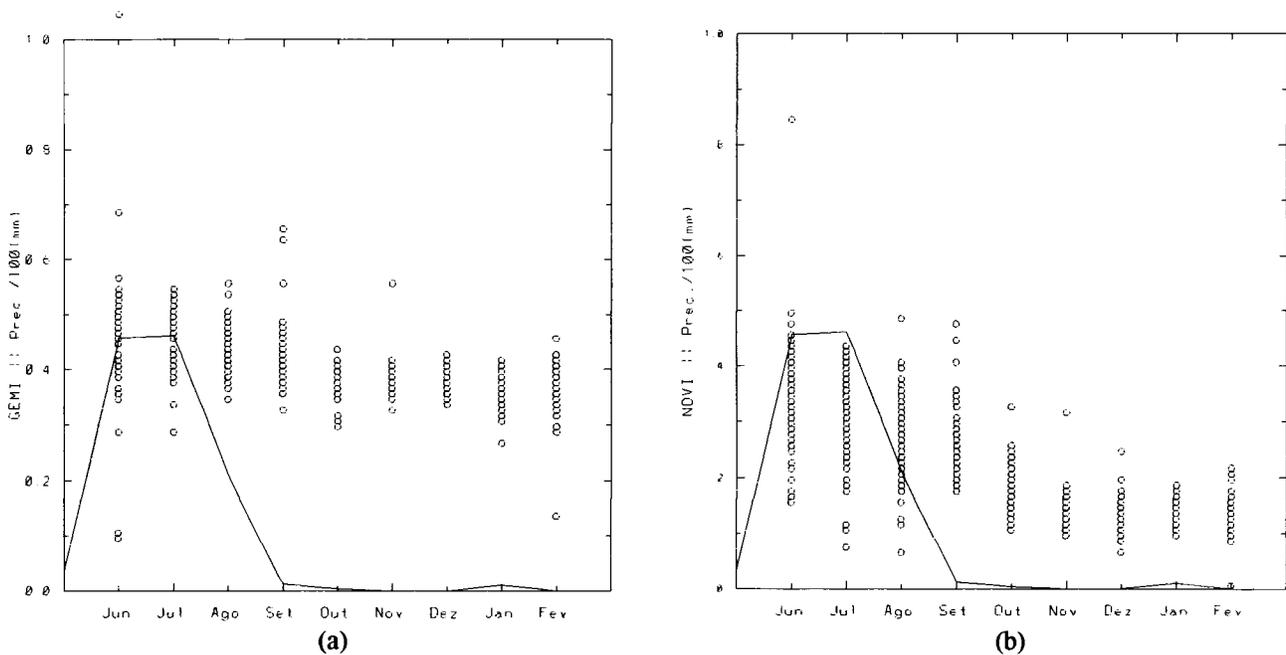


Figura 4: Evolução temporal dos índices GEMI (a) e NDVI (b) (pontos circulares) com as curvas de precipitação acumulada mensal (linha sólida) correspondente a estação de Paulo Afonso (BA).

**Comparação entre Métodos de Detecção de Focos de Calor
para uma Região de Cerrado Usando Dados AVHRR/NOAA-14**

Wilfrid Schroeder
IBAMA - PROARCO
SAIN LA Norte, Bl. C, Brasília – DF
swilfrid@scde.ibama.gov.br

José Ricardo de A. França
Departamento de Meteorologia - Instituto de Geociências - UFRJ
Av. Brigadeiro Trompowsky, S/N - I. Fundão - 21949-900 Rio de Janeiro -RJ
jricardo@igeo.ufrj.br

ABSTRACT

Biomass burning in tropical areas cause severe climatic impacts at a local, regional and global scales. Satellite remote sensing is the most appropriate way to monitor fire activity at a continental scale and on a regular basis. A comparison is carried between hot spot detection algorithms using AVHRR/NOAA-14 afternoon overpasses. Simple threshold on channel 3 and the multispectral approach of França (1995) are applied to Cerrado areas for two National Environmental Protected Areas on Central Brazil for August - dry season 1999. The results of the hot spot detection were cross-checked with field observations available for the two sites. Both methods agreed well with the field observations, differing results being found for only one image out of 10 having fire events detected.

INTRODUÇÃO

A questão que envolve a queima de biomassa vem sendo amplamente estudada pela comunidade científica mundial (Kaufman et al., 1990; Menzel et al., 1991; Belward et al., 1993; França et al., 1995; Randriambelo et al., 1998; Kaufman et al., 1998a; entre outros), e abordada pela sociedade que sofre com seus efeitos. As ocorrências de queima de biomassa são um fenômeno de importância local, regional e global para a biosfera. As consequências ambientais deste processo têm se refletido em diferentes partes do sistema climático terrestre. Não obstante a degradação da vegetação onde ocorre o fogo, havendo perda de espécies vegetais e animais, o que afeta a biodiversidade existente e traz prejuízos

econômicos, a queima de biomassa traz consequências diretas também para o solo e para a atmosfera. Dependendo das temperaturas atingidas durante um incêndio, propriedades importantes do solo podem ser afetadas, havendo uma redução de sua fertilidade para atividades de plantio (Pivello e Coutinho, 1992). Através da queima de biomassa, são lançados à atmosfera componentes em formas químicas e físicas, à proporções que tornam a queima de biomassa um processo biogeoquímico distinto. A combustão de biomassa resulta na emissão de gases traço diversos (entre os mais importantes CO, NO, NO₂, NH₃, e diversos hidrocarbonos)(Prinn, 1991) que podem influenciar diretamente a química da

atmosfera devido ao aumento das concentrações de certas espécies (de modo mais significativo quanto maior a proximidade da fonte), ou indiretamente através da formação de ácidos e oxidantes que irão reagir com outras espécies presentes no meio. Esta pode ainda afetar o balanço radiativo da Terra, em uma escala regional ou mesmo global, através da mudança das características de absorção e espalhamento do meio (Ross *et al.*, 1998).

Este processo pode ser induzido naturalmente, através da ocorrência de raios em regiões onde a vegetação e as condições de tempo favorecem o seu alastramento, ou devido a influência do homem como elemento ignitor. Devido a necessidade de ocorrência de condições muito particulares, os eventos causados naturalmente aparecem em número menor quando comparados àqueles causados pela intervenção do homem (R.O.I., 1999). Para isto, contribui fortemente o fator social, onde a cultura da prática de queimadas para limpar os campos, as atividades de desflorestamento, entre outros, fazem o homem aparecer como o elemento causador principal nas estatísticas.

Dada a importância que a queima da biomassa possui, e dados os efeitos que pode induzir sobre o meio ambiente e sobre a sociedade, faz-se necessário aplicar técnicas de monitoramento que permitam determinar com precisão estes eventos. Neste caso, os sensores embarcados em plataformas orbitais são de grande utilidade, vista sua capacidade de monitorar diariamente extensas áreas onde o acesso por terra muitas vezes se torna impraticável. Os dados do sensor AVHRR, à bordo da série de satélites polares NOAA, têm sido amplamente utilizados para o monitoramento destes eventos, para uma grande variedade de regiões do globo. Em um estudo realizado, onde buscou-se determinar a capacidade de monitoramento do fogo através de sensoriamento remoto (Kaufman *et al.*, 1998b), conclui-se que apesar dos instrumentos com resolução espacial de 1km x 1km serem capazes de detectar menos da metade das ocorrências de fogo em superfície, estas são responsáveis por aproximadamente 80 a 100% da energia radiativa emitida e, conseqüentemente, por 80 a 100% da taxa de queima de biomassa total. A combinação de resolução espacial de 1km x 1km, com uma resolução temporal que permite amostragens diárias de qualquer ponto na superfície terrestre, e a presença de 5 bandas espectrais distintas, fazem do sensor AVHRR uma ferramenta de grande utilidade para o monitoramento da queima de

biomassa, a nível local, regional ou global. Todos os canais do AVHRR são adequados ao estudo de fogo em vegetação ou ao monitoramento das plumas de fumaça produzidas. Também, a frequência em que os dados AVHRR estão disponíveis é compatível com a escala temporal das variações de umidade da vegetação, um importante parâmetro que influencia a propagação do fogo (França *et al.*, 1995).

A região Central do Brasil exhibe valores elevados de ocorrência de queima de biomassa durante a sua estação seca (maio a meados de outubro), o que pode ser percebido através dos altos níveis de poluição regional observados. Este fato representa uma ameaça tanto ao meio quanto à sociedade.

Abordando a questão da queima de biomassa, este estudo tem como objetivo avaliar a capacidade de monitoramento do sensor AVHRR/NOAA-14 através do uso de dois algoritmos de detecção de focos de calor. O primeiro, baseado no método do limite de saturação do canal 3, foi o primeiro método proposto para identificação de focos de calor através as imagens AVHRR (Vickos, 1991 e Pereira *et Setzer*, 1993). O segundo, baseado no método multiespectral proposto por França (1995), emprega uma sequência de testes utilizando os canais 1, 3, 4 e 5 do sensor AVHRR a fim de classificar um pixel como foco de calor associado a fogo. Foram selecionadas vinte passagens vespertinas do satélite NOAA-14 referentes ao mês de agosto, para a região que compreende o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (GO) e o Parque Nacional Grande Sertão Veredas (MG), com as quais fez-se a comparação dos resultados da contagem de focos de calor identificados por cada método com dados da ocorrência de incêndios reais observados em cada localidade pelas administrações dos Parques.

