

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

Departamento de Ciências Atmosféricas

Renato Kerches Braghieri

**AVALIAÇÃO DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CO₂,
CALOR SENSÍVEL E LATENTE EM FUNÇÃO DA
PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL SOBRE O ARCO
DO DESFLORESTAMENTO DA AMAZÔNIA LEGAL
BRASILEIRA**

São Paulo

2013

Renato Kerches Braghieri

**AVALIAÇÃO DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CO₂,
CALOR SENSÍVEL E LATENTE EM FUNÇÃO DA
PROFUNDIDADE ÓPTICA DO AEROSSOL SOBRE O ARCO
DO DESFLORESTAMENTO DA AMAZÔNIA LEGAL
BRASILEIRA**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Orientador: Prof^ª Dr^ª Marcia Akemi Yamasoe

“Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.”

São Paulo

2013

*À minha família, com gratidão, por sua
compreensão e incansável apoio, sempre.*

AGRADECIMENTOS

À Marcia Akemi, que me acompanhou pelos caminhos da pesquisa científica desde a graduação, e que confiou em mim no desenvolvimento deste projeto. Agradeço a ela pela disponibilidade, atenção e paciência, que estiveram presentes durante todo o percurso. Ainda devo a ela a preferência pela argumentação, ao invés da imposição de sua própria interpretação, o que sempre incitou a autonomia acadêmica e o livre pensamento.

Aos professores Amauri Pereira de Oliveira e Humberto Ribeiro da Rocha pelas relevantes observações feitas no exame de qualificação. A este último, agradeço ainda pelos comentários sobre o trabalho e, principalmente, pelas relevantes aulas de Interação Biosfera – Atmosfera.

Ainda ao Prof^o Humberto pelo fornecimento dos dados referentes à Ilha do Bananal, e ao Prof^o Dr. José de Souza Nogueira, da Universidade Federal do Mato Grosso, pelos dados de Sinop.

Agradeço a ICMBio por autorizar a realização dos experimentos de campo da Rebio Jaru e permitir o uso do alojamento. À Prof^a Renata Aguiar, da Universidade Federal de Rondônia, Campus Ji Paraná; e ao escritório local do LBA, pela coleta e processamento dos dados contínuos da torre (meteorologia, radiação e fluxos). Ao Sr. Frederico e demais estudantes, do escritório local do LBA e à Sra. Ruth Souza e demais funcionários, pelo apoio logístico durante as atividades de campo. Ao Dr. Alessandro de Araújo Carioca, do INPA, por disponibilizar os dados dos fluxos referentes à Rebio Jaru. E ainda a todos os barqueiros e auxiliares durante a realização das atividades de campo.

A todos os meus amigos e colegas do grupo de radiação do IAG/USP pelas discussões semanais e comentários sobre o trabalho.

Aos amigos do IAG, por todos os momentos que dividimos. Alê, Léo, Mamá, Grazi, Márcia, Tássio, Thiago, Rafa, Pamela, Martélia, Biola, João. Sem dúvida foi mais fácil com vocês.

Ao Zé, por estar ao meu lado quando precisei. Obrigado pela cumplicidade.

Ao pessoal da(s) secretaria(s) do IAG pela prontidão em ajudar.

A CAPES pelo apoio financeiro.

“Sua concepção do existente... por nada se deixa impor, e é, na sua essência, crítica e revolucionária.”

(MARX, O Capital)

“Entusiasmo e trabalho, e acima de tudo ambos em conjunto, é que criam a ideia.”

(WEBER, Ensaios de Sociologia)

“Eu sustento que a única finalidade da ciência está em aliviar a miséria da existência humana.”

(BRECHT, Poemas – 1913/1956)

RESUMO

BRAGHIERE, R. K. **Avaliação dos Fluxos Turbulentos de CO₂, Calor Sensível e Latente em Função da Profundidade Óptica do Aerossol sobre o Arco do Desflorestamento da Amazônia Legal Brasileira**. 2013. 142 p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

Em dosséis com arquitetura foliar complexa, a radiação solar difusa pode potencializar a capacidade fotossintética, porque os penetra de modo mais eficiente. Apesar dos diversos estudos realizados nesse sentido em diferentes regiões do globo, os mecanismos e impactos do “efeito da fertilização difusa” sobre a América do Sul ainda continuam sendo pouco conhecidos. O Arco do Desflorestamento da Amazônia é um cenário ideal para sua maior investigação, tanto pela presença de complexos ecossistemas, quanto pela grande carga de aerossóis lançada para a atmosfera, em decorrência da queima de biomassa. Um estudo baseado em três diferentes localidades do Arco do Desflorestamento da Amazônia foi conduzido, a fim de relacionar a profundidade óptica dos aerossóis com alguns fluxos de superfície. Os resultados mostraram efeitos significativos da presença dos aerossóis tanto na troca de gás carbônico entre a vegetação e a atmosfera, quanto na troca de energia. Ainda, os fluxos mostraram ser sensíveis também às mudanças na temperatura, umidade e vento, além da influência do próprio ciclo diurno. Em cenários hipotéticos, foi possível isolar apenas o efeito do aerossol. O comportamento do fluxo de gás carbônico à presença dos aerossóis não foi o mesmo para as três localidades, o que indica uma grande dependência do fenômeno com as características da vegetação local. Na Reserva Biológica do Jaru e Ilha do Bananal, as trocas de gás carbônico entre a atmosfera e a superfície são favorecidas na presença de aerossóis, podendo atingir valores até 55% maiores em Jaru. Entretanto, Sinop apresentou uma redução de aproximadamente 12% no valor médio do fluxo de gás carbônico, para o período avaliado. Os fluxos de energia mostraram ser afetados negativamente pela presença dos aerossóis. Na Ilha do Bananal, a média do fluxo de calor sensível em cenários sem aerossóis foi em torno de 60% maior, e de até 13% maior para o fluxo de calor latente em Sinop. Devido aos processos de absorção e espalhamento da radiação solar pelos aerossóis, menos energia atinge a superfície e, portanto, há menos disponibilidade para a realização de tais trocas, como esperado.

Palavras-Chave: Efeito da Fertilização Difusa, Aerossóis, Arco do Desflorestamento da Amazônia, Queimadas, Fluxos Turbulentos de Energia

ABSTRACT

BRAGHIERE, R. K. **Evaluation of CO₂, Sensible and Latent Heat Turbulent Fluxes as Function of Aerosol Optical Depth over the Deforestation Arch in the Legal Brazilian Amazon.** 2013. 142 p. Dissertation (Master). Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of Sao Paulo, Sao Paulo, 2013.

In complex architecture canopies, the diffuse solar radiation can enhance photosynthetic capacity, as it penetrates more efficiently on them. Although several studies have been conducted on this topic over the world, the mechanisms and impacts of the "diffuse fertilization effect" over South America still remains poorly understood. The Amazon Deforestation Arch provides an ideal scenario for its further investigation, by the presence of complex ecosystems and by the large amounts of aerosols released into the atmosphere due to biomass burning. A study based on three different sites in the Amazon Deforestation Arch was conducted in order to relate the aerosol optical depth with some surface fluxes. The results showed significant effects of the aerosol presence in both, the exchange of carbon dioxide between the vegetation and the atmosphere, and the energy exchange. Still, the fluxes also showed to be sensitive to changes in temperature, humidity and wind velocities, as well as the influence of the diurnal cycle itself. In hypothetical scenarios, it was possible to isolate only the aerosol effect. The carbon dioxide flux behavior due to the aerosol presence was not the same for all the three locations, showing that it depends on the local vegetation characteristics. At the Jaru Biological Reserve and Bananal Island, the carbonic gas exchanges between the atmosphere and the surface increased under the aerosol presence, achieving values up to 55% higher in Jaru. However, Sinop showed a decrease by approximately 12% in the average value of the carbon dioxide flux for the evaluated period. Energy fluxes showed to be negatively affected by the presence of aerosols. In the Bananal Island the average of sensitive heat flux in scenarios without aerosols was around 60% higher, and up to 13% higher for the latent heat flux in Sinop. Due to absorption and scattering of solar radiation by the aerosols, less energy reaches the surface, and therefore there is less availability to perform such exchanges, as expected.

Key-Words: The Diffuse Fertilization Effect, Aerosols, Amazon Deforestation Arch, Biomass Burning, Energy Turbulent Fluxes

SUMÁRIO

Lista de figuras	<i>i</i>
Lista de tabelas	<i>vii</i>
Lista de símbolos, siglas e abreviaturas	<i>ix</i>
Capítulo 1.0 Introdução	01
1.1 O sistema climático	02
1.2 Aerossóis	07
1.3 O efeito da fertilização difusa	12
1.4 Objetivos e organização do trabalho	14
Capítulo 2.0 Fundamentação teórica	16
2.1 Radiação solar	17
2.2 A atmosfera terrestre	19
2.3 Transferência radiativa na atmosfera	24
2.4 Interação radiação – aerossóis: Teoria Mie	29
2.5 Fluxos turbulentos à superfície	32
Capítulo 3.0 Materiais e Métodos	36
3.1 Sítios Experimentais: O Arco do Desflorestamento	37
3.1.1 Ilha do Bananal	39
3.1.2 Reserva Biológica do Jaru (Rebio Jaru)	41
3.1.3 Sinop	42
3.2 Dados	44
3.3 MODIS (<i>MODerate resolution Imaging Spectro-radiometer</i>)	46

3.4 libRadtran (<i>Library for Radiative Transfer</i>)	48
3.5 GOCART	52
3.6 Redes Neurais Artificiais	57
Capítulo 4.0 Resultados	68
4.1 Variabilidade dos Aerossóis sobre o “Arco do Desflorestamento”	69
4.1.1 Variabilidade dos focos de incêndio	70
4.1.2 Variabilidade da profundidade óptica dos aerossóis	75
4.1.3 Variabilidade das propriedades intrínsecas dos aerossóis	81
4.2 Avaliação do Fluxo de Gás Carbônico em Relação aos Aerossóis	84
4.2.1 Avaliação das Redes Neurais Artificiais para o Fluxo de Gás Carbônico	85
4.2.2 Análise de Sensibilidade das Redes Neurais Artificiais para o Fluxo de Gás Carbônico	90
4.2.3 Teste 1: Fluxo de Gás Carbônico a partir das ANNs, com T, VPD e u^* Constantes	91
4.2.4 Teste 2: Fluxo de Gás Carbônico a partir das ANNs, com T, VPD e u^* Variando	95
4.2.5 Avaliações do FCO_2 a partir das ANNs para Episódios sem Aerossóis	101
4.3 Avaliação dos Fluxos de Energia em Relação aos Aerossóis	105
4.3.1 Avaliação das Redes Neurais Artificiais para os Fluxos de Energia	106
4.3.2 Análise de Sensibilidade das Redes Neurais Artificiais para os Fluxos de Energia	111
4.3.3 Teste 1: Fluxos de Energia a partir das ANNs, com T, VPD e u^* Constantes	113

4.3.4 Teste 2: Fluxos de Energia a partir das ANNs, com T, VPD e u^* Variando	115
4.3.5 Avaliações de H e LE a partir das ANNs para Episódios sem Aerossóis	117
Capítulo 5.0 Conclusões	119
5.1 Considerações Finais	120
5.2 Sugestões para trabalhos futuros	124
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	126
APÊNDICE A	141

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1.1.** Representação esquemática dos componentes do sistema climático, seus processos e interações. (Fonte: Baede *et al.*, 2001) 02
- Figura 1.1.2.** Estimativa do balanço de energia médio global e anual da Terra (Fonte: Forster *et al.*, 2007) 03
- Figura 1.1.3.** A linha vermelha acima indica a concentração média de gás carbônico (ppm) na atmosfera, e abaixo, em azul, a temperatura média da Terra (°C) (Fonte: Joesten *et al.*, 1991) 04
- Figura 1.1.4.** Concentrações de CO₂ (ppm) e a forçante radiativa (Wm⁻²); A barra cinza mostra a faixa reconstruída da variabilidade natural para o passado (650 mil anos) (Fonte: IPCC, 2007) 05
- Figura 1.1.5.** Forçante radiativa média global e anual, com respectivas incertezas entre 1750 e 2005 para gases do efeito estufa (CO₂, CH₄, N₂O), aerossóis e outros agentes (Fonte: IPCC, 2007) 06
- Figura 1.1.6.** Diagrama da distribuição de tamanho dos aerossóis separada por modas, as fontes, os mecanismos que controlam a emissão, a formação e a remoção das partículas da atmosfera (Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006) 08
- Figura 1.1.7.** Esquema dos mecanismos associados com os efeitos radiativos dos aerossóis (IPCC, 2007; modificado de Haywood e Boucher, 2000). Os pontos pretos representam os aerossóis e os círculos brancos, as gotas de nuvens. As linhas espessas representam a radiação solar incidente, as linhas delgadas, a radiação refletida, e as onduladas, a radiação de onda longa. Concentração do número de gotas de nuvens (CDNC, do inglês *Cloud Droplet Number Concentration*) e conteúdo de água líquida (LWC, do inglês *Liquid Water Content*) 09
- Figura 1.1.8.** Diagrama esquemático da interação da radiação solar com os componentes atmosféricos (aerossóis, nuvens e moléculas de ar) e a penetração da radiação direta (linha contínua) e difusa (linha tracejada). O efeito da radiação, direta e difusa, na fotossíntese foliar é indicado à direita. A resposta das folhas às mudanças na radiação fotossinteticamente ativa (PAR, do inglês *Photosynthetically Active Radiation*) sob condição de aumento na radiação

difusa e decréscimo na direta é mostrada em a e b , respectivamente (Fonte: Kanniah <i>et al.</i> , 2012)	13
Figura 2.1.1. Ilustração esquemática das várias regiões do espectro eletromagnético, de acordo com o comprimento de onda da radiação	17
Figura 2.1.2. Comparação da lei de Rayleigh-Jeans com a aproximação de Win e a lei de Planck, para um corpo a 8 MK (Fonte: Rayleigh-Jeans Law, Wikipedia, 2013)	18
Figura 2.2.1 Modelos empíricos de perfis de temperatura padrão para algumas localidades e épocas do ano. Adaptado da biblioteca interna do código de transferência radiativa SBDART (<i>Santa Bárbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer</i>) (Ricchiazzi <i>et al.</i> ,1998)	21
Figura 2.2.2 Distribuição de Irradiância espectral solar no TOA, ao Nível Médio do Mar e a Irradiância espectral emitida por um corpo negro à temperatura de 6000K. As áreas em destaque correspondem às regiões espectrais de significativa absorção por alguns gases presentes na atmosfera (Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006)	22
Figura 2.2.3 Espectro de absorvância (<i>i</i>) do O ₂ e ozônio, (<i>ii</i>) do vapor d'água e (<i>iii</i>) da atmosfera (Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006)	23
Figura 2.3.1 Aproximação de uma atmosfera plano-paralela. Radiação ascendente: $\mu > 0$. Radiação descendente $\mu < 0$. As direções do zênite ($\mu = 1$), nadir ($\mu = -1$) e horizontal ($\mu = 0$). A radiação solar incidente (ϑ_0, φ_0) (Fonte: Zdunkowski <i>et al.</i> , 2007)	24
Figura 2.3.2 Profundidade Óptica simulada para alguns constituintes atmosféricos na latitude 55°N, por volta das 10:00 LT. Os compostos fortemente absorvedores são mostrados na parte superior da imagem e os relativamente mais fracos, na parte do meio. Na parte inferior, a profundidade óptica devido ao espalhamento Rayleigh, a extinção do aerossol e a absorção do aerossol são mostradas (Fonte: IUP-IFE, Universidade de Bremen)	28
Figura 2.4.1. Processos associados à interação entre um feixe de radiação eletromagnética incidente e uma partícula (Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006)	29
Figura 2.4.2. Distribuição da radiação espalhada: (esquerda) por partículas muito pequenas com relação ao comprimento de onda da radiação incidente; (meio) por partículas maiores; (direita) por partículas muito maiores que o comprimento de onda da radiação incidente (Liou, 2002)	30

Figura 3.1.1. “Arco do Desflorestamento” (em vermelho) da Amazônia Legal Brasileira (Fonte: IBAMA, 2007)	38
Figura 3.1.2. A área circundada em vermelho indica a Ilha do Bananal, no mapa de relevo do estado de Tocantins (Fonte: IBGE, 2012)	40
Figura 3.1.3. A área circundada em vermelho indica a Rebio Jaru, no mapa de relevo do estado de Rondônia (Fonte: IBGE, 2012)	41
Figura 3.1.4. A área em vermelho indica a cidade de Sinop, no mapa político do estado de Mato Grosso (Fonte: Wikipedia, 2013)	43
Figura 3.2.1. Desenho esquemático da estação de medições durante a fase seca (Oliveira, 2006)	44
Figura 3.4.1. Perfis verticais de pressão (hPa) (esquerda acima), temperatura (K) (direita acima) e concentração de O ₃ , O ₂ , H ₂ O, CO ₂ e NO ₂ (cm ⁻³) (abaixo), para uma atmosfera tropical	49
Figura 3.4.2. Irradiância global espectral incidente no TOA, a partir do método de Kurucz (1992), com resolução espectral de 1.0 nm, para λ entre 200 e 4000 nm. No canto superior direito da imagem, é dado um zoom para a região espectral PAR (400 a 700 nm)	50
Figura 3.4.3. Albedo simples (ω_0) espectral em função do comprimento de onda, λ (nm), para três diferentes tipos de aerossol: espalhador, intermediário e absorvedor, desenvolvidos a partir do código Mie, a partir de dados derivados da AERONET, para três sítios experimentais ao sul da Bacia Amazônica, por Rosário (2011)	51
Figura 3.5.1. Taxa de emissão média anual global para o total de enxofre (SO ₂ + DMS) (g S m ⁻² ano ⁻¹), poeira (g m ⁻² ano ⁻¹), Material Orgânico Particulado (OC, do inglês <i>Organic Compounds</i>) + Carbono elementar (BC, do inglês <i>Black Carbon</i>) (g C m ⁻² ano ⁻¹), e <i>spray</i> marinho (g m ⁻² ano ⁻¹) para o ano de 1990 (Fonte: Chin <i>et al.</i> , 2002)	54
Figura 3.6.1. Diagrama esquemático de um neurônio típico (Fonte: adaptado de Yegnanarayana, 2005)	59

Figura 3.6.2. Exemplo de uma Rede Neural Artificial com três camadas; esta estrutura chamada de 5-3-2, isto é, 5 unidades de entrada, 3 unidades intermediárias e 2 unidades de saída (Fonte: adaptado de Papale e Valentini, 2003)	60
Figura 3.6.3. Neurônio artificial. Variáveis (n_n), <i>inputs</i> (x_n), ponderações (w_n). a é o resultado de uma função linear de soma. O resultado (a) é relacionado à “função de ativação” (S), que gera os <i>outputs</i> (y)	61
Figura 3.6.4. Exemplos de uma função sigmóide de transferência, para valores de ρ de 0,1 a 0,8	63
Figura 4.1.1. Distribuição temporal do número de focos de incêndio para os estados de Mato Grosso, Tocantins e Rondônia, entre os meses de outubro de 2003 e dezembro de 2008 e média mensal acima, em eixo logarítmico, com um desvio padrão	71
Figura 4.1.2. Média mensal da frequência relativa percentual dos incêndios em três estados do “Arco do Desflorestamento” (MT, TO e RO) em relação a todos os estados da Amazônia Legal Brasileira, entre outubro de 2003 e dezembro de 2008, com um desvio padrão	72
Figura 4.1.3. Distribuição espacial dos focos de incêndio para os meses de agosto, setembro e outubro, nos anos de 2003 a 2008, para a região compreendida entre as latitudes 20° S e 5° N e as longitudes 75° W e 35° W	73
Figura 4.1.4. Distribuição temporal da profundidade óptica dos aerossóis na região espectral do visível ($\lambda = 550$ nm), em três <i>sites</i> localizados sobre o “Arco do Desflorestamento”, obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA, entre os anos de 2003 e 2008 e média mensal do período com um desvio padrão	75
Figura 4.1.5. Distribuição média mensal da profundidade óptica dos aerossóis na região espectral do visível ($\lambda = 550$ nm), nos três <i>sites</i> localizados sobre o “Arco do Desflorestamento”, obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA (acima) e AQUA (abaixo), com um desvio padrão	78
Figura 4.1.6. Distribuição média mensal da profundidade óptica dos aerossóis na região espectral do visível ($\lambda = 550$ nm), no <i>site</i> da Ilha do Bananal – TO, obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA (vermelho) e AQUA (azul), de	

outubro de 2003 a dezembro de 2008. As barras verticais, com um desvio padrão, estão associadas ao eixo da esquerda; as linhas suavizadas estão associadas ao eixo da direita 80

Figura 4.1.7. Distribuição média mensal (**esquerda**) e frequência relativa (**direita**) da profundidade óptica de 4 diferentes tipos de aerossóis (*DUST*, *SEA SALT*, *SULFATE* e *OC + BC*), na região espectral do visível ($\lambda = 550$ nm), para três *sites* sobre o “Arco do Desflorestamento” (Rebio Jaru – RO, Iha do Bananal – TO e Sinop – MT), obtida a partir do modelo GOCART, entre 01 de outubro de 2003 e 31 dezembro de 2007 82

Figura 4.2.1. FCO_2 ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$) obtidos pelo método *eddy covariance* (Eddy) vs. obtidos pelas ANNs, com respectivo coeficiente de Pearson, RMSE e MAE. A reta 1:1 (espessa) e a reta ajustada (delgada) também são mostradas 87

Figura 4.2.2. FCO_2 ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$) obtidos pelo método *eddy covariance* (Eddy) – pontos pretos – e obtidos pela ANN – linha vermelha – em relação às horas (UTC) do dia, de seis dias de 2007, na Rebio Jaru – RO 89

Figura 4.2.3. Sensibilidade Global das ANNs geradas para os três sítios estudados, em valores relativos. As sete variáveis utilizadas como parâmetros de entrada são indicadas na abscissa 90

Figura 4.2.4. Valores de PAR_i (Wm^{-2}) (**linhas cheias**) e PAR_{dif} (%) (**linhas tracejadas**) em relação a $\text{AOD}_{550\text{nm}}$, para três diferentes SZAs (15° , 30° e 45°) obtidos através do modelo de transferência radiativa *libRadtran*, para a Ilha do Bananal, para um dia da estação seca (ago – out) 92

Figura 4.2.5. FCO_2 ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$) obtido através das ANNs geradas em relação a $\text{AOD}_{550\text{nm}}$, em três SZAs (15° , 30° e 45°), para os três *sites* estudados. Manteve-se constante T, VPD e u^* e variou-se PAR_i e PAR_{dif} a partir de cálculos com o modelo *libRadtran* 94

Figura 4.2.6. Temperatura ($^\circ\text{C}$), VPD (kPa) e u^* (ms^{-1}) obtidos através das ANNs geradas em relação aos valores observados, para os três *sites* estudados, com respectivo coeficiente de Pearson, RMSE e MAE. A reta 1:1 (espessa) e a reta ajustada (delgada) também são mostradas 96

Figura 4.2.7 Temperatura ($^\circ\text{C}$), VPD (kPa) e u^* (ms^{-1}) obtidos através das ANNs geradas em relação a $\text{AOD}_{550\text{nm}}$, a partir dos valores de PAR_i e PAR_{dif} calculados a partir do *libRadtran*, em três SZAs (15° , 30° e 45°), para os três *sites* estudados 98

Figura 4.2.8. FCO ₂ (μmol CO ₂ m ⁻² s ⁻¹) obtido através das ANNs geradas em relação a AOD _{550nm} , em três SZAs (15°, 30° e 45°), para os três <i>sites</i> estudados. Variou-se T, VPD e u*, através das ANNs e PAR _i e PAR _{dif} a partir de cálculos com o modelo <i>libRadtran</i>	99
Figura 4.2.9. PAR _i (Wm ⁻²) (esquerda) e PAR _{dif} (%) (direita) vs. SZA(°), para a Rebio Jaru. Os valores observados de PAR _i e de PAR _{dif} — obtidos através do método de Reindl (1990) — são representados pelos pontos pretos vazados, e os valores obtidos através do <i>libRadtran</i> , são os pontos preenchidos. As curvas ajustadas aos conjuntos são mostradas em vermelho	102
Figura 4.3.1. H (W/m ²) e LE (W/m ²) obtido pelo método <i>eddy covariance</i> (Eddy) vs. obtidos pelas ANNs, com respectivo coeficiente de Pearson, RMSE e MAE. A reta 1:1 (espessa) e a reta ajustada (delgada) também são mostradas	108
Figura 4.3.2. H (Wm ⁻²) e LE (Wm ⁻²) obtidos pelo método <i>eddy covariance</i> (Eddy) – pontos pretos – e obtidos pela ANN – linha vermelha – em relação às horas (UTC) do dia, de seis dias de 2007, na Rebio Jaru – RO	110
Figura 4.3.3. Sensibilidade Global das ANNs geradas para H (esquerda) e LE (direita), nos três locais de estudo, em valores relativos. As sete variáveis utilizadas como parâmetros de entrada são indicadas no eixo x	112
Figura 4.3.4 H (Wm ⁻²) — esquerda — e LE(Wm ⁻²) — direita — obtidos através das ANNs geradas em relação a AOD _{550nm} , em três SZAs (15°, 30° e 45°), para os três sítios experimentais estudados. Manteve-se constante T, VPD e u* e variou-se PAR _i e PAR _{dif} a partir de cálculos com o modelo <i>libRadtran</i>	114
Figura 4.3.5 H (Wm ⁻²) — esquerda — e LE(Wm ⁻²) — direita — obtidos através das ANNs geradas em relação a AOD _{550nm} , em três SZAs (15°, 30° e 45°), para os três sítios experimentais estudados. Variou-se T, VPD e u*, através das ANNs e PAR _i e PAR _{dif} a partir de cálculos com o modelo <i>libRadtran</i>	116

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.2.1. A composição da atmosfera terrestre (Adaptado de Liou, 2002)	20
Tabela 3.2.1. Coordenadas geográficas, altitudes, alturas de cada uma das torres micrometeorológicas e os tipos de sensores utilizados nos três sítios experimentais	45
Tabela 3.6.1. Tipos de ANNs geradas para o estudo, para os três sítios experimentais avaliados, com respectivas variáveis de saída, nomes das ANNs, algoritmo de treinamento, função de ativação do erro, função de ativação intermediária e função de ativação de saída	65
Tabela 4.2.1. Dados gerados a partir das Redes Neurais Artificiais para os três sítios experimentais e respectivos erros associados aos dados de validação	88
Tabela 4.2.2. Valores fixados de T , VPD e u^* para os três sites avaliados para a realização do primeiro teste	92
Tabela 4.2.3. Índices estatísticos gerados a partir da comparação entre as variáveis T , VPD e u^* observadas (grupo de validação) e modeladas pelas ANNs, para os três sítios experimentais avaliados	97
Tabela 4.2.4. Valores médios e desvios padrão das sete variáveis utilizadas como parâmetros de entrada nas construções das ANNs (Real), valores médios e desvios padrão das sete variáveis geradas a partir dos modelos sem aerossol (<i>libRadtran</i> , PAR_i e PAR_{dif} ; e ANNs, T , VPD , u^* e FCO_2) (Modelo) e diferenças relativas entre os valores médios (Diferença Relativa), para os três <i>sites</i> estudados	103
Tabela 4.3.1. Tipos de ANNs geradas para o estudo, para os três sítios experimentais avaliados, com respectivas variáveis de saída, nomes das ANNs, algoritmo de treinamento, função de ativação do erro, função de ativação intermediária e função de ativação de saída	107
Tabela 4.3.2. Dados gerados a partir das Redes Neurais Artificiais para os três sítios experimentais e respectivos erros associados aos dados de validação	109

Tabela 4.3.3 Valores médios e desvios padrão dos fluxos de energia, H e LE, em Wm^{-2} , utilizados como parâmetros de entrada nas construções das ANNs (**Real**), valores médios e desvios padrão gerados a partir dos modelos sem aerossol (**Modelo**) e diferenças relativas entre os valores médios (**Diferença Relativa**), para os três sítios experimentais 117

LISTA DE SÍMBOLOS, SIGLAS E ABREVIATURAS

\bar{i}	Um termo médio arbitrário
τ	Profundidade óptica
$\bar{\rho}$	Densidade do ar
ω_o	Albedo simples
Θ	Ângulo de espalhamento
J_λ	Função fonte de espalhamento
L_λ	Radiância espectral
\overline{wi}	Transporte do escoamento médio
P_{HG}	Função de fase de Henyey-Greenstein
$\overline{wT'}$	Covariância entre o vento vertical e a temperatura
$\overline{w'i'}$	Transporte turbulento
$\alpha_{\lambda_1, \lambda_2}$	Expoente de Ångström
ρ_{co_2}	Densidade média do CO ₂
2N	Número de termos de uma série
AERONET	<i>AEROSOL ROBOTIC NETWORK</i>
ANN	<i>Artificial Neural Networks</i>
AOD	<i>Aerosol Optical Depth</i>
AOD _{550nm}	<i>Aerosol Optical Depth em 550 nm</i>

Ar	Argônio
ARPA	Programa Áreas Protegidas da Amazônia
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
BC	Carbono elementar (do termo inglês <i>Black Carbon</i>)
BFGS	<i>Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno</i>
c	Velocidade da luz no vácuo
C	Carbono
Ca	Cálcio
CCl_4	Tetracloroeto de carbono
CDNC	<i>Cloud Droplet Number Concentration</i>
CERES	<i>Clouds and the Earth's Radiant Energy System</i>
CF_2Cl_2	Diclorodifluormetano
CFCl_3	Triclorofluorometano
CH_3CCl_3	1,1,1-Tricloroetano
CH_4	Metano
CO	Monóxido de Carbono
CO_2	Dióxido de Carbono
c_p	Calor específico do ar
CPC	Centro de Pesquisa do Canguçu
c_{pd}	Calor específico do ar seco
dA	Elemento de área

DAS	<i>Data Assimilation System</i>
DISC	<i>Data and Information Services Center</i>
DISORT	<i>DIScrete ORdinate Radiative Transfer solvers</i>
dt	Elemento de tempo
DU	<i>Dobson Units</i>
$d\Omega$	Ângulo sólido infinitesimal
E	Irradiância total incidente em um hemisfério
Ef	Energia de um fóton
ETR	Equação de Transferência Radiativa
EUA	Estados Unidos da América
FCO ₂	Fluxo turbulento de CO ₂
Fe	Ferro
F_i	Densidade do fluxo de i
F_p	Função emissão
g	Fator de assimetria
GEOS	<i>Goddard Earth Observing System</i>
GES	<i>Goddard Earth Sciences</i>
GOCART	<i>Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport</i>
GPP	<i>Gross Primary Productivity</i>
h	Constante de Planck
H	Calor sensível

H	Hidrogênio
H ₂ O	Molécula da água
H ₂ S	Sulfeto de Hidrogênio
ha	Hectares
He	Hélio
HL	Hora Local
HNO ₃	Ácido Nítrico
hPa	Hectopascal
<i>i'</i>	Um termo de flutuação arbitrário
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IFE	<i>Institute of Remote Sensing</i>
IGBP	<i>International Geosphere Biosphere Programme</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
IUP	<i>Institute of Environmental Physics</i>
I _λ	Componente difuso da radiação solar
<i>j</i>	Coefficiente de ordem da expansão
J	Joule

k	Parte imaginária do índice de refração
K	Kelvin
K_0	Irradiância solar global incidente no Topo da Atmosfera
kg	Quilogramas
K_i	Irradiância solar global incidente na superfície
K_{dif}	Irradiância solar difusa incidente em superfície
km	Quilômetros
Kr	Criptônio
k_t	“Índice de limpidez” (livremente traduzido do inglês “clearness index”)
LBA	<i>Large-Scale Biosphere Experiment in Amazônia</i>
LE	Calor latente
<i>libRadtran</i>	<i>Library for Radiative Transfer</i>
LWC	<i>Liquid Water Content</i>
LWIR	<i>Long – wavelength infrared</i>
m	Metro
MAE	<i>Mean Absolute Error</i>
MFRSR	<i>Multifilter Rotating Shadowband Radiometer</i>
Mg	Magnésio
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MPL	<i>Multi Layer Perceptron</i>
MT	Mato Grosso