DADOS UTILIZADOS

Neste estudo, foram utilizadas imagens AVHRR/NOAA-14 referentes a passagem vespertina do sensor (aproximadamente 15:30h local), captadas pela antena da Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do INPE - Cachoeira Paulista. A área de estudo é definida pelas coordenadas 44° - 50° W e 12° - 18° S (figura 1), dentro das quais estão localizados os Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG).

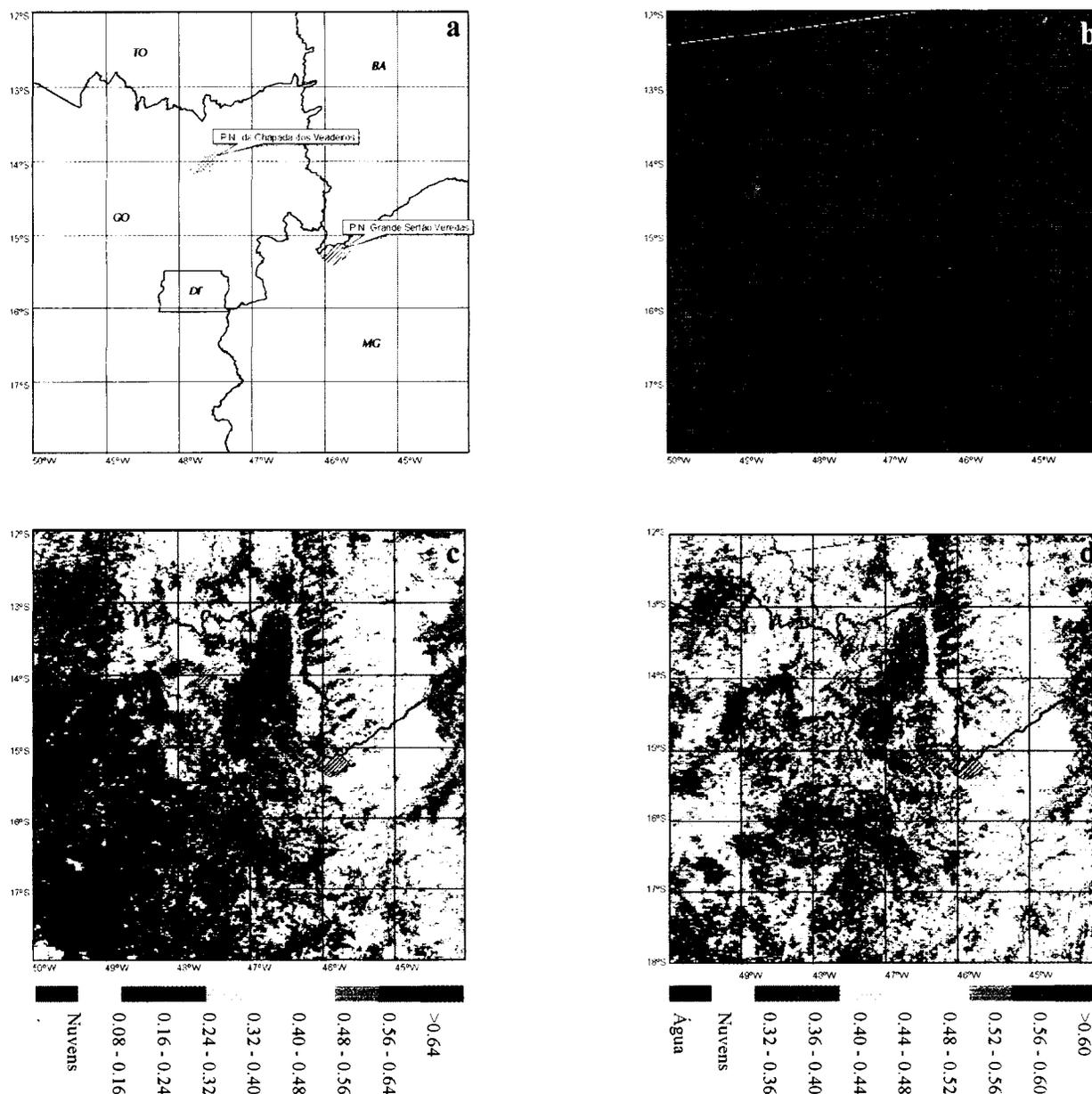


Figura 1: Representação da área de estudo, onde (a) mapa geográfico; (b), (c) e (d) correspondem à imagem do dia 12/08/99 18:05h UTC referentes ao canal 2 AVHRR, NDVI e GEMI, respectivamente.

Os dois Parques são caracterizados por apresentarem vegetação do tipo cerrado, havendo predomínio de espécies do tipo campos rupestres, cerrado (sensu estrito), campos úmidos e veredas no P.N. da Chapada dos Veadeiros, e de espécies do tipo cerrado denso, cerrado ralo, carrasco, veredas e mata de galeria no P.N. de Grande Sertão Veredas (RADAMBRASIL,1982). O fogo é um fator de grande importância sobre os dois ecossistemas. A área que abrange ambos os parques é marcada por um forte sinal sazonal, havendo uma clara distinção entre

a estação seca (de maio a meados de outubro), com precipitação nula e vegetação estressada, e a estação úmida (de meados de outubro a abril), com precipitação quase diária e vegetação exuberante. O ressecamento da gramínea presente nos dois ecossistemas, assim como a perda da folhagem das espécies arbóreas contribuem para o acúmulo de material combustível de alto teor inflamável.

As imagens escolhidas para o estudo são referentes ao mês de agosto, climatologicamente um

mês caracterizado por precipitação nula, onde a vegetação se encontra no auge de seu stress em função da estiagem prolongada, a qual se inicia normalmente em torno do mês de maio em toda a região.

Para validar a contagem dos focos de calor detectados por cada uma das metodologias propostas, foi feito um levantamento junto ao PREVFOGO/IBAMA, divisão responsável pelo combate a incêndios nas Unidades de Conservação gerenciadas pelo IBAMA, que recebe e arquiva todas as ocorrências de incêndios observados no P.N. da Chapada dos Veadeiros, entre outros, e também à Fundação Pró-Natureza, responsável pela gestão do P.N. Grande Sertão Veredas, que guarda os registros de ocorrências de incêndios neste parque. Este levantamento forneceu uma tabela de ocorrência dos incêndios observados nos dois Parques em estudo durante o mês de agosto, à qual foram comparados os resultados das contagens de focos de calor detectados nas imagens processadas.

METODOLOGIA

Com a evolução dos métodos de detecção de focos de calor em imagens de satélites, passou-se de algoritmos com um número reduzido de testes (limites aplicados aos valores observados em cada canal), ajustados biogeograficamente, para algoritmos com um número maior de testes aplicados às áreas mais amplas. Desde 1990, o número de limites vêm aumentando. Em 1990, Kaufman utilizou 3 limites para um estudo em floresta (Kaufman *et al.*, 1990). Em 1995, França utilizou 5 limites para uma região de savana da África Ocidental (França *et al.*, 1995), e em 1998, Randriambelo já considerava 6 limites para uma situação mista de floresta e savana da África Oriental (Randriambelo *et al.*, 1998). O aumento da complexidade nos métodos de detecção claramente se faz pela consideração de situações geográficas mais complexas, incluindo diferentes tipos de vegetação.

Quanto à metodologia, os algoritmos de detecção dos focos de calor via satélite podem ser separados basicamente em três grupos diferentes: (i) o método simples do limite de saturação do canal 3; (ii) o método multiespectral e, (iii) o método contextual (o qual não será abordado com maiores detalhes neste trabalho).

No método simples do limite de saturação do canal 3, faz-se uso da característica que este canal apresenta em que o pixel atinge seu valor de saturação quando total ou parcialmente (dependendo

do tamanho ou temperatura do foco) ocupado por fogo. Apesar deste método ser suficiente para a detecção dos focos de calor nas imagens noturnas, surgem problemas de interpretação quando aplicado às imagens diurnas. Este fato se deve à região espectral do canal 3 do sensor AVHRR estar centrada no infravermelho médio, sendo assim sensível à radiação solar refletida pelo sistema terrestre, à radiação termal emitida pela Terra, assim como à radiação emitida pelo fogo. Desta forma, superfícies aquecidas quando expostas à radiação solar (solo nu ou cicatrizes de fogo) poderão produzir sinais semelhantes àqueles gerados pelo fogo, saturando o canal (Brustet *et al.*, 1991). Do mesmo modo, a reflexão especular produzida sobre corpos d'água para determinadas geometrias Sol-alvo-sensor ("sun glint"), também pode gerar sinais semelhantes ao do fogo. Outra fonte de erro possível provém das zonas onde nuvens são geradas localmente. Nestas, células de nuvens Cumulus ativas ou outras superfícies altamente refletoras podem refletir energia suficiente no canal 3, criando um falso foco de calor (França *et al.*, 1995). Todos estes fatores contribuem negativamente, resultando em valores imprecisos na contabilidade dos focos de calor detectados que de fato se relacionam a fogo em vegetação. Em função das limitações de aplicação do método do canal 3, tem-se como alternativa o emprego restrito desta técnica às passagens noturnas do sensor AVHRR. No entanto, estudos de detecção de focos de calor utilizando imagens do satélite GOES (Prins *et al.*, 1998) mostraram a existência de um claro ciclo diário de ocorrência de focos de calor, havendo um máximo de ocorrência dos eventos localizado no horário que cobre o início e o meio da tarde. Desta forma, a utilização das imagens vespertinas do sensor AVHRR resulta em um ganho na representatividade do monitoramento dos focos de calor, devendo ser considerada.