MWIR	<i>Mid – wavelength infrared</i>
n	Parte real do índice de refração
N	Concentração de partículas
N	Nitrogênio atômico
N_2	Nitrogênio molecular
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
Ne	Neônio
NH_3	Amônia
NIR	<i>Near Infrared</i>
nm	Nanômetros
NO	Óxido Nítrico
NO_2	Dióxido de Nitrogênio
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
O	Oxigênio atômico
O_2	Oxigênio molecular
O_3	Ozônio
p	Número total de exemplos
PAR	<i>Photosynthetically Active Radiation</i>
PAR_{dif}	Irradiância Difusa Fotossinteticamente Ativa incidente em superfície
PAR_i	Irradiância Fotossinteticamente Ativa incidente em superfície
P_1	Polinômios de Legendre

POM	<i>Particulate Organic Matter</i>
q	Umidade específica
$Q_{\text{ext},\lambda}$	Eficiência de extinção espectral
r	Coefficiente de correlação de Pearson
r	Raio da partícula
RBF	<i>Radial Basis Function</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
RO	Rondônia
s	Segundo
S	Enxofre
S_0	Constante solar
SALTE	Saúde, Alimentação, Transporte e Energia
SARB	Surface and Atmospheric Radiation Budget
SBDART	<i>Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer code</i>
Si	Silício
SO ₂	Dióxido de Enxofre
SOS	<i>Sum-of-Squares</i>
SPVEA	Plano de Valorização Econômica da Amazônia
SUDAM	Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia
SWIR	<i>Short – wavelength infrared</i>
SZA	<i>Solar Zenital Angle</i>

S_{λ}	Componente direto da radiação solar
t	Valores medidos
T	Temperatura
tanh	Tangente hiperbólica
t_d	Dia do ano (de 0 a 365)
T_d	Temperatura do ponto de orvalho
Tg	Teragrama
TO	Tocantins
TOA	<i>Top of Atmosphere</i>
U	Quantidade de energia radiativa
u	Vento zonal
u^*	Velocidade de fricção
UFPA	Universidade Federal do Pará
UFT	Universidade Federal do Tocantins
UNESCO	<i>United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization</i>
UNITINS	Universidade do Tocantins
UR	Umidade relativa
USP	Universidade de São Paulo
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
UV	Ultravioleta
v	Vento meridional

VIS	Visível
VPD	<i>Vapour Pressure Deficit</i>
w	Velocidade vertical
X	Parâmetro de tamanho
Xe	Xenônio
y	Valores calculados
z'	Caminho óptico
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
β_{ext}	Coefficiente linear de extinção
Δ	Brilho do céu claro
ε	Limpidez do céu
θ	Ângulo arbitrário
λ	Comprimento de onda
μ	Cosseno do ângulo zenital solar
μ	Razão entre a massa molecular do ar seco e do vapor d'água
μm	Micrometro
ρ_v	Densidade do vapor d'água.
σ	Razão entre a densidade do ar seco e do vapor d'água
σ_τ	Incerteza da Profundidade Óptica do Aerossol
τ_a	Profundidade óptica dos aerossóis
τ_g	Profundidade óptica molecular de absorção gasosa

τ_m	Profundidade óptica molecular
ν	Frequência de oscilação
φ	Ângulo azimutal

1. Introdução

1.1 O sistema climático

O clima da Terra é determinado por inúmeros processos físicos, químicos e biológicos interconectados e complexos, que ocorrem na atmosfera, nos oceanos e na superfície (**Figura 1.1.1**). As propriedades radiativas da atmosfera — o maior fator de controle do clima na Terra — são fortemente afetadas pelo estado biofísico da superfície e por uma variedade de constituintes da atmosfera. Esses constituintes incluem gases de efeito estufa de longo tempo de permanência, como o dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e óxido nitroso (N_2O), bem como outros constituintes radiativamente ativos, como o ozônio (O_3) e diferentes tipos de partículas de aerossol (Forster *et al.*, 2007).

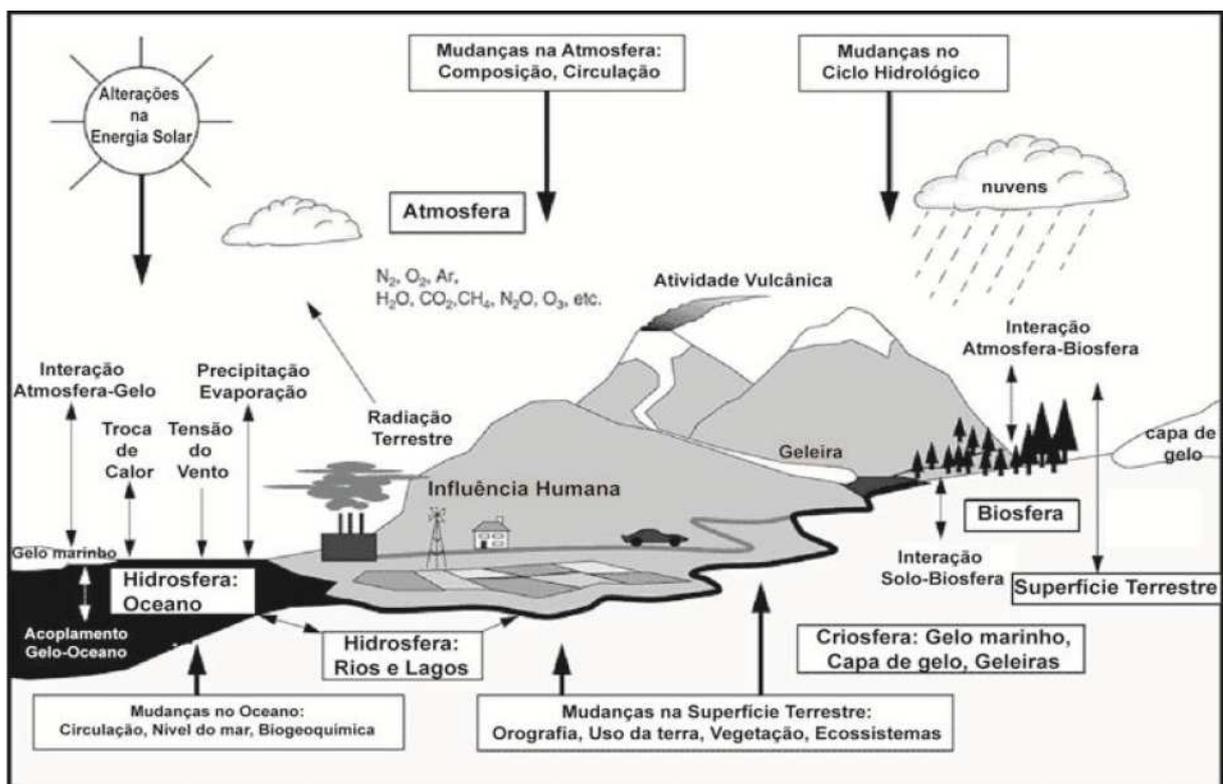


Figura 1.1.1. Representação esquemática dos componentes do sistema climático, seus processos e interações (Adaptado de: Baede *et al.*, 2001).

A composição da atmosfera é determinada por processos como a emissão (natural ou antrópica) e transporte, em diversas escalas, de gases e aerossóis, transformações químicas e microfísicas deposição úmida e seca ou pela distribuição dos ecossistemas terrestres e

oceânicos espalhados pelo globo. Esses processos, geralmente representados pelo ciclo biogeoquímico, envolvem interações entre os diferentes componentes do sistema terrestre. Essas interações são geralmente não lineares e podem produzir efeitos negativos ou positivos no sistema climático (Forster *et al.*, 2007).

A manutenção da estabilidade do sistema climático depende do balanço global da energia. O balanço radiativo implica que a quantidade de energia que entra no sistema, quase totalmente proveniente do Sol, é aproximadamente igual a que o sistema dissipa, principalmente pela emissão de radiação de volta ao espaço (Rosário, 2011).

Na **Figura 1.1.2** está esquematizado o balanço de energia anual global “atual”, disponível no relatório mais recente do IPCC (do inglês, *Intergovernmental Panel on Climate Change*), do ano de 2007.

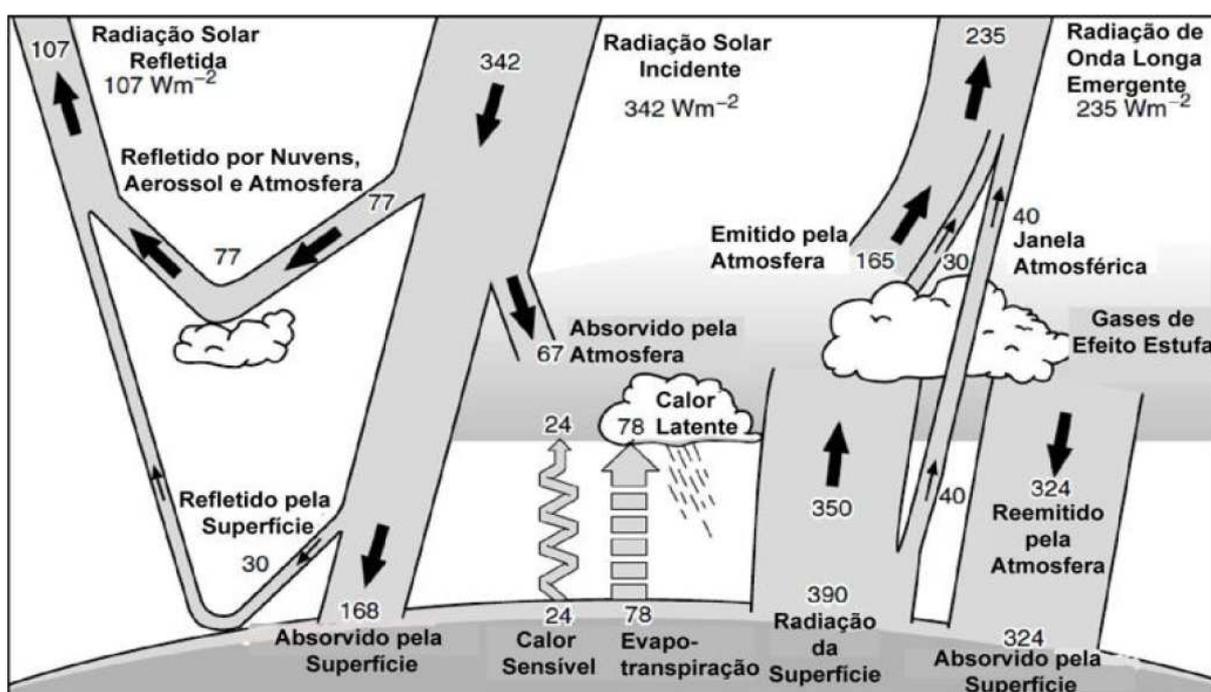


Figura 1.1.2. Estimativa do balanço de energia médio global e anual da Terra (Fonte: Forster *et al.*, 2007).

Em longo prazo, a quantidade de radiação solar absorvida pela atmosfera e superfície da Terra é equilibrada pela mesma quantidade de radiação de onda longa emitida pelas mesmas. Cerca de metade da radiação solar é absorvida pela superfície da Terra. Essa energia

é transferida para a atmosfera por meio do aquecimento do ar em contato com a superfície (termas), por evapotranspiração e por radiação de onda longa, que é absorvida pelas nuvens e gases de efeito de estufa. A atmosfera, por sua vez, emite energia de onda longa para a superfície, assim como para o espaço (Kiehl e Trenberth, 1997).

Como mostrado na **Figura 1.1.2**, o sistema climático está estabelecido em um estado de balanço, isto é, a emissão de energia para o espaço é similar àquela absorvida do Sol. No entanto, esse balanço está susceptível a perturbações, sejam internas ao próprio sistema, ou externas a ele. Uma parcela significativa da comunidade científica acredita que o balanço de energia do sistema climático terrestre encontra-se em um estado de transição de um cenário de equilíbrio para outro. Caso o sistema seja perturbado, há uma tendência de rearranjo, de forma a reestabelecer o equilíbrio radiativo.

O sistema climático terrestre passou por inúmeros processos de mudanças, considerados naturais, ao longo da história da Terra. A temperatura média do planeta sempre esteve diretamente ligada à quantidade de CO₂ na atmosfera (**Figura 1.1.3**). Devido às suas propriedades físicas, esse gás é um dos maiores causadores do fenômeno conhecido como “Efeito Estufa”.

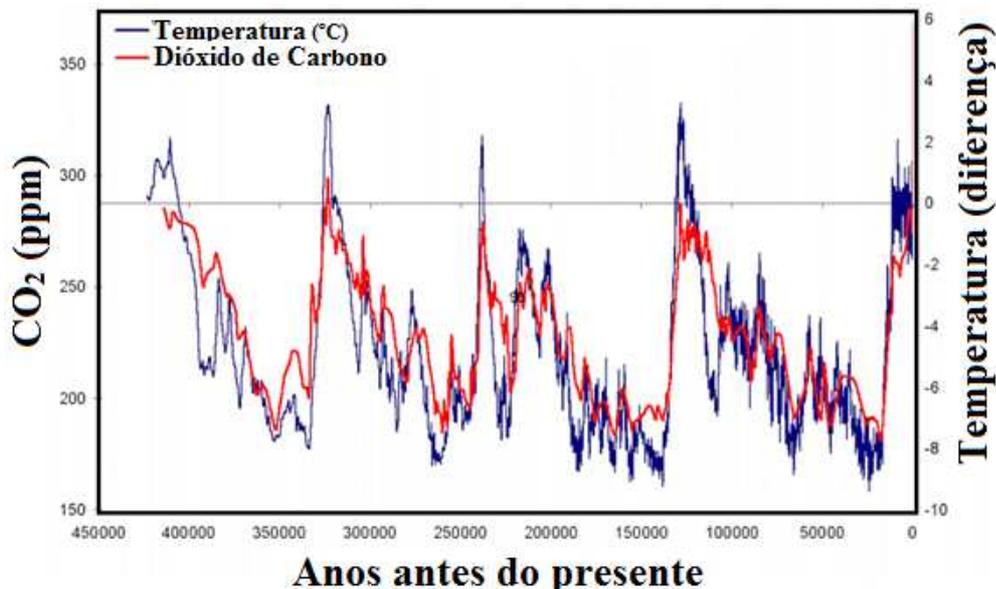


Figura 1.1.3. Evolução temporal da concentração de CO₂ e da temperatura média do planeta. A linha vermelha indica a concentração média de gás carbônico (ppm) na atmosfera, e em azul, a temperatura média da Terra (°C) (Fonte: Joesten *et al.*, 1991).

Durante a primeira Revolução Industrial ocorreu uma transformação dos meios de produção, isto é, artesãos, associações e artífices foram substituídos pela indústria. O desenvolvimento do sistema fabril de produção, caracterizado por uma complexa divisão do trabalho, estabeleceu a dominação global do modo de produção capitalista (Burnham, 2003). Nesse “novo” modo de produção, a matriz energética e os padrões de consumo da humanidade mudaram drasticamente. A partir disso, o carvão passou a ser o combustível mais utilizado. Com a chegada da segunda Revolução Industrial, o carvão mineral deixou de ser o protagonista da matriz energética e deu lugar ao petróleo e também ao gás natural, este com menos utilização que o primeiro. Seja pela modificação dos modos e costumes, ou pela mudança do uso na energia, a utilização dos combustíveis fósseis não renováveis passou a ser a base da matriz energética mundial. O produto mais gerado pela queima desse tipo de combustível é o gás carbônico e sua contribuição como forçante do “Efeito Estufa” vem sendo confirmada nas últimas décadas (**Figura 1.1.4**).

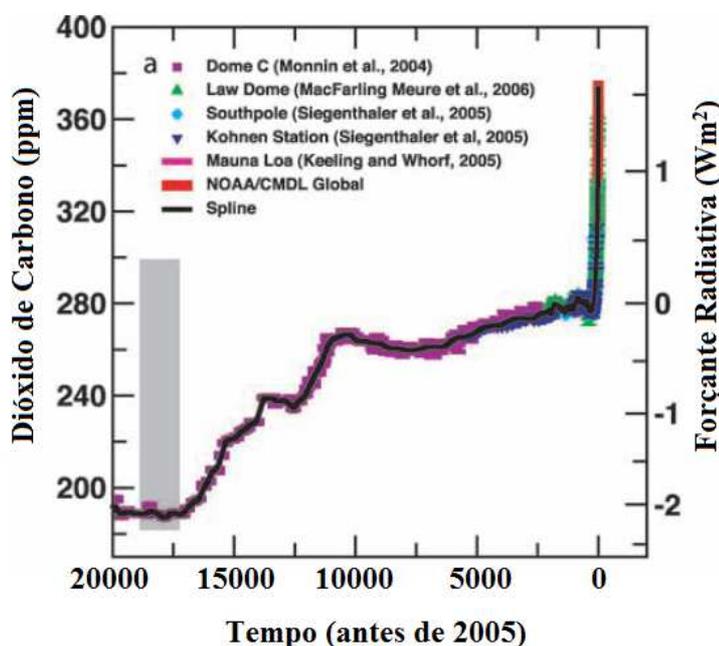


Figura 1.1.4. Concentrações de CO₂ (ppm) e a forçante radiativa¹ (Wm⁻²); A barra cinza mostra a faixa reconstruída da variabilidade natural para o passado (650 mil anos) (Fonte: Jansen *et al.*, 2007).

¹ A forçante radiativa é definida como a diferença em irradiância líquida na tropopausa, entre um estado de referência e um estado perturbado. As temperaturas de superfície e da troposfera

As incertezas associadas aos gases do efeito estufa no balanço do sistema climático têm se reduzido com o passar dos anos, seja pelos inúmeros esforços científicos voltados para esta problemática, seja pela maior compreensão que vem de outrora, dos efeitos sistemáticos dos mesmos no efeito estufa. Em contrapartida, ao avaliar as incertezas associadas aos impactos causados pelos aerossóis atmosféricos, nota-se que elas permanecem substanciais (**Figura 1.1.5**), apesar dos diversos avanços alcançados desde o início dos primeiros estudos realizados.

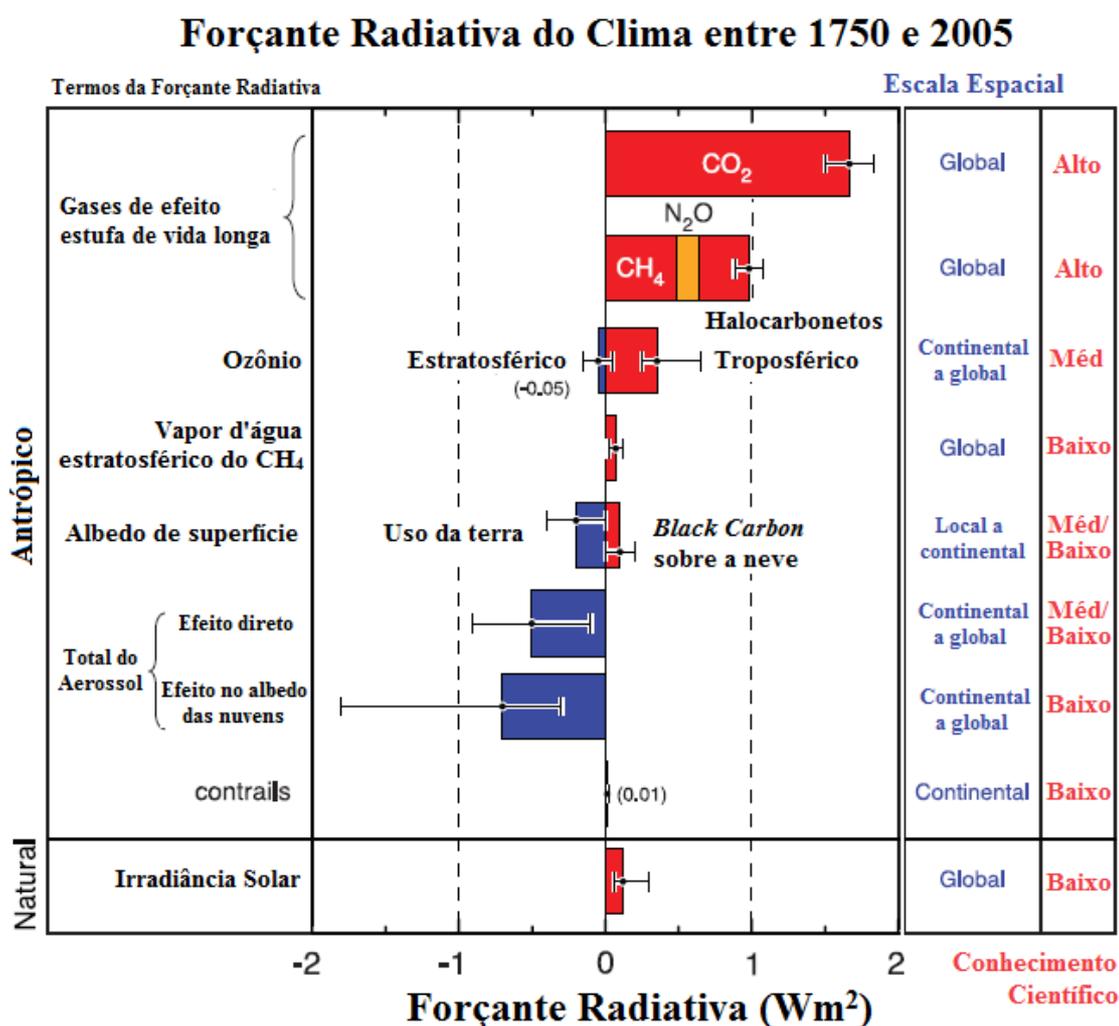


Figura 1.1.5. Forçante radiativa média global e anual, com respectivas incertezas entre 1750 e 2005 para gases do efeito estufa (CO₂, CH₄, N₂O), aerossóis e outros agentes (Fonte: Forster *et al.*, 2007).

são mantidas fixas, mas permite-se que a estratosfera atinja o equilíbrio radiativo. O estado de referência pode ser a ausência do agente climático, como por exemplo, no início da Revolução Industrial (ca. 1750), adotado pelo IPCC (Forster *et al.*, 2007).

1.2 Aerossóis

Os aerossóis são tecnicamente definidos como partículas sólidas ou líquidas suspensas no ar, embora comumente apenas o componente particulado é referido como aerossol (Seinfeld e Pandis, 2006). Podem ser emitidos por fontes naturais ou antrópicas, e apresentam inúmeros formatos e composição química, que variam conforme a fonte emissora e processos pelos quais passam na atmosfera. Podem ainda ser classificados em primários, quando são diretamente emitidos, ou secundários, quando são formados na atmosfera através de um processo físico – químico conhecido como conversão gás – partícula. O diâmetro típico dessas partículas varia de poucos nanômetros a dezenas de micrômetros (Seinfeld e Pandis, 2006). O tamanho dos aerossóis impacta seu tempo de permanência na atmosfera e sua capacidade de interação com a radiação solar ou terrestre. A **Figura 1.1.6** mostra a distribuição lognormal de tamanho dos aerossóis. Nessa distribuição, o aerossol atmosférico é caracterizado em três diferentes modas:

- (i) moda de nucleação, ou núcleo de Aitken – tem origem na condensação de vapores supersaturados, que leva à coagulação das partículas;
- (ii) moda de acumulação – as partículas com mais tempo na atmosfera (de dias a semanas) interagem com as partículas da moda de nucleação.
- (iii) moda grossa – partículas originadas por processos mecânicos, como a ressuspensão de poeira do solo, *spray* marinho e outros.

Uma definição mais geral categoriza os aerossóis em apenas duas modas: a fina e a grossa, que tem como diâmetro limítrofe 2,5 μm . O diagrama indica também os principais mecanismos de formação, emissão, transformação e remoção das partículas da atmosfera. Os processos de combustão, por exemplo, têm como produto, em geral, aerossóis da moda fina. Já os da moda grossa são comumente associados a fragmentos da vegetação, pólenes, emissões vulcânicas, dentre outros. A moda de acumulação e os núcleos de Aitken interagem fortemente entre si. Em condições de alta concentração de partículas da moda de acumulação,

os núcleos de Aitken tendem a coagular preferencialmente com tais partículas (Raes *et al.*, 1995).

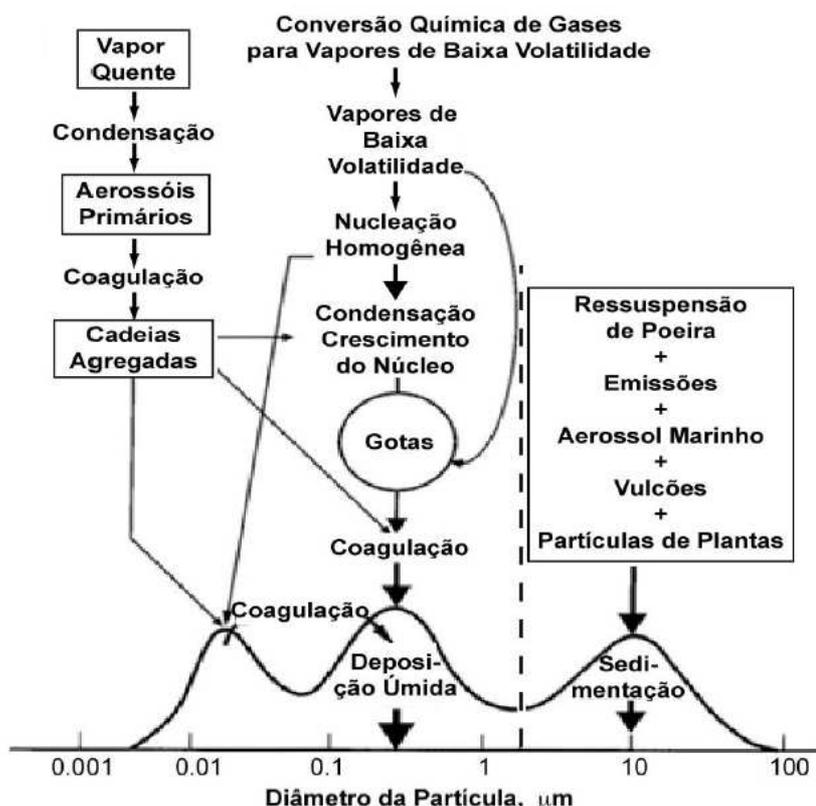


Figura 1.1.6. Diagrama da distribuição de tamanho dos aerossóis separada por modas, as fontes, os mecanismos que controlam a emissão, a formação e a remoção das partículas da atmosfera (Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

Em termos radiativos, a moda de acumulação é a mais importante, no sentido de que os aerossóis desta moda podem percorrer longas distâncias, pois possuem baixo coeficiente de difusão² e baixa velocidade de sedimentação, o que aumenta o tempo de exposição à radiação e probabilidade de interação com as nuvens. Somado a isso, a moda de acumulação contém o intervalo de tamanho das partículas de aerossol que interage mais efetivamente com a radiação no espectro solar (Rosário, 2011). As partículas de aerossol da moda fina são

² O coeficiente de difusão ou difusividade de massa é um valor que representa a facilidade com que um soluto particular se move em um solvente determinado. É dependente do tamanho e forma do soluto, viscosidade do solvente e temperatura.

predominantes sobre os continentes e regiões costeiras. A contribuição das atividades humanas, que representam cerca de 10% dos aerossóis do globo (Textor *et al.*, 2006), tem como subproduto, majoritariamente, aerossóis da moda fina. Isso significa que os aerossóis emitidos por fontes naturais são dominantes no sistema climático. Contudo, o tamanho do aerossol é apenas uma forma de categorizá-lo. Outro aspecto fundamental é a sua composição química. Nos modelos climáticos, geralmente dividem-se os aerossóis em cinco categorias gerais (Rosário, 2011; Kinne *et al.*, 2006): *Dust* (ou poeira, adoção do termo inglês por recorrência), *spray* marinho, aerossóis de enxofre, ou sulfato, e os compostos de carbono, que se dividem em duas subcategorias, o material orgânico particulado e o *Black Carbon* (ou carbono elementar, também adotado o termo em inglês por recorrência). Uma descrição mais detalhada de cada um dos tipos pode ser encontrada no Capítulo 3, na seção 5, onde se descreve o modelo GOCART (*Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport*) (Chin *et al.*, 2002). A **Figura 1.1.7** indica os modos pelos quais os aerossóis podem afetar o balanço radiativo do sistema climático.

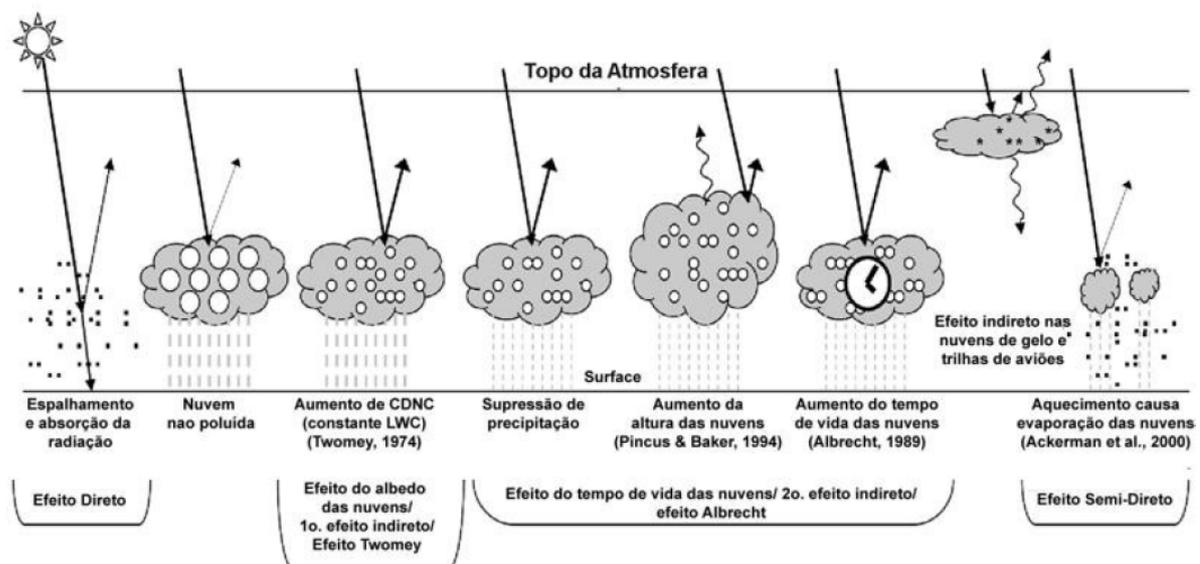


Figura 1.1.7. Esquema dos mecanismos associados com os efeitos radiativos dos aerossóis (modificado de Haywood e Boucher, 2000). Os pontos pretos representam os aerossóis e os círculos brancos, as gotas de nuvens. As linhas espessas representam a radiação solar incidente, as linhas delgadas, a radiação refletida, e as onduladas, a radiação de onda longa. CDNC: concentração do número de gotas de nuvens (do inglês *Cloud Droplet Number Concentration*) e LWC: conteúdo de água líquida (do inglês *Liquid Water Content*).

Ao se avaliar o impacto dos aerossóis no sistema climático, levam-se em conta três tipos de efeitos no balanço radiativo da atmosfera: o direto, o indireto e o semi-direto (Forster *et al.*, 2007).

O efeito radiativo direto se dá através dos processos de absorção e espalhamento causado pelos aerossóis tanto no espectro solar, quanto no terrestre³, que altera diretamente o balanço radiativo do sistema climático (Forster *et al.*, 2007). O impacto líquido do efeito radiativo direto dos aerossóis é de diminuir a quantidade de energia solar disponível em superfície. Nas últimas décadas (1950 até meados dos anos 1990) tem ocorrido uma redução de 2,7% na irradiância solar direta incidente em superfície, fenômeno conhecido como “*Global Dimming*” (Stanhill e Cohen, 2001). Embora os mecanismos associados ao efeito radiativo direto sejam bastante conhecidos, as incertezas ainda são significativas (**Figura 1.1.5**), principalmente com relação à distribuição espaço – temporal dos aerossóis (Forster *et al.*, 2007).

O efeito radiativo indireto dos aerossóis apresenta uma incerteza bastante significativa no contexto do papel dos aerossóis no sistema climático (**Figura 1.1.5**). Esse efeito diz respeito às modificações nas propriedades microfísicas das nuvens, ocasionadas pelos aerossóis, e que, portanto, alteram suas propriedades radiativas, quantidade e tempo de vida na atmosfera. Basicamente esse efeito se dá devido à capacidade dos aerossóis atuarem como núcleos de condensação e afetarem o albedo e o tempo de vida das nuvens (Twomey, 1977; Albrecht, 1989). A resultante no sistema climático é de resfriamento (IPCC, 2007).