Visando então contornar o problema de saturação do canal 3 observado durante o dia, foram desenvolvidos os métodos multiespectrais. Estes métodos, buscam eliminar basicamente aqueles pixels saturados relacionados a superfícies aquecidas e à reflexão das nuvens. Para isto, são incorporadas à análise outras bandas do sensor (ou combinações entre elas), possibilitando assim identificar propriedades distinguíveis entre as diferentes superfícies que antes não eram passíveis de serem observadas pelo uso exclusivo do canal 3. São feitos então três testes principais sobre os pixels da imagem: (i) teste de saturação do canal 3, a fim de se identificar todos os possíveis pixels contendo fogo; (ii) teste da diferença entre as temperaturas radiativas dos canais 3 e 4, buscando separar pixels com fogo

daqueles com superfícies aquecidas e (iii) teste da temperatura radiativa do canal 4, a fim de separar pixels com fogo daqueles com nuvens. Uma vez que os valores observados nas diferentes bandas espectrais (ou nas combinações entre elas) podem variar entre ecossistemas distintos, dependendo do tipo da cobertura superficial e das condições climáticas existentes, faz-se necessário ajustar regionalmente os limites aplicados nos testes de identificação dos pixels de fogo através deste método. Conclui-se que o melhor método multiespectral para se monitorar pixels de fogo não é necessariamente o mesmo para todas as regiões do globo.

Os dados AVHRR selecionados correspondem às imagens recebidas pela antena da Divisão de Satélites Ambientais - DSA/INPE - Cachoeira Paulista. As imagens (4500 linhas (aproximadamente) x 2048 colunas), foram inicialmente inspecionadas visualmente a fim de se fazer uma separação prévia, eliminando aquelas excessivamente contaminadas por nuvens. A seguir, foram extraídos setores de 450 x 450 linhas x colunas a partir das imagens georreferenciadas pela DSA, que cobriam a área de interesse. Em função do processo de aplicado, a precisão do georreferenciamento variou em até 10 pixels, dependendo da disponibilidade de pontos de controle coletados em cada imagem.

Tendo sido feita a seleção das imagens, foi realizada a correção radiométrica dos seus dados. Com isso, foi feita a transformação do valor numérico digital das imagens (digital number - DN) em albedo (canal 1)(eq. 1) e em temperatura de brilho (canais 3, 4 e 5)(eq. 2a e 2b):

$$Alb_1 = Slp_1 * DN_1 + Int_1 \quad (1)$$

$$Rad_{3,4e5} = Slp_n * DN_n + Int_n \quad (2a)$$

$$Tb_{3,4e5} = \frac{C_2 v_n}{\ln[1 + (C_1 / Rad_n) v_n^3]} \quad (2b)$$

Onde Alb_1 é o albedo calculado no canal 1, Tb_3 , Tb_4 e Tb_5 são respectivamente as temperaturas de brilho nos canais 3, 4 e 5, v_n é o número de onda no canal n , e C_1 e C_2 são constantes da função de Planck (Kidwell, 1997).

A terceira etapa do processamento consistia na aplicação dos dois métodos de detecção de focos de calor às imagens. No caso do método simples do limite de saturação do canal 3, optou-se por trabalhar com a temperatura de brilho (Tb) deste canal. Desta forma, procurou-se evitar a incorporação de erros na contagem dos focos detectados devido à oscilações do sensor decorrentes do uso do valor numérico digital (digital number - 10 bits) na definição do limite de saturação.

Na detecção multiespectral, utilizou-se o método proposto por França (1995), o qual estabelece como critérios necessários para que um pixel seja rotulado como um foco de calor relacionado a fogo, o seguinte:

- i) $Tb_3 \geq 320K$
- (ii) $Tb_4 \geq 287K$
- (iii) $Tb_3 - Tb_4 \geq 15K$
- (iv) $0 \leq Tb_4 - Tb_5 \leq 5K$
- (v) $Alb_1 \leq 9\%$

Os testes acima estão relacionados, respectivamente, a:

- (i) detectar todos os pixels onde possa existir fogo;
- (ii) fazer a separação entre superfícies aquecidas e pixels de fogo;
- (iii) separar nuvens de pixels de fogo;
- (iv) separar, em especial, nuvens parciais de fogo;
- (v) separar sinais de névoa seca e aerossóis, assim como o sinal da reflexão especular de corpos d'água, dos pixels de fogo.

A contagem dos focos de calor foi feita através da definição de buffers distintos (matrizes linha x coluna) que delimitavam cada uma das Unidades de Conservação em estudo.

Estabelecida a sequência para identificação dos focos de calor nas imagens, seguiu-se à comparação dos resultados com os dados obtidos da observação em campo por membros da administração do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros e do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As tabelas 1.1 e 1.2 apresentam os resultados da contagem de focos de calor identificados nas imagens vespertinas do sensor AVHRR/NOAA-14 para as órbitas de agosto que cobriram as duas áreas em estudo. No caso do Parque Nacional da Chapada

dos Veadeiros, os registros de incêndios observados no Parque indicavam a data da ocorrência e, em alguns casos, detalhes a respeito da extensão da frente de fogo e da área queimada afetada. Já para o Parque Nacional de Grande Sertão Veredas, a informação referente à ocorrência de incêndios naquela área indicavam somente o número de eventos observados em cada mês da época seca, e a área queimada afetada em cada um.

A análise dos resultados obtidos para o Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, mostra uma performance idêntica dos dois métodos de detecção dos focos de calor. No mês de agosto, os registros de ocorrência de incêndios neste Parque apresentam dois eventos distintos, o primeiro que iniciou-se no dia 09, prosseguindo até o dia 15, e o segundo que foi observado no dia 19. No dia 12, nenhum dos dois métodos identificou focos de calor na imagem. Após a inspeção da imagem, descartou-se a possibilidade de presença de nuvens sobre o Parque no momento da passagem do sensor. Um possível causa para ambos os métodos não terem detectado focos de calor na área pode se dar devido a uma diminuição temporária da intensidade do foco de incêndio. É mencionado nos relatórios do Parque que, durante o combate ao incêndio, o foco apresentou oscilações em sua intensidade acompanhando as condições meteorológicas que iam se modificando. O grande número de focos identificados por ambos os métodos no dia 10 coincide também com o registro de área

queimada observada, a qual foi estimada da ordem de 20ha.

Para o Parque Nacional Grande Sertão Veredas, os registros de ocorrência de incêndios para o mês de agosto indicavam dois eventos de grandes proporções tendo ocorrido naquele Parque. A análise dos focos detectados através de cada método aplicado mostra uma concordância do número de eventos detectados com o número observado. A tabela 1.2 identifica duas ocorrências distintas detectadas por ambos os métodos, a primeira entre os dias 9 e 12, e a segunda entre os dias 27 e 29. No evento detectado entre os dias 9 e 12, tem-se a única discordância entre o número de focos identificados por cada método. Para o dia 12, o método do limite de saturação do canal 3 rotulou 2 pixels como foco de calor, enquanto no método multiespectral nenhum pixel foi identificado. A análise dos valores encontrados para os dois pixels identificados pelo método limite do canal 3 mostrou que a única condição não satisfeita para os testes do método multiespectral foi aquela referente à diferença entre as temperaturas de brilho dos canais 4 e 5, o que poderia identificar a presença de nuvens parciais no pixel. No entanto, os valores de albedo do canal 1 e 2 não acompanham um aumento, o que seria esperado em função das características de interação da radiação solar com as nuvens, resultando em valores elevados de albedo e, por consequência, gerando valores mais altos de resposta dos canais 1 e 2.

Tabela 1a: Quadro comparativo entre as ocorrências de incêndios observados para os dias das imagens seleccionadas e a contagem dos focos de calor através das duas técnicas aplicadas: Método do limite de saturação do canal 3, e método multiespectral de França (1995).

Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros			
Dia (mês de agosto)	Observado	Método Canal 3	Método Multiespectral
01		0	0
02		0	0
03		0	0
04		0	0
06		0	0
07		1	1
09	X	3	3
10	X	9	9
12	X	0	0
16		0	0
17		0	0
18		0	0
19	X	1	1
20		0	0
24		0	0
25		0	0
26		0	0
27		0	0
29		4	4
30		0	0

Tabela 1b: Quadro comparativo entre a contagem dos focos de calor através das duas técnicas aplicadas: Método do limite de saturação do canal 3, e método multiespectral de França (1995).

Parque Nacional Grande Sertão Veredas (MG)		
Dia (mês de agosto)	Método Canal 3	Método Multiespectral
01	0	0
02	0	0
03	0	0
04	0	0
06	0	0
07	0	0
09	1	1
10	3	3
12	2	0
16	0	0
17	0	0
18	0	0
19	0	0
20	0	0
24	0	0
25	0	0
26	0	0
27	1	1
29	8	8
30	0	0

CONCLUSÃO

Imagens do sensor AVHRR referentes às órbitas do mês de agosto de 1999 que cobriram as áreas dos Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG) foram selecionadas e os métodos do limite simples de saturação do canal 3 e multiespectral, França (1995), aplicados ao dado digital a fim de se obter a contagem do número de focos de calor identificados em cada imagem. Aos dados obtidos das imagens de satélite foram comparadas as observações de campo a fim de se validar cada um dos métodos utilizados. Ambos os métodos saíram-se bem na caracterização dos focos de calor identificados nas imagens, representando de maneira correta os dados observados em campo. Em apenas uma ocasião foi observada discordância entre o número de focos identificados por cada método. Neste caso, o método simples de saturação do canal 3 identificou 2 pixels saturados, enquanto no método multiespectral um dos 5 testes não foi satisfeito para estes mesmos dois pixels. Apesar do teste não satisfêito referir-se a presença de nuvens parciais sobre o pixel, a inspeção da imagem descartou esta possibilidade ser verdadeira. Pode aí se fazer necessário um ajuste dos limites utilizados para a área específica de estudo, uma vez que tais valores foram previamente definidos

a para outra região de estudo, a mencionar a África Ocidental.

Novos testes serão realizados visando uma inspeção mais aprofundada de ambos os métodos, garantindo que condições variáveis dentro das imagens sejam encontradas e que todas as fontes de erro comuns ao método do limite simples do canal 3 possam ser acessadas e analisadas.

AGRADECIMENTOS

Nossos agradecimentos ao Grupo de Aplicações de Satélites Meteorológicos do CPTEC e à DSA/INPE – Cachoeira Paulista pelo apoio e pela disponibilização das imagens utilizadas neste estudo e ao PROARCO/IBAMA, PREVFOGO/IBAMA e a FUNATURA pela disponibilização dos dados de incêndios nos Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG).

BIBLIOGRAFIA

Belward, A. S., J-M. Grégorie, G. D'Souza, S. Trigg, M. Hawkes, J-M. Brustet, D. Serça, J-L. Tireford, J-M. Charlot and R. Vuattoux, 1993, In-Situ, Real-Time Fire Detection Using NOAA/AVHRR Data.

- Proceedings of the 6th AVHRR Data User's Meeting, 333-339.
- Brustet, J. M., J. B. Vickos and J. Fontan, 1991, Detection and Characterization of Active Fires in West Africa with Landsat Thematic Mapper and NOAA. Proceedings of the 5th Intl Colloquium – Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, 663-667.
- França, J.R.A., J. –M. Brustet and J. Fontan, 1995, Multispectral Remote Sensing of Biomass Burning in West Africa. *J. Atmosph. Chemistry*, vol. 22, 81-110.
- Kaufman, Y.J., C.J. Tucker, I. Fung, 1990, Remote Sensing of Biomass Burning in the Tropics. *J. Geophys. Res.*, vol. 95, 9927-9939
- Kaufman, Y. J., P.V. Hobbs, V.W.J.H Kirchoff, P. Artaxo, L.A. Remer, B.N. Holben, M.D. King, D.E. Ward, E. M. Prins, K.M. Longo, L.F. Mattos, C.A. Nobre, J.D. Spinhirne, Q. Ji, A.M. Thompson, J.F. Gleason, S.A. Christopher and S. –C. Tsay, 1998a, Smoke, Clouds and Radiation – Brazil (SCAR-B) Experiment. *J. Geoph. Res.*, vol. 103, no. D24, 31.783-31.808.
- Kaufman, Y.J., R. G. Kleidman and M. D. King, 1998b, SCAR-B Fires in the Tropics: Properties and Remote Sensing from EOS-MODIS. *J. Geoph. Res.*, vol. 103, no. D24, 31.955-31.968.
- Kidwell, K. B., 1997, NOAA POD GUIDE, U.S. Department of Commerce – NOAA NESDIS – NCDC – Satellite Services Branch – FOB3, room G233, E/CC33, 4700 Suitland Road, Suitland, MD 20746.
- Menzel, W. P., E. C. Cutrim and E. M. Prins, 1991, Geostationary Satellite Estimation of Biomass Burning in Amazonia During BASE-A. *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications* (J. S. Levine, ed.), 41-46.
- Pereira, M.C., and Setzer, A. W., 1993: "Spectral characteristics of deforestation fires in NOAA/AVHRR images". *Int. J. Remote Sensing*, 14, 297-313
- Pivello, V.R. and L.M. Coutinho, 1992, Transfer of Macro-Nutrients to the Atmosphere During Experimental Burnings in an Open Cerrado (Brazilian Savanna). *J. of Tropical Ecology*, 8(4):487-497.
- Prinn, R. G., 1991, Biomass Burning Studies and the International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) Project. *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications* (J. S. Levine, ed.), 22-28.
- Prins, E. M., J. M. Feltz, W. P. Menzel, and D. E. Ward, 1998, An Overview of GOES-8 Diurnal Fire and Smoke Results for SCAR-B and 1995 Fire Season in South America. *J. Geoph. Res.*, vol. 103, no. D24, 31.821-31.835.
- Randriambelo, T., S. Baldy, M. Bessafi, M. Petit and M. Despinoy, 1998, An Improved Detection and Characterization of Active Fires and Smoke Plumes in South-Eastern Africa and Madagascar. *Int. J. Remote Sensing*, vol. 19, no. 14, 2623-2638.
- R.O.I. – Relatório de Ocorrência de Incêndios em Unidade de Conservação Gerenciadas pelo IBAMA – 1987-1999, 1999. PREVFOGO – Sistema Nacional de Prevenção e Combate aos Incêndios Florestais.
- Ross, J. L., P. V. Hobbs and B. Holben, 1998, Radiative Characteristics of Regional Hazes Dominated by Smoke from Biomass Burning in Brazil: Closure Tests and Direct Radiative Forcing. *J. Geoph. Res.*, vol. 103, no. D24, 31.925-31.941.
- Vickos, J.B., 1991: "Télédétection des feux de végétation en Afrique Intertropicale et estimation des émissions de constituants ayant un intérêt atmosphérique". Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, 148pp.

Identificação de Padrões Climatológicos que Contribuem para a Ocorrência de Incêndios em Cerrado Usando Dados AVHRR/NOAA-14

Wilfrid Schroeder
IBAMA - PROARCO
SAIN LA Norte, Bl. C, Brasília – DF
swilfrid@sede.ibama.gov.br

José Ricardo de A. França
Departamento de Meteorologia - Instituto de Geociências - UFRJ
Av. Brigadeiro Trompowsky, S/N - I. Fundão - 21949-900 Rio de Janeiro -RJ
jricardo@igeo.ufrj.br

Marcelo Pinheiro Garcia
Departamento de Meteorologia - Instituto de Geociências - UFRJ
Av. Brigadeiro Trompowsky, S/N - I. Fundão - 21949-900 Rio de Janeiro -RJ
marcelo@meteoro.ufrj.br

ABSTRACT

Biomass burning in Central Brazil is a major environmental problem that strikes the area on an annually basis during its dry season months. There are climatological aspects that governs fire occurrence driving its rate of spreading and intensity. Meteorological surface station's data are analyzed together with vegetation indices calculated for AVHRR/NOAA-14 images covering the area for July and August 1999. Hot spot detection was carried and validated with field observations and the fire events analyzed. Fire occurrence showed a clear dependence on temperature and relative humidity and typical vegetation indices for the stressed vegetation obtained.

INTRODUÇÃO

A queima de biomassa vegetal vem sendo assunto de crescente atenção na comunidade científica (IGBP, 1990; Kaufman et al., 1992; Kaufman et al., 1998a; IGBP 1999; entre outros). As consequências ambientais deste processo são variadas, refletindo-se através da degradação da vegetação onde ocorre o fogo, de alterações no solo e na atmosfera (Pivello e Coutinho, 1992, Prinn, 1991). Mais especificamente, a ocorrência de incêndios em áreas de relevado interesse ecológico vem direcionando a atenção da sociedade para este assunto, principalmente estando-se observando eventos de grande impacto nos últimos anos, como foram os casos do incêndio do Parque Nacional de Yellowstone, os grandes incêndios florestais de

Roraima e da Indonésia, entre tantos outros de significativa importância.