O terceiro efeito radiativo dos aerossóis consiste no aquecimento da atmosfera devido à absorção de energia solar e reemissão de energia térmica que induz, por consequência, à estabilização da atmosfera e reevaporação das nuvens (Hansen *et al.*, 1997; Koren *et al.*, 2004). O efeito semi-direto pode ser considerado, em última análise, uma consequência do efeito radiativo direto, porque se relaciona com a absorção pelos aerossóis e sua distribuição vertical (Rosário, 2011). Esse efeito contribui para o aumento da energia dentro do sistema climático, pois desfaz nuvens pré-existentes e previne a formação de novas nuvens, pelo processo de estabilização atmosférica, contudo, seu entendimento científico é insuficiente para uma categorização definitiva de seu impacto (IPCC, 2007).

³ Este apenas na presença de partículas da moda grossa, quando também há emissão de radiação por tais partículas.

Além disso, os efeitos radiativos dos aerossóis podem produzir efeitos secundários no sistema climático, o efeito sobre a biosfera é um deles. A biosfera terrestre interage fortemente com o clima, através de processos biogeofísicos e biogeoquímicos, podendo ocasionar respostas tanto positivas, quanto negativas no equilíbrio radiativo, por exemplo. Algumas dessas respostas, no mínimo em escala regional, podem ser bastante significativas.

O clima da superfície é determinado pelo balanço dos fluxos de energia, que podem ser modificados pelas componentes radiativas (e.g., albedo de superfície), ou não-radiativas (e.g., processos relacionados com o ciclo da água). Ambas as componentes são controladas pelas características da vegetação. Nos sistemas tropicais semi-áridos, como o deserto do Sahel ou o nordeste brasileiro, a vegetação exerce respostas radiativas e hidrológicas no clima.

A determinação do clima está diretamente ligada à forma como a atmosfera interage com a cobertura vegetal, os biomas, a produtividade dos diferentes ecossistemas, a respiração da vegetação e do solo, os incêndios; todos esses componentes são importantes para o ciclo do carbono. Vários processos nos ecossistemas terrestres influenciam o fluxo de carbono entre a superfície e a atmosfera.

A produtividade dos ecossistemas terrestres muda em resposta às variações na temperatura, precipitação, concentração de CO₂ e nutrientes. Se o clima se torna favorável ao crescimento das plantas (e.g., aumento da precipitação em um sistema semi-árido), a produtividade aumenta e, conseqüentemente, crescem as taxas de sequestro do carbono atmosférico. Transformações nas estruturas dos ecossistemas em resposta às mudanças climáticas podem alterar a distribuição de carbono entre a atmosfera e a superfície (Forster *et al.*, 2007).

Um exemplo disso, é que a redução global da radiação incidente em superfície tem tido como resultado grandes decréscimos nos valores de produtividade primária bruta (GPP, do inglês *Gross Primary Productivity*) de ecossistemas limitados pela luz (Black *et al.*, 2006). Além disso, alguns estudos têm mostrado que um decréscimo na radiação solar é acompanhado por um aumento da componente difusa da radiação, que por sua vez pode vir a aumentar a produtividade das plantas, devido a uma maior eficiência de produção por unidade de radiação incidente no dossel. Esse efeito é conhecido como “O Efeito da Fertilização Difusa” e será discutido a seguir.

1.3 O Efeito da Fertilização Difusa

O efeito dos aerossóis na produtividade de ecossistemas foi evidenciado após a erupção do Monte Pinatubo em 1991 (Kanniah *et al.*, 2012). Alguns autores propuseram que o inesperado decréscimo nas taxas de CO₂ atmosférico, ocorrido após a erupção do Monte Pinatubo, foi parcialmente devido a um aumento nas taxas de sequestro de carbono pela vegetação, em decorrência do aumento da radiação na forma difusa proveniente do espalhamento causado pelos aerossóis vulcânicos. Mesmo após um ano depois da erupção, os aerossóis aumentaram a componente difusa da radiação em aproximadamente 50%, e estimou-se que houve um acréscimo de 21% no GPP de uma floresta no norte dos Estados Unidos (Gu *et al.*, 2003). Desde o início dos anos 1990, com a popularização da medição dos fluxos de carbono através do método *eddy covariance*, vários estudos têm sido realizados a fim de avaliar a produtividade de ecossistemas sob condições de alta incidência da componente difusa da radiação. Contudo, a partir dos estudos realizados por Gu *et al.* (2003), inúmeros outros passaram a investigar o efeito dos aerossóis sobre o sequestro de carbono por diferentes ecossistemas.

O conceito do Efeito da Fertilização Difusa é baseado na teoria que propõe que em sistemas com dosséis densamente vegetados (e.g. dosséis complexos), em dias claros, a radiação solar direta ilumina apenas a fração superior das folhas do dossel, enquanto a maior parte das folhas de seu interior (em altura média, ou plantas rasteiras) permanece na sombra (**Figura 1.1.8**). O sequestro de carbono pela vegetação aumenta sob condições atmosféricas com carga moderada de aerossóis (alta fração de radiação difusa) (Niyogi *et al.*, 2004), mas diminui à medida em que a concentração de aerossóis aumenta até um nível em que a radiação global seja substancialmente reduzida (Yamasoe *et al.*, 2006).

É claro que os fatores naturais dos ecossistemas — como a temperatura, a disponibilidade de água e nutrientes, dentre outros — possui um grande controle sobre a produtividade dos mesmos. No entanto, a presença de aerossóis também tem mostrado ter um controle sobre a redução da temperatura das folhas, a evapotranspiração e a evaporação de água no solo. Entretanto, alguns estudos indicam que os fatores naturais como a temperatura e o VPD (do inglês, *Vapour Pressure Deficit*) possuem apenas um impacto secundário ou negligenciável sobre a produtividade das plantas, em comparação à disponibilidade e forma

da radiação (Alton, 2008; Kanniah, 2009). Portanto, fazem-se necessários estudos quantitativos que separe os efeitos das mudanças nos níveis de temperatura e VPD das mudanças na proporção da radiação difusa e seus efeitos no crescimento das plantas (Kanniah *et al.*, 2012). Foram esses desafios, associados a maior compreensão da separação entre esses efeitos, que nortearam a proposta e os principais objetivos do presente trabalho.

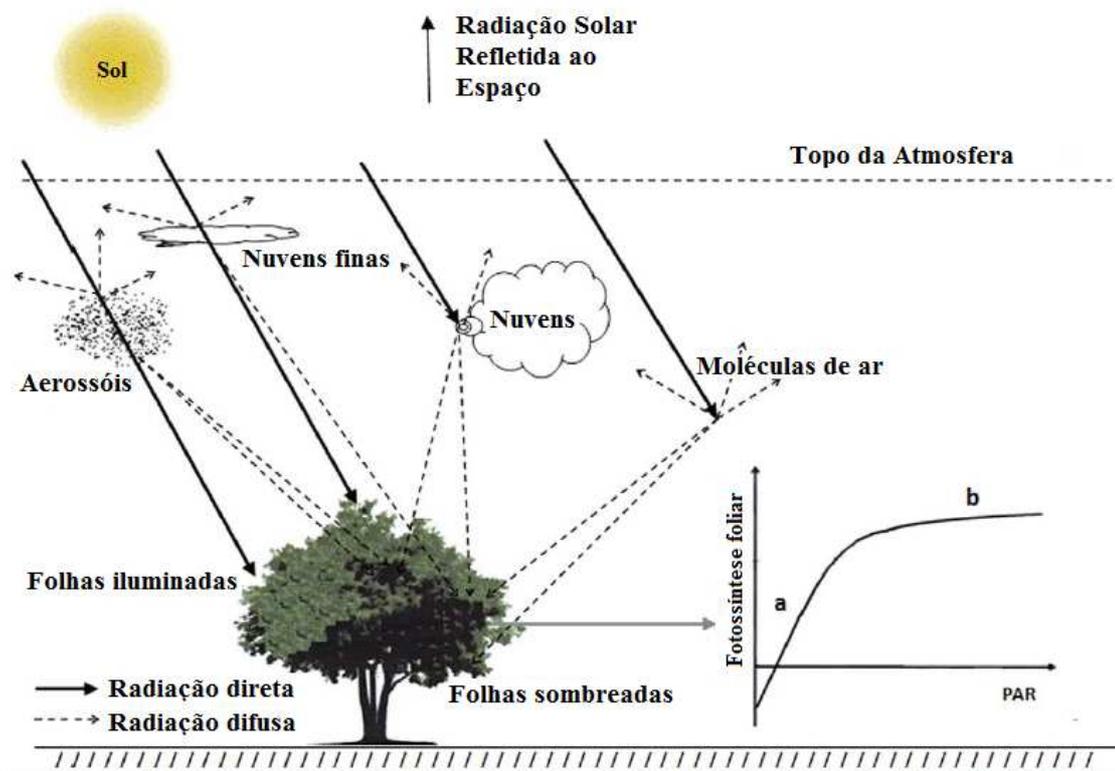


Figura 1.1.8. Diagrama esquemático da interação da radiação solar com os componentes atmosféricos (aerossóis, nuvens e moléculas de ar) e a penetração da radiação direta (linha contínua) e difusa (linha tracejada). O efeito da radiação, direta e difusa, na fotossíntese foliar é indicado à direita. A resposta das folhas às mudanças na radiação fotossinteticamente ativa (PAR, do inglês *Photosynthetically Active Radiation*) sob condição de aumento na radiação difusa e decréscimo na direta é mostrada em **a** e **b**, respectivamente (Fonte: Kanniah *et al.*, 2012).

A radiação é crítica para a produtividade dos ecossistemas terrestres e aponta para a necessidade de maiores estudos, que examinem a limitação da produtividade pela luz, em

ecossistemas sensíveis à radiação, como as florestas tropicais, as savanas e florestas temperadas, para testar a natureza do impacto da radiação na produtividade da vegetação em combinação com demais fatores. Em estudos observacionais e numéricos realizados nas savanas australianas, foi sugerido que os padrões de produtividade eram muito mais influenciados pela limitação radiativa, do que pela limitação hidrológica (Whitley *et al.*, 2011). Nesse contexto, seria bastante interessante investigar o papel dos aerossóis atmosféricos sobre o balanço de carbono na América do Sul, em específico, pois durante a estação seca, grandes quantidades de aerossóis de queimada são lançadas para a atmosfera, o que provê uma oportunidade única em explorar as relações entre aerossóis e produtividade.

1.4 Objetivos e organização do trabalho

O objetivo geral do presente projeto é investigar os efeitos da carga do aerossol atmosférico sobre a região do “Arco do Desflorestamento” da Amazônia, a partir do estudo efetuado em três sítios experimentais específicos, com foco na variabilidade do fluxo turbulento de CO₂, que durante o período diurno pode ser descrito como uma medida *proxi* da produtividade líquida da vegetação (Rocha *et al.*, 2004), e na variabilidade dos fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE). Para tanto, alguns objetivos específicos foram definidos:

- Avaliar as possíveis variações dos fluxos turbulentos de calor sensível, calor latente e de CO₂ em função da profundidade óptica do aerossol;
- Avaliar o tipo de aerossol presente em cada um dos sítios experimentais e pontuar possíveis diferenças entre eles.
- Recriar cenários hipotéticos, sem a presença de aerossóis, para tentar categorizar seu possível impacto sobre os ecossistemas.

Os demais capítulos do trabalho encontram-se organizados da seguinte forma:

2) Fundamentação Teórica: descreve os conceitos importantes que regem os problemas físicos tratados no projeto.

3) Materiais e Métodos: o primeiro tópico apresenta e descreve os sítios experimentais e as bases de dados utilizadas. No tópico seguinte são descritos os modelos numéricos utilizados tanto na categorização dos aerossóis, quanto nos cálculos de transferência radiativa. Por fim, a metodologia utilizada é abordada concomitantemente com uma descrição detalhada da ferramenta matemática utilizada no tratamento e estudo dos dados.

4) Resultados: descreve os principais resultados do trabalho e parte da metodologia associada, que foram mantidas próximas para uma maior compreensão e facilidade de análise.

5) Conclusões: apresenta e contextualiza as considerações finais do trabalho e discute tópicos para pesquisas futuras.

2. Fundamentação Teórica

2.1 Radiação Solar

O Sol é uma esfera gasosa com um raio de aproximadamente $6,96 \times 10^5$ km e massa de aproximadamente $1,99 \times 10^{30}$ kg. Seus principais compostos são Hidrogênio primordial (H) e Hélio (He), além de uma pequena quantidade de elementos químicos mais pesados como o Oxigênio (O), Carbono (C), Nitrogênio (N), Neônio (Ne), Ferro (Fe), Silício (Si), Magnésio (Mg), Enxofre (S) e Cálcio (Ca). O Hidrogênio constitui 90% da massa do sol, e o restante, 10%, é basicamente Hélio. A temperatura do Sol diminui da parte central, 5×10^6 K, para aproximadamente 5800 K na superfície (Liou, 2002).

A energia do Sol é gerada a partir de reações de fusão nuclear, onde quatro átomos de Hidrogênio se convertem em um átomo de Hélio. Acima da superfície do Sol, o transporte de energia é realizado por meio da radiação eletromagnética. É dessa forma que a Terra recebe a energia do Sol. A radiação eletromagnética foi descrita pela primeira vez por James Clerk Maxwell, em 1864, quando foi proposto que um campo elétrico e um magnético podem se propagar através do vácuo na velocidade da luz. A **Figura 2.1.1** ilustra o espectro eletromagnético em relação ao comprimento de onda.

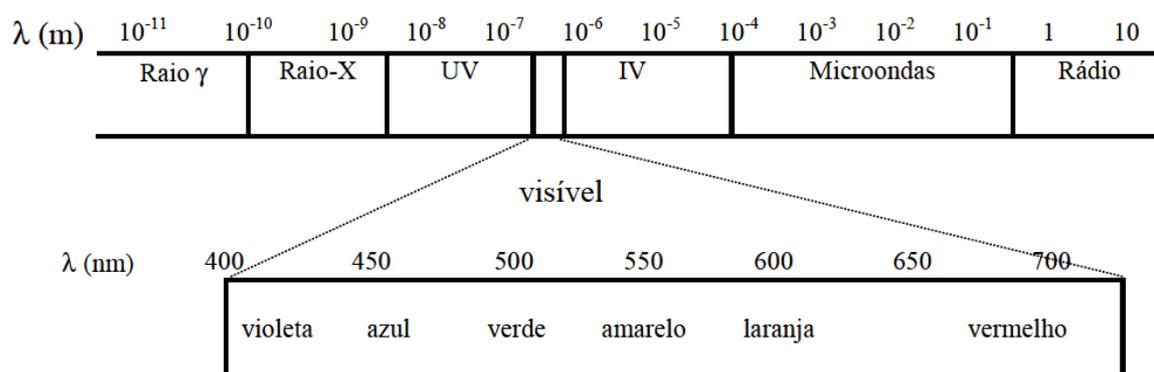


Figura 2.1.1. Ilustração esquemática das várias regiões do espectro eletromagnético, de acordo com o comprimento de onda da radiação.

A fim de adequar as leis de radiação existentes com as curvas de distribuição espectral obtida experimentalmente, Max Planck, em 1900, postulou que a energia radiativa é emitida

em pacotes finitos, ou *quanta*, e desenvolveu a teoria e a equação de corpo negro. Criou a constante que recebeu seu nome, $h = 6,63 \times 10^{-34}$ J.s. Planck uniu os resultados das teorias de Lorde Rayleigh e Sir James Jeans (Lei de Rayleigh-Jeans), com embasamento na teoria clássica, e a de Wilhelm Wien, que parte da distribuição de velocidade de Maxwell para moléculas de um gás ideal (Sayão, 2008).

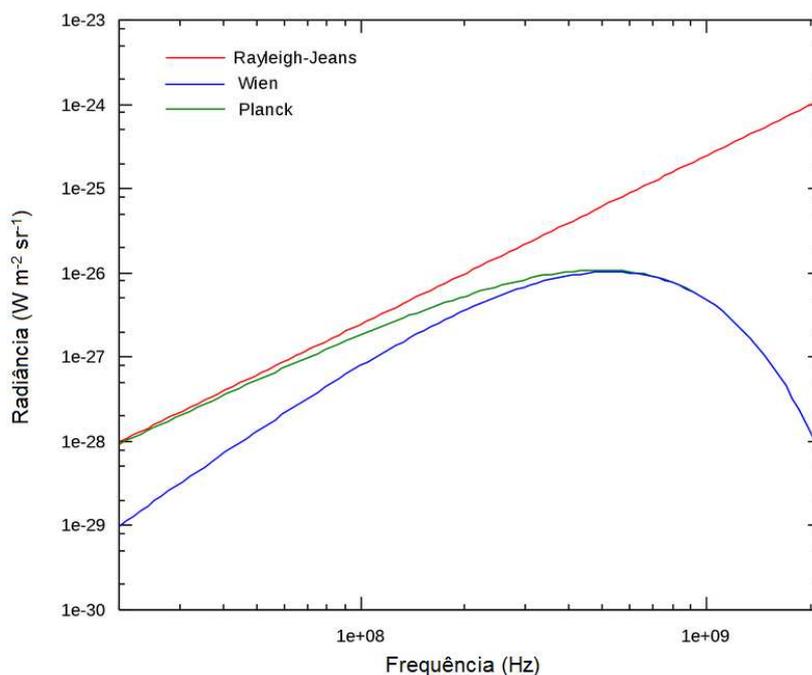


Figura 2.1.2. Comparação da lei de Rayleigh-Jeans com a aproximação de Wien e a lei de Planck, para um corpo a 8 MK (Fonte: Rayleigh-Jeans Law, Wikipedia, 2013).