Os incêndios podem ser induzidos naturalmente, através da ocorrência de raios, ou devido à influência do homem como elemento ignitor. Apesar do homem aparecer como principal elemento causador nas estatísticas de ocorrências de incêndios em áreas de conservação ambiental (R.O.I., 1999), nem toda queima provocada, ou nem todo raio que incide em uma área de vegetação, irá evoluir para um incêndio florestal. Para que o fogo ocorra fora de controle, o que caracteriza um incêndio florestal, devem existir condições particulares do ambiente a fim de que a combustão possa ser continuada após a

ignição inicial. Neste ponto, atuam como elementos principais: (i) o estado da vegetação – que irá indicar o grau de flamabilidade do material orgânico, representando o combustível; (ii) as condições atmosféricas, através da temperatura e umidade – que irão indicar a condição do componente ar, representando o comburente; (iii) e por fim, ainda dentro das condições atmosféricas, o vento – que irá indicar a susceptibilidade ao alastramento e intensificação das chamas, representando o fole. Temos aí então um esquema “lareira” no ambiente, onde cada elemento irá contribuir favorecendo ou prejudicando o desenvolvimento e a continuidade do fogo. Em um estudo de monitoramento do fogo utilizando-se imagens do satélite GOES (Prins *et al.*, 1998), no qual se realizou amostragens do número de focos de calor a cada três horas durante toda a estação seca de 1995 para a América do Sul, identificou-se a existência de um claro ciclo diário de ocorrência de focos de calor, havendo um máximo de ocorrência dos eventos localizado no horário que cobre o início e o meio da tarde, o que coincide com o horário das temperaturas máximas diárias. Em um outro estudo, onde se buscou acompanhar através de imagens do sensor AVHRR/NOAA a evolução de frentes de fogo induzidas em uma região de savana africana (Belward *et al.*, 1993), notou-se da mesma forma um regime diário no comportamento do fogo, havendo uma diminuição significativa de sua intensidade com o cair da noite, até que o orvalho depositado na vegetação fosse evaporado e a temperatura voltasse a subir com o decorrer do dia seguinte.

A região Central do Brasil é caracterizada por condições climáticas bastante particulares no tocante ao seu período de seca, o qual abrange os meses de maio a outubro. Nesta época, a precipitação registrada reduz-se a praticamente zero, sendo acompanhada por valores bastante baixos de umidade relativa e temperaturas elevadas (CPTEC/INPE, 1996, Nobre *et al.*, 1998). Em função disto, as áreas de relevado interesse ecológico localizadas na região ficam sujeitas a incêndios provocados por queimadas que fogem ao controle, devido fundamentalmente à ocorrência de condições climáticas ideais no ambiente para o alastramento destas.

Dada a dificuldade de operação e os custos elevados envolvidos com o monitoramento das condições da vegetação in-situ, o sensoriamento remoto por satélite surge como uma alternativa bastante atraente. Permitindo amostragens de todo o globo numa base diária, e a uma resolução espacial adequada para estudos com vegetação (1 km x 1 km ao nadir), o sensor AVHRR/NOAA aparece como uma ferramenta valiosa neste sentido. Apresentando

dois canais localizados nas regiões do vermelho e do próximo-infravermelho (canais 1 e 2, respectivamente), este sensor permite a aplicação de índices de vegetação que irão explorar a diferença de resposta da vegetação à radiação solar incidente nas duas bandas mencionadas, derivando daí a presença de biomassa verde à superfície (Goward *et al.*, 1991; Carlson e Ripley., 1997). Sensíveis à variação do estado da vegetação em função das condições climáticas (Achard e Blasco, 1990; Schroeder *et al.*, 1999), estes índices permitem identificar o estabelecimento das condições de seca sobre uma dada região.

Utilizando dados de superfície provenientes de estações meteorológicas junto com índices de vegetação derivados de imagens do sensor AVHRR/NOAA-14, este estudo tem como objetivo o monitoramento das condições climáticas nos Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG), visando identificar padrões associados à ocorrência de incêndios a fim de se permitir antecipar o estabelecimento de condições propícias à tal. Os resultados preliminares obtidos para os meses de julho e agosto de 1999, os quais se inserem no período de seca daquela região, são apresentados e discutidos.

DADOS UTILIZADOS

Neste estudo, foram utilizados dados de estações meteorológicas de superfície (precipitação, temperatura, umidade relativa e vento) correspondentes às estações de Barro Alto (GO) e Buritis (MG), assim como imagens AVHRR/NOAA-14 referentes a passagem vespertina do sensor, captadas pela antena da Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do INPE-Cachoeira Paulista. A área de estudo é definida pelas coordenadas 44° – 50° W e 12° – 18° S (figura 1), dentro das quais estão localizados os Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG). O período que abrange os dados refere-se aos meses de julho e agosto, período este em que as condições de seca já se estabeleceram, registrando precipitação nula, umidade relativa baixa, temperaturas elevadas e vegetação estressada.

As estações meteorológicas de superfície foram escolhidas de modo a situarem-se o mais próximo das duas áreas de estudo, observando-se a geografia local através do tipo de vegetação, relevo, assim como a regularidade das observações disponíveis. Desta forma, foram escolhidas como representativas dos Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas as estações de Barro Alto

(Plataforma de Coleta de Dados – PCD/INPE) e de Buritis (estação meteorológica convencional – INMET), respectivamente. A figura 1a apresenta um esquema da área, mostrando a localização de cada uma das duas estações. A estação de Barro Alto (GO) encontra-se distante 180km do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, enquanto a estação de Buritis (MG) encontra-se distante 75km do Parque Nacional de Grande Sertão Veredas. Apesar das distâncias

relativamente grandes das estações em relação aos respectivos Parques, a análise dos dados da rede de estações existente na região mostrou uma alta correlação entre os valores observados para cada variável estudada, inclusive entre os dados de precipitação, para os quais eram esperadas as maiores diferenças em função do caráter local das chuvas observadas em tal região.

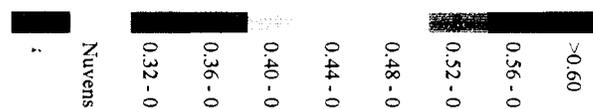
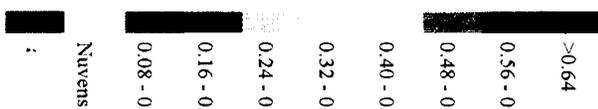
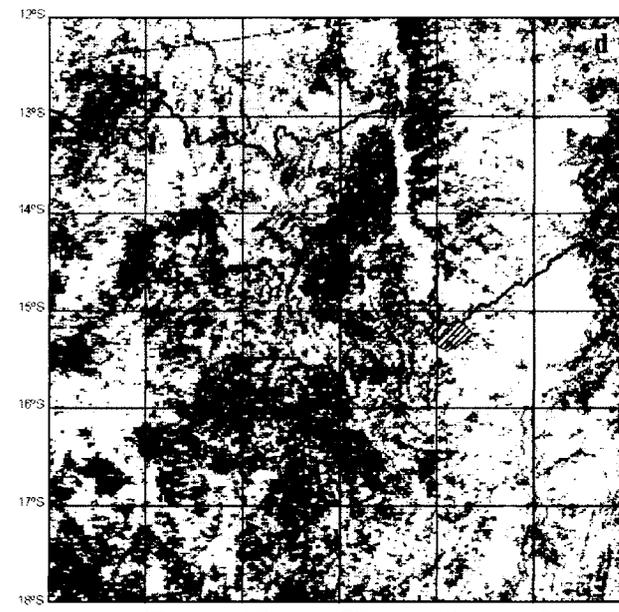
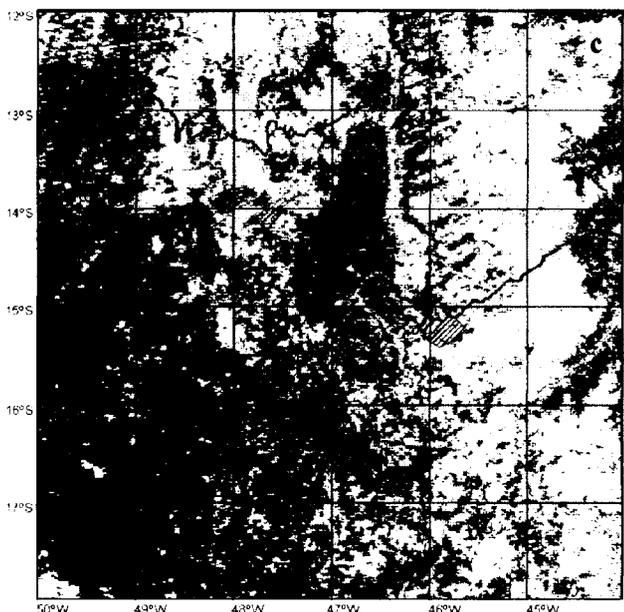
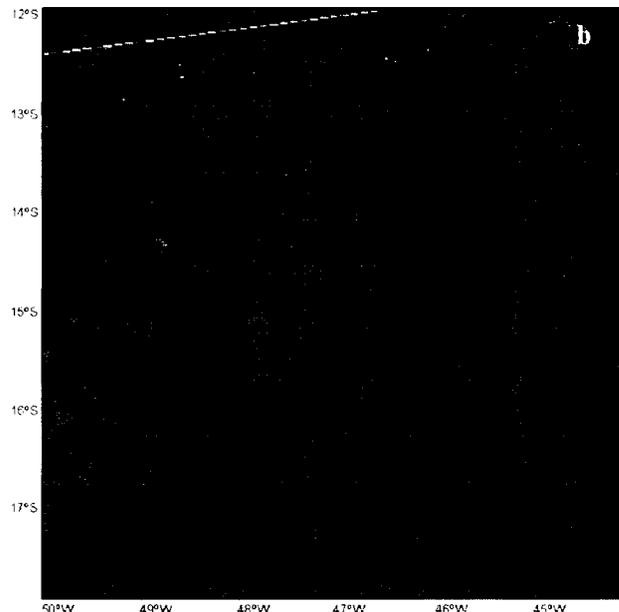
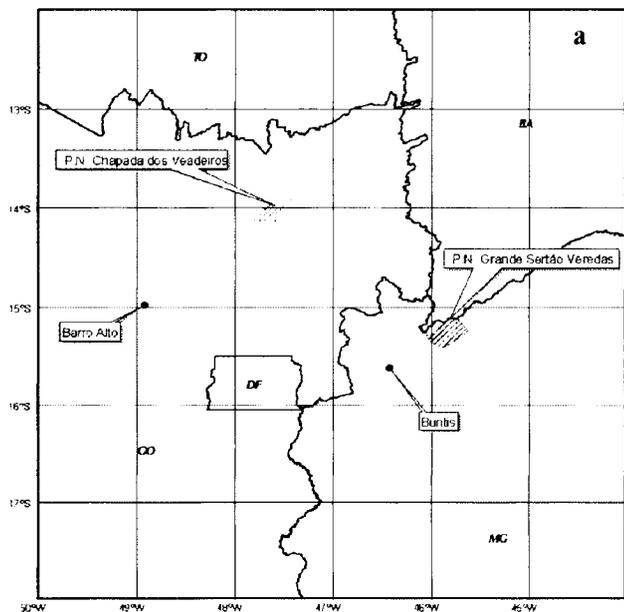


Figura 1: Representação da área de estudo, onde (a) mapa geográfico; (b), (c) e (d) correspondem à imagem do dia 12/08/99 18:05h UTC referentes ao canal 2 AVHRR, NDVI e GEMI, respectivamente.

As imagens escolhidas para o estudo são referentes à passagem vespertina do sensor AVHRR/NOAA-14 (aproximadamente 15:30h local), para as quais foram calculados os índices de vegetação NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)(Tucker, 1979) e GEMI (Global Environment Monitoring Index)(Pinty e Verstraete, 1992) e aplicados os métodos de detecção de focos de calor a fim de se identificar através das imagens os dias em que ocorreram incêndios em cada um dos Parques.

Os dois Parques são caracterizados por apresentarem vegetação do tipo cerrado, havendo predomínio de espécies do tipo campos rupestres, cerrado (sensu estrito), campos úmidos e veredas no P.N. da Chapada dos Veadeiros, e de espécies do tipo cerrado denso, cerrado ralo, carrasco, veredas e mata de galeria no P.N. de Grande Sertão Veredas (RADAMBRASIL,1982). O fogo é um fator de grande importância sobre os dois ecossistemas. A área que abrange ambos os parques é marcada por um forte sinal sazonal, havendo uma clara distinção entre a estação seca (de maio a meados de outubro), com precipitação nula e vegetação estressada, e a estação úmida (de meados de outubro a abril), com precipitação quase diária e vegetação exuberante. O ressecamento da gramínea presente nos dois ecossistemas, assim como a perda da folhagem das espécies arbóreas contribuem para o acúmulo de material combustível de alto teor inflamável.

METODOLOGIA

Os dados AVHRR selecionados correspondem às imagens recebidas pela antena da Divisão de Satélites Ambientais - DSA/INPE - Cachoeira Paulista. As imagens (4500 linhas (aproximadamente) x 2048 colunas), foram inicialmente inspecionadas visualmente a fim de se fazer uma separação prévia, eliminando aquelas excessivamente contaminadas por nuvens. A seguir, foram extraídos setores de 450 x 450 linhas x colunas a partir das imagens georreferenciadas pela DSA, que cobriam a área de interesse. Em função do processo aplicado, a precisão do georreferenciamento variou em até 10 pixels, dependendo da disponibilidade de pontos de controle coletados em cada imagem.

Às imagens georreferenciadas e setorizadas, foram aplicados os índices de vegetação NDVI e GEMI e o método de detecção de focos de calor. Os índices de vegetação são dados pelas seguintes relações:

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (1)$$

$$GEMI = \eta(1 - 0.25\eta) - \frac{\rho_1 - 0.125}{1 - \rho_1} \quad (2a)$$

$$\eta = \frac{2(\rho_2^2 - \rho_1^2) + 1.5\rho_2 + 0.5\rho_1}{\rho_2 + \rho_1 + 0.5} \quad (2b)$$

Onde ρ_1 e ρ_2 são as reflectâncias nos canais visível e próximo infravermelho, respectivamente.

A detecção dos focos de calor foi feita através de dois métodos distintos, que são o método simples do limite de saturação do canal 3 do sensor AVHRR (Vickos, 1991 e Pereira et Setzer, 1993), e o método multispectral proposto por França (1995), o qual se baseia em uma combinação de testes a partir dos canais 1, 3, 4 e 5 do sensor AVHRR, estabelecendo como critérios necessários para que um pixel seja rotulado como um foco de calor relacionado a fogo, o seguinte:

- (i) $Tb_3 \geq 320K$
- (ii) $Tb_4 \geq 287K$
- (iii) $Tb_3 - Tb_4 \geq 15K$
- (iv) $0 \leq Tb_4 - Tb_5 \leq 5K$
- (v) $Alb_1 \leq 9\%$

Onde Tb_3 , Tb_4 e Tb_5 são respectivamente as temperaturas de brilho nos canais 3, 4 e 5, e Alb_1 é o albedo calculado no canal 1 do sensor AVHRR,

$$Alb_1 = Slp_1 * DN_1 + Int_1 \quad (3)$$

sendo definidos pelas seguintes relações:

$$Rad_{3,4e5} = Slp_i * DN_i + Int_i \quad (4a)$$

$$Tb_{3,4e5} = \frac{C_2 v}{\ln[1 + (C_1 / Rad_i) v^3]} \quad (4b)$$

Foram definidos buffers (linha x coluna) nas imagens que limitavam cada uma das áreas em estudo, e para estas sub-áreas realizada a identificação de ocorrência de fogo (através da contagem de focos de calor detectados) e extraídos os valores médios dos índices de vegetação (sendo feita a eliminação dos pixels contaminados por nuvem através de um filtro de temperatura no canal 4 do

sensor AVHRR – $Tb_4 < 288K$ – e da aplicação de um limite para separação de tais pixels através do próprio valor do índice de vegetação).

As variáveis analisadas foram plotadas em gráficos de dispersão separando-se os pontos em dois grupos distintos, um identificado por dias em que ocorreram incêndios e outro por dias em que não ocorreram incêndios. Os resultados preliminares são discutidos abaixo.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As figuras 2 e 3 apresentam os gráficos de dispersão obtidos para o conjunto de variáveis analisadas para os Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas, respectivamente. Nestes, são dispostos dois grupos distintos de pontos, um representando as observações nos dias em que foram identificados focos de calor nas imagens do sensor AVHRR que cobriram a área, e um segundo representando as observações efetuadas em dias em que não foram identificados focos de calor nas imagens – estes dois grupos são rotulados no eixo horizontal dos gráficos como sendo então de observações em dias de “incêndio” e “não incêndio”, respectivamente.

A fim de se confirmar os dados de focos de calor detectados nas imagens de satélite com o observado em campo, foi realizado um levantamento das ocorrências de incêndios observados em cada um dos Parques por seus guardas florestais junto ao PREVFOGO/IBAMA e à FUNATURA, responsáveis respectivamente pelo controle do P. N. da Chapada dos Veadeiros e do P. N. Grande Sertão Veredas. Assim, foram observados durante o período coberto por este estudo 6 dias com ocorrência de incêndio no P. N. da Chapada dos Veadeiros e 7 dias com ocorrência de incêndio no P. N. Grande Sertão Veredas.