Contudo, apenas em 1905, com a formulação de Albert Einstein sobre a natureza da luz e sua respectiva interação com a matéria, baseada na teoria de Planck, é que se discutiu a energia em “partículas”, os *fótons* (Halliday *et al.*, 1996). A definição relaciona a energia de cada fóton (E_f), com a frequência de oscilação (ν) da onda com a qual se propaga, que se relaciona com o comprimento dessa mesma onda (λ), com a constante de Planck (h) e a velocidade da luz no vácuo (c), obtendo assim a seguinte expressão:

$$E_f = h\nu = \frac{hc}{\lambda} \quad (2.1)$$

Da evolução da Física Quântica foi possível descrever e determinar com precisão a distribuição espectral da radiação solar incidente no topo da atmosfera (TOA⁴, do inglês, *Top of Atmosphere*), assim como melhorar modelos físico-matemáticos e teorias de descrição da energia gerada e emitida pelo Sol. Essa energia é emitida em todos os comprimentos de onda — o Sol atua aproximadamente como um corpo negro — e seu máximo de emissão ocorre na região espectral do visível, centrado ao redor de 550 nm (Halliday *et al.*, 1996). Integrada em todo o espectro eletromagnético, a irradiância do Sol à distância média Terra-Sol, denominada constante solar S_0 ⁵, no TOA e em uma superfície perpendicular à direção do feixe incidente é $1367 \pm 2 \text{ Wm}^{-2}$, do qual aproximadamente 50% corresponde à região espectral do infravermelho, 40% ao visível e 10% a comprimentos de onda menores do que o visível, o ultravioleta, raios X e gama (Liou, 2002).

2.2 A Atmosfera Terrestre

Depois de atingir o TOA, a radiação solar sofre um conjunto de processos radiativos ao atravessar a atmosfera terrestre, que depende dos constituintes atmosféricos opticamente ativos e de sua distribuição espaço-temporal, ou seja, depende do meio de propagação. Portanto, faz-se necessário conhecer as propriedades desse meio pelo qual a radiação solar atravessará, os processos ópticos de atenuação que essa radiação pode vir a sofrer e, a partir daí, descrever matematicamente os fenômenos desse “caminho”, a fim de estimar a quantidade dessa mesma radiação que atingirá a superfície e afetará o tempo e o clima, bem como os ciclos biogeoquímicos do planeta.

A atmosfera é composta por um grupo de gases de concentração praticamente constante e um grupo de gases com concentração variável. Aproximadamente 78% da atmosfera é composta pelo gás nitrogênio e 21% pelo gás oxigênio. Em uma atmosfera seca,

⁴ Define-se como topo da atmosfera a altitude acima da qual não seria observada interação significativa entre a radiação eletromagnética e os constituintes atmosféricos.

⁵ Por não ser exatamente constante, esse valor atualmente é denominado irradiância solar total, em substituição ao termo “constante solar”.

cerca de 1% corresponde a gases traço (**Tabela 2.2.1**). Os gases permanentes têm volume virtualmente constante até aproximadamente 60 km de altitude.

Tabela 2.2.1. A composição da atmosfera terrestre^a (Adaptado de Liou, 2002).

Constituintes Permanentes		Constituintes Variáveis	
Constituinte	% por volume	Constituinte	% por volume
Nitrogênio (N ₂)	78,084	Vapor d'água (H ₂ O)	0 - 0,04
Oxigênio (O ₂)	20,948	Ozônio (O ₃)	0 - 12 x 10 ⁻⁴
Argônio (Ar)	0,934	Dióxido de Enxofre (SO ₂) ^b	0,001 x 10 ⁻⁴
Dióxido de Carbono (CO ₂)	0,036	Dióxido de Nitrogênio (NO ₂) ^b	0,001 x 10 ⁻⁴
Neônio (Ne)	18,18 x 10 ⁻⁴	Amônia (NH ₃) ^b	0,004 x 10 ⁻⁴
Hélio (He)	5,24 x 10 ⁻⁴	Óxido Nítrico (NO) ^b	0,0005 x 10 ⁻⁴
Criptônio (Kr)	1,14 x 10 ⁻⁴	Sulfeto de Hidrogênio (H ₂ S) ^b	0,00005 x 10 ⁻⁴
Xenônio (Xe)	0,089 x 10 ⁻⁴	Vapor de Ácido Nítrico (HNO ₃)	Traço
Hidrogênio (H)	0,5 x 10 ⁻⁴	Clorofluorcarbonetos	Traço
Metano (CH ₄)	1,7 x 10 ⁻⁴	(CFCl ₃ , CF ₂ Cl ₂	
Óxido Nitroso (N ₂ O) ^b	0,3 x 10 ⁻⁴	CH ₃ CCl ₃ , CCl ₄ , etc)	
Monóxido de Carbono (CO) ^b	0,08 x 10 ⁻⁴		

^a Atmosfera Padrão dos EUA, posterior a 1976, com modificações.

^b Concentração próxima à superfície terrestre.

O perfil vertical de temperatura da atmosfera terrestre é predominantemente afetado devido a processos radiativos. A **Figura 2.2.1** ilustra esse perfil médio de temperatura da Terra para quatro diferentes localidades/estados da atmosfera terrestre. Na troposfera, é possível observar um declínio praticamente linear da temperatura com a altura. Esse perfil é devido ao aquecimento radiativo da superfície que transfere calor a camadas mais inferiores da atmosfera. Acima dessa região encontra-se a tropopausa. Esse mínimo de temperatura e, a partir dele, o aumento da mesma na estratosfera, deve-se a processos radiativos, em particular devido à absorção de radiação solar pela camada de ozônio. As regiões de altitude mais elevada que a estratopausa (região de máximo de temperatura centrada em aproximadamente 50 km), apesar de bastante rarefeitas, também apresentam processos de interação da radiação com a matéria. No caso da termosfera, acima dos 90 km, a temperatura é bastante alta por conta da foto-ionização pela absorção de radiação ultravioleta e raios-X (Thomas e Stamnes, 1999).

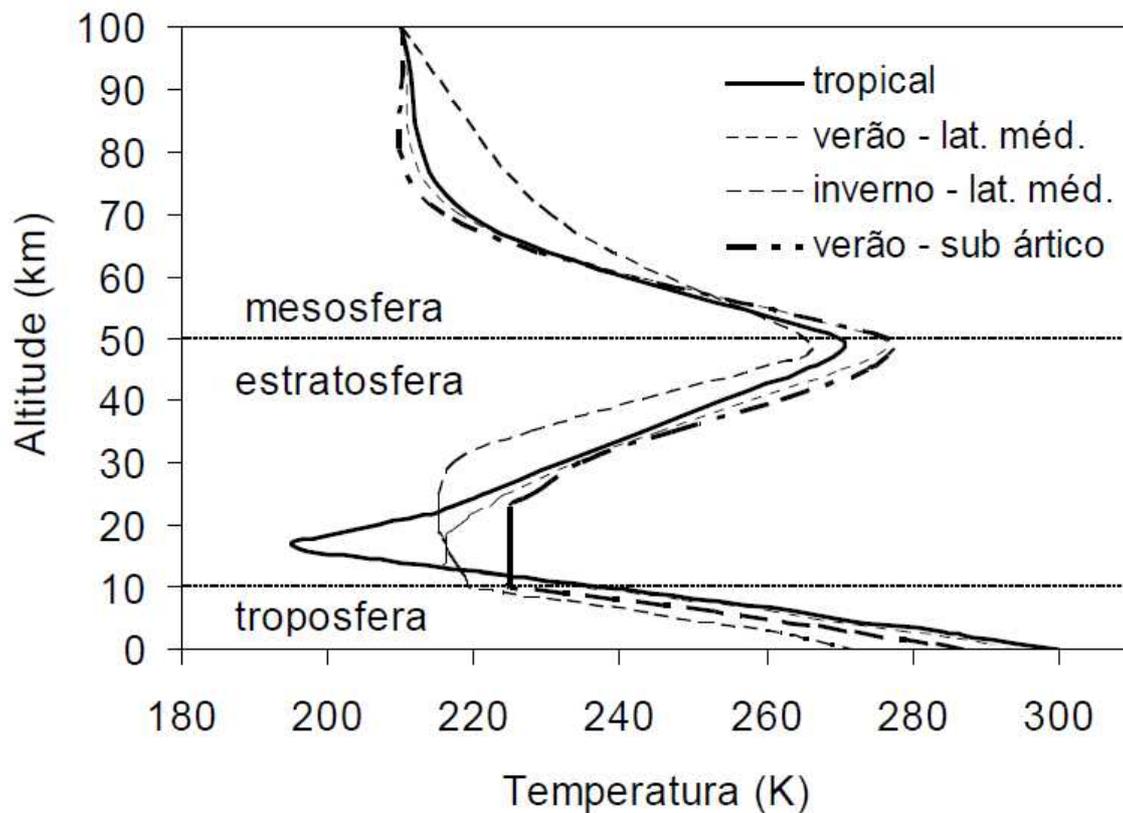


Figura 2.2.1 Modelos empíricos de perfis de temperatura padrão para algumas localidades e épocas do ano. Adaptado da biblioteca interna do código de transferência radiativa SBDART (*Santa Bárbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer*) (Ricchiazzi *et al.*,1998).

Ao conjunto de processos sofridos pela radiação solar ao penetrar a atmosfera terrestre dá-se o nome de atenuação. Existem dois mecanismos responsáveis pelo processo de atenuação: a absorção e o espalhamento (Horvarth, 1993).

O fenômeno de absorção é responsável por remover a energia radiativa do feixe incidente e a transformar em outros tipos de energia. Na maioria dos processos atmosféricos, em energia térmica. Já o fenômeno do espalhamento é responsável por redirecionar a energia radiativa que incide em uma determinada direção, havendo a produção de radiação difusa.

Na **Figura 2.2.2** são apresentadas as curvas da irradiância solar espectral incidente no TOA, da que incide em superfície ao nível médio do mar após sofrer atenuação (representada pelas áreas destacadas na figura) em uma atmosfera sem nuvens ou aerossóis e da emissão de um corpo negro à temperatura de 6000 K.

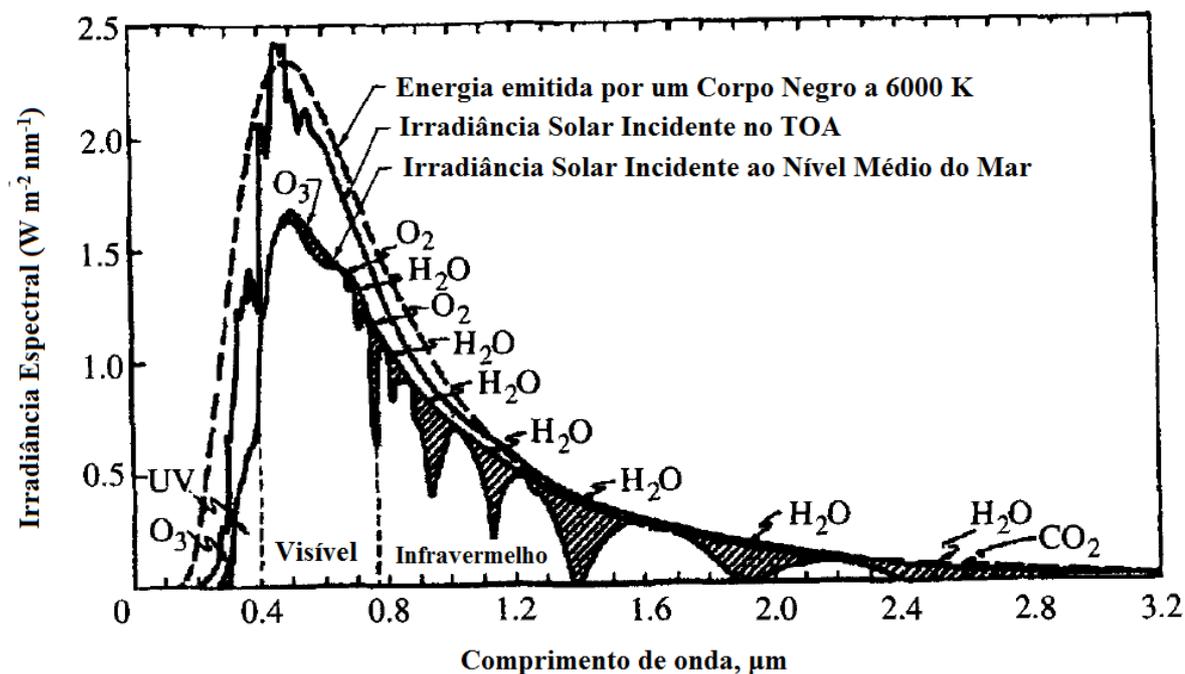


Figura 2.2.2 Distribuição de Irradiância espectral solar no TOA, ao Nível Médio do Mar e a Irradiância espectral emitida por um corpo negro à temperatura de 6000K. As áreas em destaque correspondem às regiões espectrais de significativa absorção por alguns gases presentes na atmosfera (Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

A partir da **Figura 2.2.2**, é possível observar que os principais gases responsáveis pela atenuação da radiação solar são o ozônio (O_3), o oxigênio (O_2) e o vapor d'água (H_2O). A razão pela qual algumas moléculas absorvem radiação em regiões particulares do espectro eletromagnético pode ser determinada apenas através de cálculos quânticos. Em geral, a explicação está relacionada à geometria molecular, mas não é a regra geral, que não se aplica ao O_2 e ao N_2 , por exemplo. Na região espectral de 300 a 800 nm, a absorção atmosférica é relativamente baixa, fenômeno conhecido como “janela atmosférica”. Nessa região, a atmosfera pode ser considerada essencialmente transparente (Seinfeld e Pandis, 2006).

A **Figura 2.2.3** mostra os espectros de absorção do O_3 , do O_2 e do H_2O e da atmosfera.