Como esperado, as variáveis atmosféricas de temperatura e umidade relativa apresentam comportamentos diametralmente opostos para os eventos, sendo registrados valores elevados de temperatura associados a baixos valores de umidade relativa para as medidas realizadas em dias em que ocorreram incêndios nos Parques. A terceira variável atmosférica, o vento, apresenta um comportamento mais aleatório, não estando caracterizado um padrão definido para os dias em que ocorreram incêndios nos Parques. Apesar desta constatação, tal variável deve ser analisada como um elemento importante na atribuição de potenciais de risco de incêndios, uma

vez que, apesar de não contribuir diretamente para o início do evento, exerce papel fundamental na forma como este se desenvolve, influenciando o seu alastramento e a intensificação das chamas. As tabelas 1 e 2 apresentam os valores médios e o desvio padrão das variáveis analisadas para as duas situações de incêndio e não incêndio para os Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros e de Grande Sertão Veredas, respectivamente. Pode-se observar a clara distinção dos valores das variáveis temperatura e umidade relativa entre as duas situações, sendo esta mais bem definida para o P. N. da Chapada dos Veadeiros. Apesar de no P. N. de Grande Sertão Veredas a separação entre os valores de incêndio e não-incêndio ser menos marcante, estes permanecem obedecendo a regra dos valores mais altos de temperatura ocorrerem em conjunto com valores mais baixos de umidade relativa para as observações em dias com incêndio. Em ambos os Parques, os maiores valores registrados de temperatura e os menores valores registrados de umidade relativa estiveram associados a ocorrência de incêndio.

Os índices de vegetação apresentaram valores bastante estáveis ao longo do período analisado, indicando que a vegetação já experimentava sua condição de maior estresse, com a seca já bem definida. As flutuações nos valores de ambos os índices NDVI e GEMI mostraram estar relacionadas a variações nas condições de observação do satélite e à contaminação atmosférica. No caso do índice NDVI, estas oscilações foram as mais significativas, como era esperado devido a maior sensibilidade que este índice apresenta à tais influências. Ambas as áreas apresentaram índices de vegetação bastante semelhantes, o que era esperado em função do tipo de vegetação cerrado encontrado em cada Parque.

Tabela 1: Valores médios e desvio padrão das variáveis observadas para o P. N. da Chapada dos Veadeiros (GO).

Variável	Incêndio	Não-Incêndio
Temperatura	33.83 ± 1.57	31.13 ± 1.51
Umidade Rel.	16.66 ± 1.96	24.18 ± 3.70
Vento	3.6 ± 1.02	2.77 ± 0.96
NDVI	0.24 ± 0.03	0.23 ± 0.04
GEMI	0.40 ± 0.01	0.41 ± 0.03

Tabela 2: Valores médios e desvio padrão das variáveis observadas para o P. N. de Grande Sertão Veredas (MG).

Variável	Incêndio	Não-Incêndio
Temperatura	31.91 ± 2.48	30.08 ± 1.47
Umidade Rel.	26.09 ± 5.74	33.55 ± 6.63
Vento	2.57 ± 1.39	2.85 ± 1.17
NDVI	0.25 ± 0.03	0.22 ± 0.04
GEMI	0.42 ± 0.02	0.41 ± 0.02

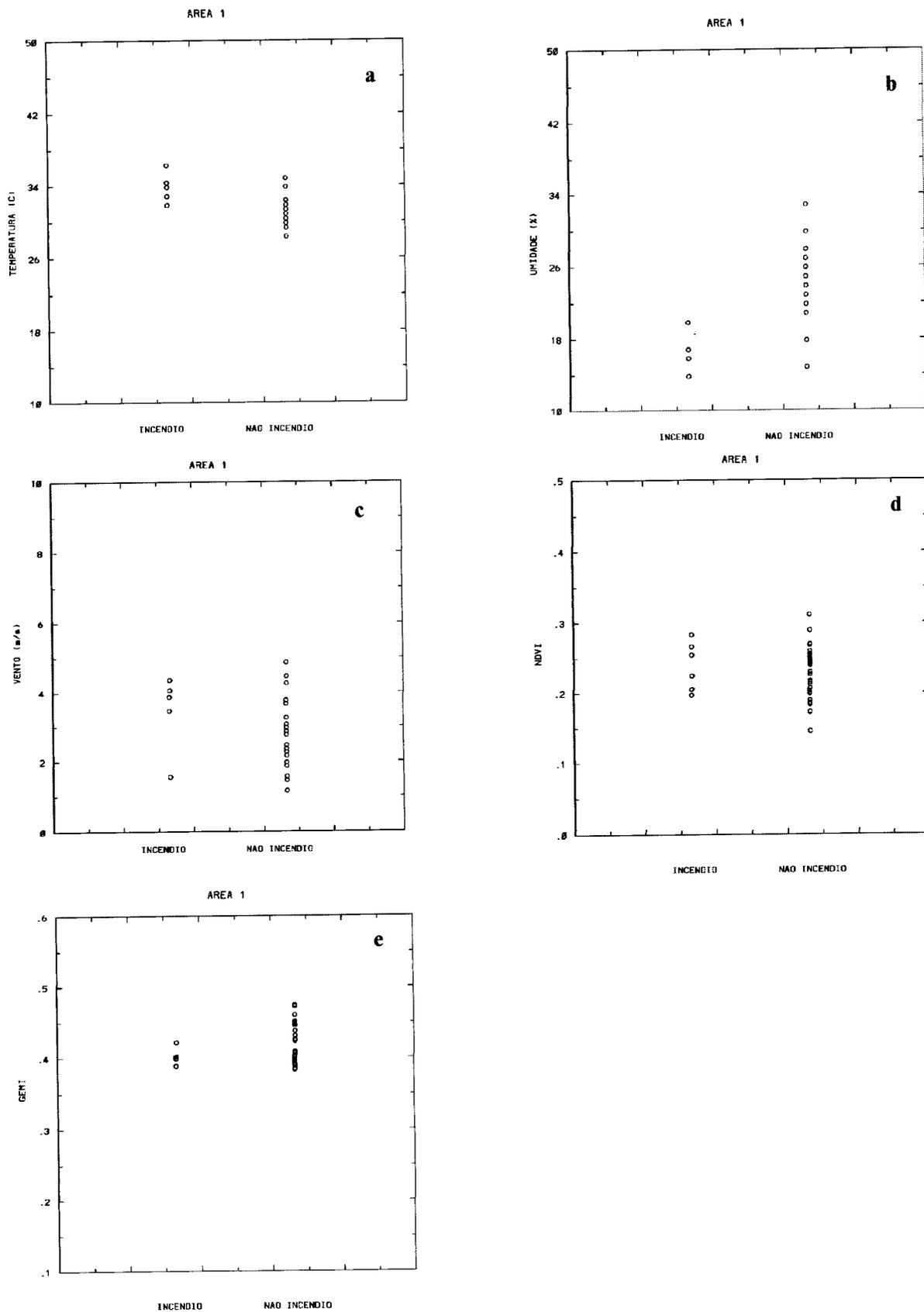


Figura 2: Gráficos de dispersão das variáveis (a) temperatura, (b) umidade relativa, (c) vento, (d) NDVI e (e) GEMI para a área de estudo 1, referente ao Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros (GO).