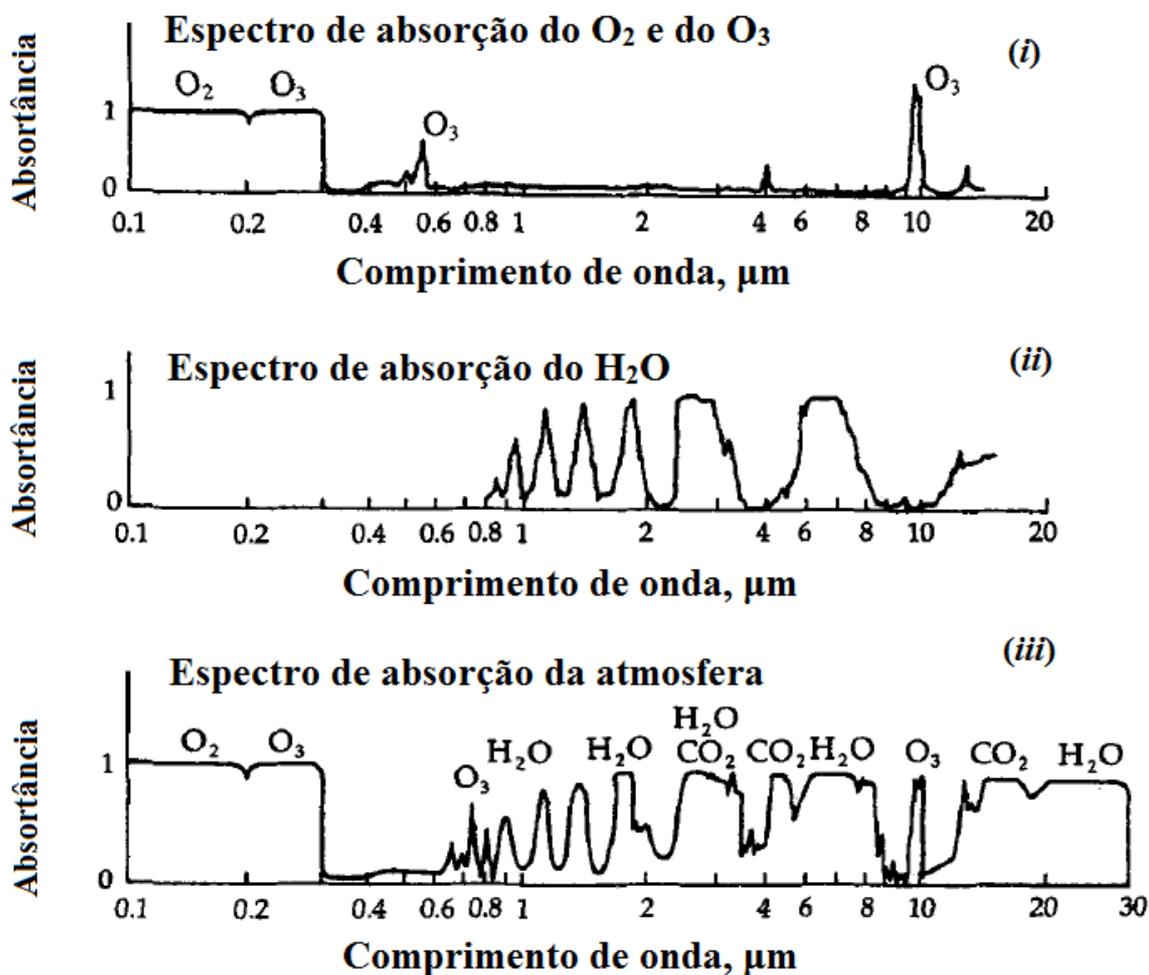


Figura 2.2.3 Espectro de absortância (i) do O_2 e ozônio, (ii) do vapor d'água e (iii) da atmosfera (Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

A absorção na região espectral do ultravioleta (entre 0,12 e 0,40 μm) é dominada pelo O_2 e pelo O_3 . No espectro do visível, na região conhecida como banda de Chappuis⁶, o O_3 é o principal absorvedor. No infravermelho próximo (entre 0,76 e 4,0 μm) o principal absorvedor é o vapor d'água, mas também há a absorção associada ao CO_2 e ao O_3 .

⁶ Em 1880, J. Chappuis descobriu uma fraca absorção da radiação ocasionada pelo ozônio na região espectral do visível.

2.3 Transferência Radiativa na Atmosfera

A aproximação plano-paralela da atmosfera (**Figura 2.3.1**) é extremamente útil na introdução da formulação teórica da transferência radiativa em função de sua abordagem geométrica simplificada. Esse tipo de aproximação é bastante aceitável para grande parte das aplicações meteorológicas em escala regional, pois uma vez que a espessura geométrica “opticamente ativa” da atmosfera (com aproximadamente 100 km de altura) é muito menor que o raio da Terra, torna-se possível considerar a atmosfera como um conjunto de camadas verticalmente estruturadas e horizontalmente homogêneas. Todas as vezes em que as variações verticais de temperatura, pressão, dentre outras variações do meio forem muito mais relevantes que as respectivas variações horizontais, pode-se fazer uso dessa hipótese.

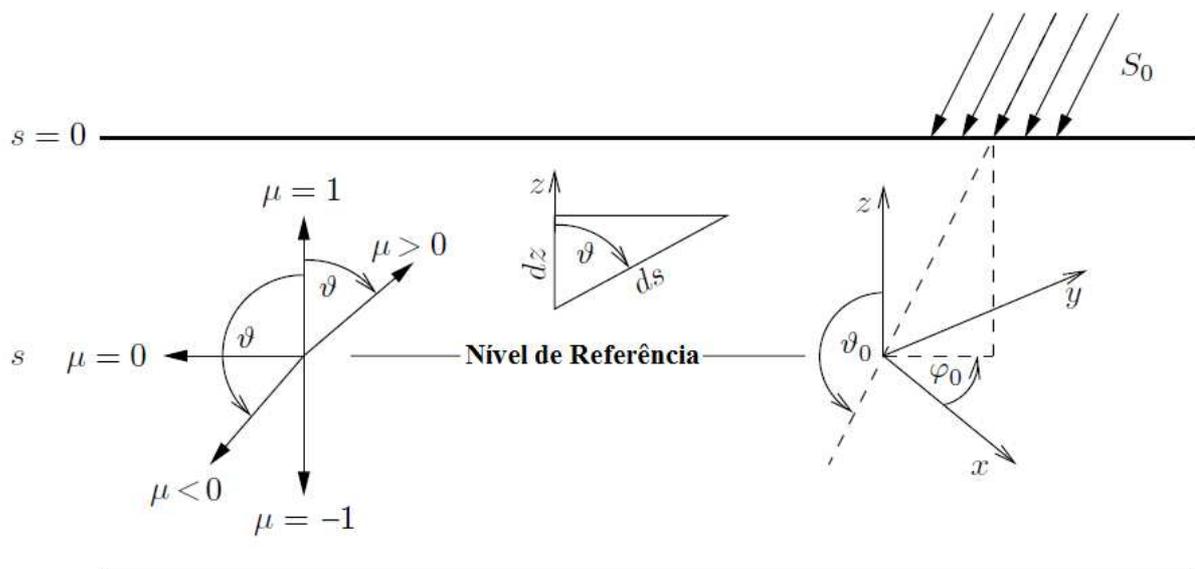


Figura 2.3.1 Aproximação de uma atmosfera plano-paralela, onde: radiação ascendente: $\mu > 0$; radiação descendente $\mu < 0$; as direções do zênite ($\mu = 1$), nadir ($\mu = -1$) e horizontal ($\mu = 0$) são explicitadas e a radiação solar incidente provém da orientação (ϑ_0, φ_0) (Fonte: Zdunkowski *et al.*, 2007).

Ao se aplicar a propagação da radiação apenas na região do espectro solar, pelo fato da temperatura do Sol ser inúmeras vezes maior que a da Terra, o termo da Equação de Transferência Radiativa (ETR) que envolve emissão de radiação é desprezível. Portanto, a ETR pode ser escrita como:

$$\mu \frac{dL_\lambda(\tau, \mu, \varphi)}{d\tau} = L_\lambda(\tau, \mu, \varphi) - \omega_0(\lambda, \tau) J_\lambda(\tau, \mu, \varphi) \quad (2.2)$$

onde μ é o cosseno do ângulo zenital; φ é o ângulo azimutal ; λ é o comprimento de onda; τ é a profundidade óptica; $\omega_0(\lambda, \tau)$ é o albedo simples; $L_\lambda(\tau, \mu, \varphi)$ é a radiância espectral; $J_\lambda(\tau, \mu, \varphi)$ é a função fonte de espalhamento.

Vale lembrar que a radiância é o quociente entre a intensidade de radiação de certo elemento de superfície, em uma determinada direção, e a área da projeção ortogonal deste elemento em um plano perpendicular a essa direção, ou ainda pode ser escrita como:

$$L = \frac{d^3U}{\cos\theta \times dt d\Omega dA} \quad (2.3)$$

onde U é a quantidade de energia na forma de radiação, dt é o elemento de tempo, $d\Omega$ é o ângulo sólido infinitesimal, dA é a área do elemento de superfície e θ é o ângulo entre uma reta perpendicular à área A e a direção do cone representado pelo ângulo sólido.

Ainda, conhecendo-se a radiância incidente em todas as direções em um hemisfério, pode-se determinar a irradiância total incidente desse hemisfério (E) como:

$$E = \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} L \cos(\theta) \sin(\theta) . d\theta d\varphi \quad (2.4)$$

Além disso é possível separar a radiância em seus componentes direto (S_λ) e difuso (I_λ):

$$L_\lambda(\tau, \mu, \varphi) = S_\lambda(\tau, \mu, \varphi) + I_\lambda(\tau, \mu, \varphi) \quad (2.5)$$

O componente direto da radiação solar sofre apenas atenuação segundo a Lei de Beer – Bouguer – Lambert ⁷:

$$S_\lambda(\tau, \mu, \varphi) = S_{0\lambda} \exp\left(-\frac{1}{\mu_0} \int_0^\tau \beta_{ext}(z') dz'\right) \quad (2.6)$$

onde β_{ext} é o coeficiente linear de extinção ao longo de um caminho óptico, que é dado a partir da eficiência de extinção ($Q_{ext,\lambda}$) e da concentração de partículas ($N(r, z')$) em cada altitude z' da atmosfera, que se relacionam da seguinte forma:

$$\beta_{ext,\lambda} = \int_{r_{min}}^{r_{max}} Q_{ext,\lambda} \cdot \pi \cdot r^2 N(r, z') \cdot d(r) \quad (2.7)$$

A partir daí, a profundidade óptica τ é definida como a integral em z' do coeficiente de extinção ao longo do caminho perpendicular ao plano horizontal, isto é,

$$\tau = \int_0^\tau \beta_{ext}(z') dz' \quad (2.8)$$

A profundidade óptica total de uma camada é a soma da profundidade óptica dos constituintes radiativamente ativos presentes naquela camada.

⁷ Lei de Beer – Bouguer – Lambert descreve a atenuação exponencial da radiação eletromagnética ao atravessar um meio homogêneo opticamente ativo.

Numa atmosfera sem nuvens, geralmente a profundidade óptica total é computada a partir da seguinte soma:

$$\tau_{\lambda} = \tau_{m,\lambda} + \tau_{g,\lambda} + \tau_{a,\lambda} \quad (2.9)$$

onde τ_m representa a profundidade óptica associada ao espalhamento molecular, τ_g é a associada à absorção gasosa e τ_a à profundidade óptica dos aerossóis. Todas variam com o comprimento de onda λ da radiação. A dependência espectral da profundidade óptica tem importante papel no estudo dos constituintes atmosféricos.

A magnitude da profundidade óptica de um determinado constituinte é proporcional à concentração deste (vide Equação 2.6) e à eficiência com que este atenua a radiação, a qual depende das propriedades físicas e químicas intrínsecas do constituinte. A **Figura 2.3.2** mostra a dependência espectral da profundidade óptica no espectro solar de alguns dos principais constituintes da atmosfera. Diferente dos outros constituintes, os aerossóis têm atuação significativa em todas as regiões do espectro solar. O impacto do espalhamento molecular é significativamente reduzido na região do infravermelho próximo, enquanto que os principais gases de efeito estufa têm a sua influência restrita a esta região do espectro, e o efeito dominante do ozônio é na região espectral do ultravioleta. Outra particularidade dos aerossóis é a significativa variabilidade que caracteriza as suas propriedades ópticas intrínsecas, ao contrário dos outros constituintes, que têm as suas propriedades relativamente bem determinadas.

Em particular, no estudo dos aerossóis, a dependência espectral da profundidade óptica é comumente expressa em termos do expoente de Ångström, que é calculado a partir da expressão

$$\alpha_{\lambda_1, \lambda_2} = -\frac{\ln[\tau_{a,\lambda_1}/\tau_{a,\lambda_2}]}{\ln[\lambda_1/\lambda_2]} \quad (2.10)$$

O expoente de Ångström tem sido utilizado como uma primeira aproximação para a caracterização do tamanho das partículas. Quanto menor o tamanho das partículas predominantes na atmosfera, maior é o seu valor (~ 2 , para o caso de aerossóis atmosféricos da moda fina), enquanto na presença de partículas de aerossóis grandes como, por exemplo, poeira do solo, o expoente de Ångström apresenta valores próximos a zero.

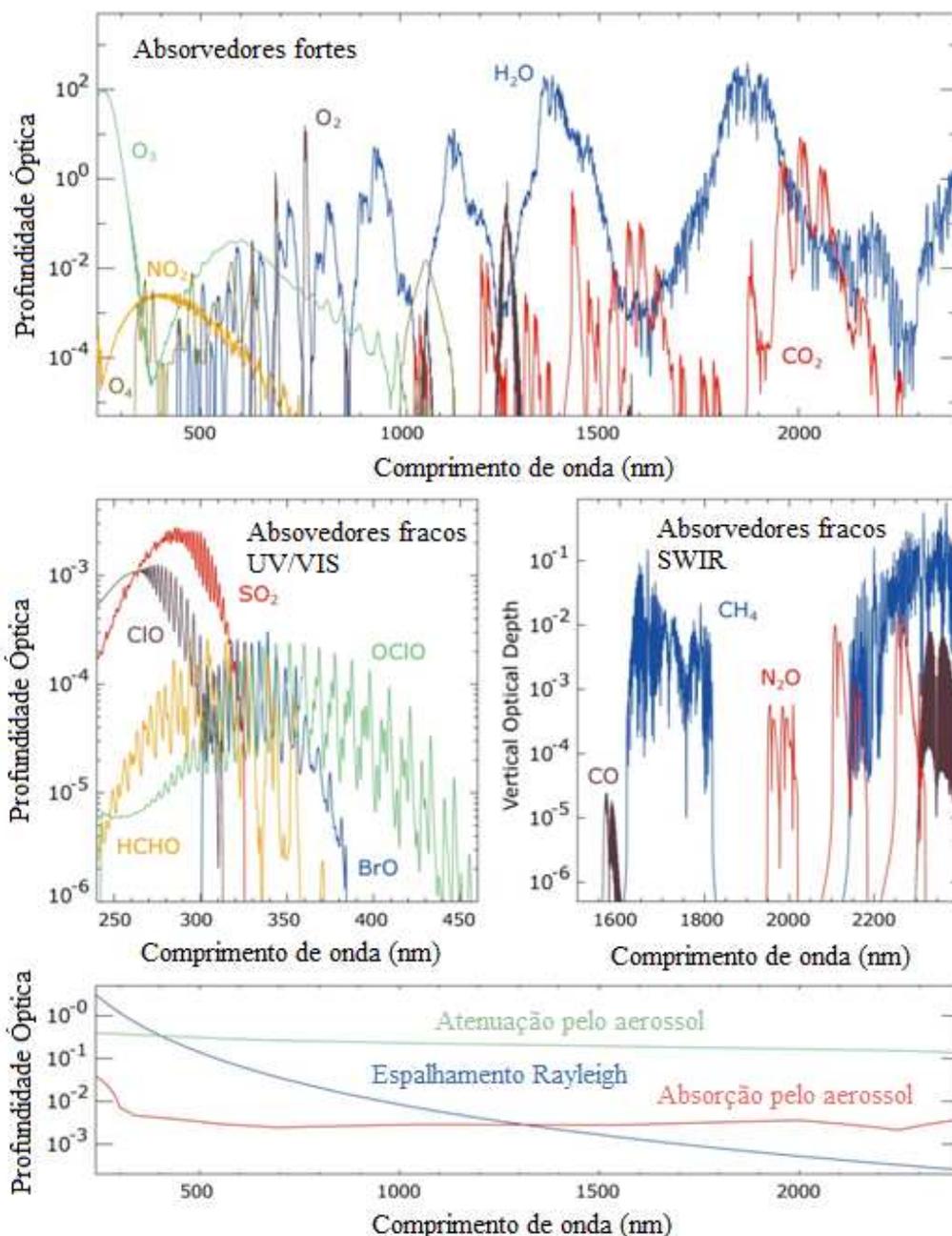


Figura 2.3.2 Profundidades Ópticas simulada para alguns constituintes atmosféricos na latitude $55^\circ N$, por volta das 10:00 LT. Os compostos fortemente absorvedores são mostrados na parte superior da imagem e os relativamente mais fracos, na parte do meio. Na parte inferior, a profundidade óptica devido ao espalhamento Rayleigh, a extinção e absorção devidas ao aerossol são mostradas (Fonte: IUP-IFE⁸, Universidade de Bremen).

⁸ *Institute of Environmental Physics (IUP) - Institute of Remote Sensing (IFE) -* <http://atmos.caf.dlr.de/projects/scops/sciamachy_book/sciamachy_book_figures/chapter_7_figures.html> Acessado em 20 de abril de 2013.

2.4 Interação radiação-aerossóis: Teoria Mie

A interação de uma partícula com a radiação pode se dar de diversas formas, como ilustrado na **Figura 2.2.1**. No entanto, dos fenômenos representados na figura, apenas a absorção e o espalhamento elástico (reflexão, difração e refração) da radiação são considerados neste trabalho por serem mais significativos no espectro solar.