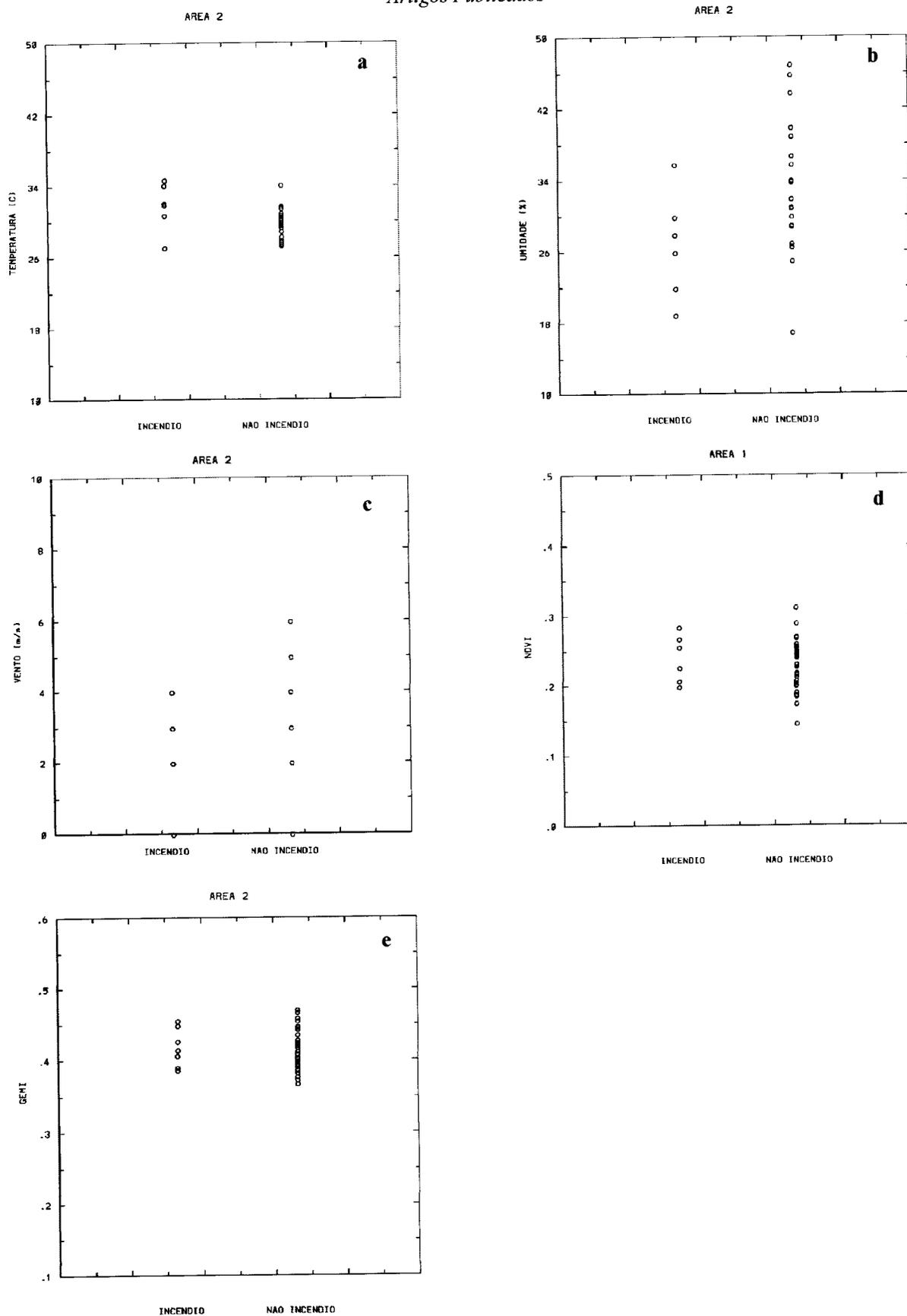


Figura 3: Gráficos de dispersão das variáveis (a) temperatura, (b) umidade relativa, (c) vento, (d) NDVI e (e) GEMI para a área de estudo 2, referente ao Parque Nacional de Grande Sertão Veredas (MG).

CONCLUSÃO

Dados de estações meteorológicas de superfície e de índices de vegetação derivados de imagens de satélite foram analisados para os meses de julho e agosto de 1999, período em que a seca na região dos Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG) já está bem estabelecida, havendo ocorrências de incêndios observados em ambas as áreas. Com a identificação dos focos de calor nas imagens AVHRR selecionadas e posterior confirmação destes dados com informação de campo, pode-se traçar o comportamento das variáveis atmosféricas de temperatura, umidade relativa e vento para os dias em que ocorreram incêndios, assim como pode-se acompanhar o estado da vegetação durante período analisado, atribuindo-se o valor de índice de vegetação reinante. Os resultados obtidos mostram que as variáveis temperatura e umidade relativa apresentam papel significativo para a ocorrência de incêndios, sendo observados os eventos apenas quando se aproximavam os valores mais altos de temperatura em conjunto com os valores mais baixos de umidade relativa em cada região. Os índices de vegetação também representam uma informação valiosa, visto que a estabilidade destes em um valor baixo indicaria a condição de estresse da vegetação, e portanto o estabelecimento de condições ideais do combustível. O cruzamento desta informação com a condição das variáveis atmosféricas pode ser um bom indicativo do risco de ocorrência de incêndios, ou da possibilidade de perda do controle sobre queimadas induzidas.

Este trabalho é parte de um estudo de tese de mestrado em desenvolvimento no curso de Engenharia Ambiental da COPPE/UFRJ, e apresenta apenas os resultados preliminares alcançados até agora. Uma análise mais completa abrangendo toda a época seca do ano de 1999, de seu estabelecimento até o seu encerramento (abril-outubro), está sendo realizada, permitindo uma discussão mais detalhada de todos os fatores envolvidos na questão da queima de biomassa e dos padrões climatológicos susceptíveis a ocorrência de incêndios, o que irá tornar possível a definição de valores precisos das variáveis para os quais o risco de incêndios é grande.

AGRADECIMENTOS

Nossos agradecimentos ao Grupo de Aplicações de Satélites Meteorológicos do CPTEC e à DSA/INPE – Cachoeira Paulista pelo apoio e pela disponibilização das imagens e dos dados PCD

utilizados neste estudo, ao INMET, pela disponibilização dos dados de suas estações meteorológicas de superfície, e ao PROARCO/IBAMA, PREVFOGO/IBAMA e à FUNATURA pela disponibilização dos dados de incêndios nos Parques Nacionais da Chapada dos Veadeiros (GO) e de Grande Sertão Veredas (MG).

BIBLIOGRAFIA

- Achard, F. and F. Blasco, 1990, Analysis of Vegetation Seasonal Evolution and Mapping of Forest Cover in West Africa with the use of NOAA/AVHRR HRPT Data. *Photogrammetric Eng. And Remote Sensing*, vol. 56, no. 10, 1359-1365.
- Belward, A. S., J-M. Grégoire, G. D'Souza, S. Trigg, M. Hawkes, J-M. Brustet, D. Serça, J-L. Tireford, J-M. Charlot and R. Vuattoux, 1993, In-Situ, Real-Time Fire Detection Using NOAA/AVHRR Data. *Proceedings of the 6th AVHRR Data User's Meeting*, 333-339.
- Carlson, T. N. and D. A. Ripley, 1997, On the Relation Between NDVI, Fractional Vegetation Cover, and Leaf Area Index. *Remoto Sens. Environ.*, 62, 241-252.
- CPTEC/INPE, 1996, *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática, Edição Comemorativa de 10 anos*. Inst. Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- França, J.R.A., J. -M. Brustet and J. Fontan, 1995, Multispectral Remote Sensing of Biomass Burning in West Africa. *J. Atmosph. Chemistry*, vol. 22, 81-110.
- Goward, S.N., B. Markham, D. G. Dye, W. Dulaney, and J. Yang, 1991, Normalized Difference Vegetation Index Measurements from the Advanced Very High Resolution Radiometer. *Remote Sens. Environ.*, 35, 257-277.
- IGBP, 1990, *The International Geosphere-Biosphere Programme : A Study of Global Change: The Initial Core Projects*. IGBP, Stockholm (IGBP Report No. 12).
- IGBP, 1999, *Relating Land Use and Global Land-Cover Change: A Proposal for na IGBP-HDP Core Project*. IGBP, Stockholm (IGBP Report No. 24).
- Kaufman, Y.J., A. Setzer, D. Ward, D. Tanre, B.N. Holben, P. Menzel, M. C. Pereira, and R. Rasmussen, 1992, Biomass Burning Airborne and Spaceborne Experiment in Amazonas (BASE-A). *J. Geophys. Res.*, vol. 97, 14.581-14.599.
- Kaufman, Y. J., P.V. Hobbs, V.W.J.H Kirchhoff, P. Artaxo, L.A. Remer, B.N. Holben, M.D. King, D.E. Ward, E. M. Prins, K.M. Longo. L.F. Mattos, C.A. Nobre, J.D. Spinhirne, Q. Ji, A.M.

- Thompson, J.F. Gleason, S.A. Christopher and S. -C. Tsay, 1998, Smoke, Clouds and Radiation – Brazil (SCAR-B) Experiment. *J. Geophys. Res.*, vol. 103, no. D24, 31.783-31.808.
- Nobre, C. A., L. F. Mattos, C. P. Dereczynsky, T. A. Tarasova and I. V. Trosnik, 1998, Overview of Atmospheric Conditions During the Smoke, Clouds, and Radiation – Brazil (SCAR-B) Field Experiment. *J. Geophys. Res.*, vol.103, no. D24, 31.809-31.820.
- Pereira, M.C., and Setzer, A .W., 1993: "Spectral characteristics of deforestation fires in NOAA/AVHRR images". *Int. J. Remote Sensing*, 14, 297-313
- Pinty, B. and M. M. Verstraete, 1992, GEMI: A Non-Linear Index to Monitor Global Vegetation from Satellites. *Vegetation*, 101, 15-20.
- Pivello, V.R. and L.M. Coutinho, 1992, Transfer of Macro-Nutrients to the Atmosphere During Experimental Burnings in an Open Cerrado (Brazilian Savanna). *J. of Tropical Ecology*, 8(4):487-497.
- Prinn, R. G., 1991, Biomass Burning Studies and the International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) Project. *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications* (J. S. Levine, ed.), 22-28.
- Prins, E. M., J. M. Feltz, W. P. Menzel, and D. E. Ward, 1998, An Overview of GOES-8 Diurnal Fire and Smoke Results for SCAR-B and 1995 Fire Season in South America. *J. Geophys. Res.*, vol. 103, no. D24, 31.821-31.835.
- R.O.I. – Relatório de Ocorrência de Incêndios em Unidade de Conservação Gerenciadas pelo IBAMA – 1987-1999, 1999. PREVFOGO – Sistema Nacional de Prevenção e Combate aos Incêndios Florestais.
- Schroeder, W., J. R. A. França, J. C. Ceballos, 1999, Análise da Evolução Temporal da Cobertura Vegetal Usando Dados AVHRR/NOAA. XI Congresso Brasileiro de Agrometeorologia - II Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia.
- Tucker, C. J., 1979, Red and Photographic Infrared Linear Combinations for Monitoring Vegetation. *Remote Sens. Environ.*, 8, 127-150.
- Vickos, J.B., 1991: "Télé-détection des feux de végétation en Afrique Intertropicale et estimation des émissions de constituants ayant un intérêt atmosphérique". Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, 148pp.