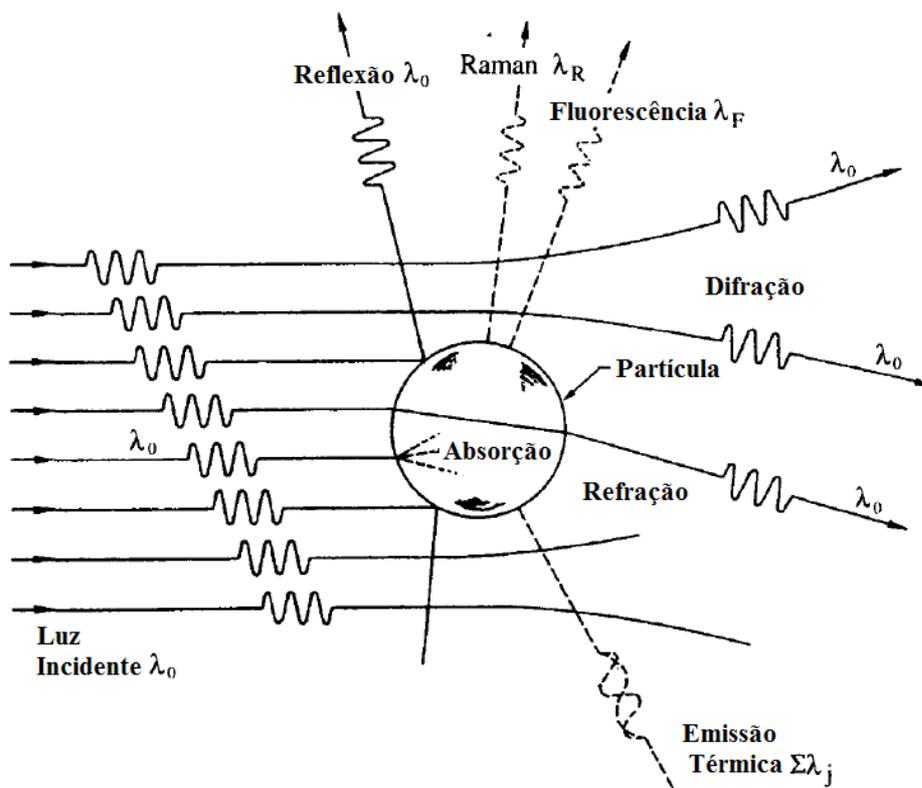


Figura 2.4.1. Processos associados à interação entre um feixe de radiação eletromagnética incidente e uma partícula (Fonte: adaptado de Seinfeld e Pandis, 2006).

A descrição dos fenômenos de espalhamento consiste basicamente na determinação probabilística de um feixe de radiação incidente ser desviado para uma orientação qualquer. Contudo, o padrão de espalhamento não se dá de forma aleatória, ou seja, alguns parâmetros associados às partículas constituintes do meio de propagação da radiação, e a caracterização da energia radiativa são fatores importantes para a determinação das diferentes orientações do feixe espalhado. A interação é essencialmente regida pelo índice complexo de refração ($n + ik$), que se associa à composição química das partículas — onde n é a parte real e determina o

espalhamento, e k é a parte imaginária e influi sobre a absorção —, e o parâmetro de tamanho (X)

$$X = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.11)$$

onde r é o raio da partícula, supondo que ela seja esférica e λ o comprimento de onda da radiação incidente.

Partículas com raio menor que o comprimento de onda da radiação incidente espalham com alta dependência espectral, de forma simétrica, isto é, traseira e frontalmente proporcionais, ao passo que, conforme a partícula cresce em relação ao comprimento de onda da radiação incidente, a radiação espalhada concentra-se cada vez mais na direção frontal, que coincide com a direção de propagação do feixe de radiação incidente (**Figura 2.2.2**).



Figura 2.4.2. Distribuição da radiação espalhada: (esquerda) por partículas muito pequenas com relação ao comprimento de onda da radiação incidente; (meio) por partículas maiores; (direita) por partículas muito maiores que o comprimento de onda da radiação incidente (adaptada de Liou, 2002).

O caso da maioria dos aerossóis presentes na atmosfera é que o tamanho da partícula é da ordem de grandeza ou maior do que o comprimento de onda da radiação incidente (i.e., $0,1 \leq X \leq 50$). O formalismo matemático que descreve essa interação é a teoria Mie. A teoria Mie descreve a interação da radiação eletromagnética com uma esfera homogênea e é baseada na solução formal das equações de Maxwell. Maiores desenvolvimentos sobre a teoria podem ser obtidas em Zdunkowski *et al.* (2007).

A função que descreve matematicamente o padrão angular de espalhamento é denominada função de fase. Devido à anisotropia da distribuição angular do espalhamento

essa descrição é bastante complexa. Em geral, nos modelos numéricos computacionais que requerem muita precisão, a função de fase é decomposta em funções polinomiais do ângulo de espalhamento, por exemplo, utilizando-se os polinômios de Legendre (P_l):

$$P(\cos \Theta) = \sum_{l=0}^{2N-1} (2l+1) X_l P_l(\cos \Theta) \quad (2.12)$$

onde o coeficiente de ordem l da expansão é obtido como:

$$X_l = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P_l(\cos \Theta) P(\cos \Theta) d(\cos \Theta) \quad (2.13)$$

A função de fase descreve a probabilidade de, em um evento de espalhamento, a onda incidente ser desviada para a orientação definida pelo ângulo de espalhamento Θ . A relação entre o ângulo de espalhamento e as direções definidas pelo cosseno do ângulo zenital (μ) e pelo ângulo azimutal (φ), do feixe de entrada e do feixe de saída, representados respectivamente por $\Omega = (\mu, \varphi), \Omega' = (\mu', \varphi')$, é expressa do seguinte modo:

$$\cos(\Theta) = \mu\mu' + (1 - \mu^2)^{1/2} (1 - \mu'^2)^{1/2} \cos(\varphi' - \varphi) \quad (2.14)$$

Quanto maior o tamanho da partícula, mais complexa é a função de fase, e por isso maior será o número $2N$ de termos da série. Dependendo da complexidade, mais de cem termos podem ser necessários e quanto maior o número de termos, maior é o custo computacional. Para minimizar tal custo, torna-se conveniente utilizar aproximações analíticas para a função de fase que dependam de um único parâmetro que represente o grau de anisotropia ou assimetria da função de fase. Voltando à expansão em Polinômios de Legendre, o primeiro momento da expansão, comumente representado pelo símbolo g ($= X_1 = \langle \cos \Theta \rangle$) e denominado fator de assimetria é utilizado em tais aproximações, sendo que:

$g = 0$ para espalhamento simétrico (espalhamento Rayleigh ou molecular);

$g = 1$ para espalhamento completamente frontal

Quanto maior g , maior o tamanho da partícula com relação ao comprimento de onda λ . Uma das funções analíticas usuais para aproximar a função de fase real das partículas de aerossol com fator de assimetria g é a função de fase de Henyey-Greenstein⁹:

$$P_{HG}(\cos \Theta, g) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos \Theta)^{\frac{3}{2}}} \quad (2.15)$$

2.5 Fluxos turbulentos à superfície

A técnica de *eddy covariance*, ou correlação dos vórtices turbulentos, é um método de estimativa dos fluxos atmosféricos de calor sensível, latente, momentum ou gás carbônico, baseado nas flutuações da velocidade do vento vertical, da temperatura do ar, da concentração de CO₂ e da umidade do ar, com rápida frequência de amostragem. O monitoramento da turbulência através de um único ponto de observação baseia-se na hipótese de “congelamento” da turbulência, conhecida como hipótese de Taylor. Isto implica que os vórtices não sofrerão mudanças enquanto estiverem sob o processo de medição, uma simplificação assumida, quando o tempo de medida é maior que o tempo necessário para o vórtice ser analisado pelo sensor (Stull, 1988). Os fluxos de superfície geralmente são estimados com médias de 15 ou 30 minutos, calculadas com dados obtidos a partir de um anemômetro sônico e de um analisador de gás infravermelho. Matematicamente, a técnica considera que uma variável i é dependente do tempo e, em um determinado intervalo, pode-se definir o valor de i em um dado instante de tempo como sendo:

$$i = \bar{i} + i' \quad (2.16)$$

Onde cada uma das variáveis pode ser reescrita como uma soma de um termo médio no intervalo de tempo, representado pela barra horizontal acima (\bar{i}), e de um termo de flutuação ou desvio, representado por uma linha (i'), em relação à média em um dado instante do

⁹ Henyey e Greenstein desenvolveram, em 1941, uma expressão que aproxima a dependência angular do espalhamento de luz por partículas, que foi utilizada primeiramente para descrever a dispersão da luz por nuvens de poeira interestelar (Henyey e Greenstein, 1941).

tempo. Se F_i é o fluxo medido no intervalo de tempo de um escalar i , este pode ser escrito como:

$$F_i = \overline{wi} \quad (2.17)$$

Onde F_i é a densidade do fluxo de i e w é a velocidade média vertical. w também pode ser escrito como um termo médio mais uma flutuação:

$$w = \overline{w} + w' \quad (2.18)$$

Assim, ao se aplicar a propriedade de Reynolds a equação (2.15) pode ser reescrita da seguinte forma,

$$F_i = \overline{wi} + \overline{w'i'} \quad (2.19)$$

Onde o termo \overline{wi} representa o transporte do escoamento médio e $\overline{w'i'}$ o transporte turbulento. À média temporal do produto de duas componentes de flutuação, dá-se o nome de fluxo turbulento. Além disso, admite-se que na média de um determinado intervalo de tempo, não há movimento vertical (a atmosfera não escapa para o espaço, ou adentra a superfície) e, portanto, $\overline{w} \cong 0$, o que pode ser aproximado por uma técnica conhecida como “rotação dos eixos”. Dessa condição, é possível reescrever a equação (2.18),

$$F_i \approx \overline{w'i'} \quad (2.20)$$

Para se obter os valores de fluxo em unidade de massa, multiplica-se o fluxo pela densidade do ar (ρ). O tempo de integração é determinado para que seja possível fazer uma medição dos turbilhões menores e dos maiores. Convenciona-se o sinal dos fluxos como positivo quando da superfície para a atmosfera, e negativo quando da atmosfera para a superfície.

É importante ressaltar que a técnica aqui apresentada possui limitações ligadas ao fato de que, este tipo de estimativa de fluxo baseia-se em episódios de “atmosfera misturada”, isto

é, na presença de vórtices turbulentos, e no caso de estabilidade atmosférica, as estimativas são questionáveis.

Em episódios de grande estabilidade noturna dentro e acima do dossel, ocorre um acúmulo de ar dentro do mesmo, ou seja, não há transporte vertical e, conseqüentemente, os fluxos da vegetação para a atmosfera, ou vice-versa, não são corretamente estimados. Desta forma, há uma subestimativa dos fluxos noturnos de CO₂, por exemplo.

Alguns tipos de correção foram propostos na literatura, a fim de calcular o balanço anual de carbono, utilizando um limiar de u^* para sinalizar se no período noturno houve suficiente mistura ou não (Goulden *et al.*, 1996).

Portanto, os valores dos fluxos são aproximados, pois algumas hipóteses são feitas para se “corrigir” seus valores. Maiores detalhes podem ser vistos em Tannus (2004).

O método do cálculo do fluxo de calor sensível (H) é dado por

$$H = \bar{\rho} c_p \overline{w'T'} \quad (2.21)$$

Onde $\bar{\rho}$ é a densidade do ar, c_p é o calor específico do ar, $\overline{w'T'}$ é a covariância entre o vento vertical (w) e a temperatura (T). Contudo, para altas condições de umidade do ar, aplica-se a correção de Riehl (Riehl, 1979), e tem-se que

$$H = \bar{\rho} c_{pd} \left(\overline{w'T'} + 0,83 \overline{w'q'T'} \right) \quad (2.22)$$

Onde c_{pd} é a capacidade térmica do ar seco e q é a umidade específica.

Analogamente, nos fluxos de calor latente (LE) e de CO₂ (FCO₂) obtidos por analisadores de gás por infravermelho (IRGA) de caminho aberto deve ser aplicada a correção de Webb (Webb *et al.*, 1980). Essa correção parte do princípio físico de que a diferença de temperatura do ar, em diferentes alturas, modifica as densidades das massas de ar, ascendentes e descendentes. Para que a continuidade de massa seja garantida, a velocidade das parcelas ascendentes deve ser maior que as descendentes (Liebethal e Foken, 2003).

Portanto, a formulação do fluxo de calor latente é:

$$LE = (1 + \mu\sigma) \left[\overline{w'\rho_v} + \left(\frac{\rho_v}{T} \right) \overline{w'T'} \right] \quad (2.23)$$

Onde μ é a razão entre a massa molecular do ar seco e do vapor d'água, σ é a razão entre a densidade do ar seco e do vapor d'água e ρ_v é a densidade do vapor d'água.

Por fim, o fluxo turbulento de CO_2 (FCO_2), após as devidas correções de Webb, tem-se

$$FCO_2 = \overline{w' \rho_{co_2}} + \rho_{CO_2} \left[\left(\frac{\overline{\mu w' \rho_{CO_2}}}{\rho_v} \right) + (1 + \mu\sigma) \left(\frac{\overline{T' w'}}{\overline{T}} \right) \right] \quad (2.24)$$

Onde ρ_{co_2} é a densidade média do CO_2 .

3. Materiais e Métodos

3.1 Sítios Experimentais: O Arco do Desflorestamento

Em meados dos anos 1940, o governo brasileiro iniciou um programa nacional de desenvolvimento da bacia Amazônica. O então presidente, Getúlio Vargas, estabeleceu uma série de iniciativas que iniciaram o processo de “desenvolvimento” e integração da região. Dentre os acontecimentos e projetos governamentais, como a “Marcha para o Oeste” e o “Discurso do rio Amazonas”, a região passa a ser mais explorada de maneira econômica (Andrade, 2010). Enfatizadamente, em um de seus discursos, diz:

“ Todo o Brasil tem os olhos voltados para o Norte, com o desejo patriótico de auxiliar o surto de seu desenvolvimento. E não somente os brasileiros; também estrangeiros, técnicos e homens de negócio, virão colaborar nessa obra, aplicando-lhe a sua experiência e os seus capitais, com o objetivo de aumentar o comércio e as indústrias...”

— Getúlio Vargas, 1941.

Conseqüentemente, nos anos que se seguiram, uma série de planos políticos deu continuidade à exploração da região. Em 1948, na administração do presidente Eurico Gaspar Dutra, das medidas resultantes do Plano SALTE (Saúde, Alimentação, Transporte e Energia), o Plano de Valorização Econômica da Amazônia (SPVEA) foi criado com a finalidade de promover o desenvolvimento da produção agropecuária e a integração da região à economia nacional. A SPVEA foi substituída pela Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM) em 1966, durante o governo Castelo Branco. A SUDAM criou incentivos fiscais e financeiros especiais para atrair investidores privados, nacionais e internacionais. Foi durante os anos 1960 que o desmatamento na Amazônia brasileira tornou-se mais difundido, principalmente a partir da retirada da floresta para a criação de gado, para aumento da receita federal e para pagamento de obrigações da dívida internacional. As duas primeiras rodovias da região — a Rodovia Belém-Brasília, de 1958, e a Cuiabá-Porto Velho, ou BR-364, de 1968 — foram as únicas pavimentadas e transitáveis ao longo do ano todo, antes dos anos 1990. Só a rodovia Belém-Brasília atraiu em 20 anos quase 2 milhões de pessoas interessadas nas terras. O solo pobre em nutrientes não possibilitou a existência de um sistema de agricultura de base. Os solos da Amazônia apresentam-se produtivos por

apenas um curto período de tempo, então, os agricultores acabam movendo-se para outras terras. O sistema de produção principal, de cultivo de culturas, é baseado em um método de queima e corte de madeira da floresta. A “colonização” da Amazônia foi dominada pela pecuária, não só porque o crescimento de grama era possível em um solo pobre, mas também porque a pecuária não exige intensas horas de trabalho e geram lucros rentáveis. No entanto, como resultados da pecuária tem-se o desmatamento extensivo que causaram grandes danos ambientais. A taxa anual de desmatamento na Amazônia continuou a aumentar de 1990 até 2003 por conta de fatores locais, nacionais e internacionais. Das terras utilizadas para a pastagem de gado, 70% correspondem às terras anteriormente florestadas na Amazônia e 91% da terra desmatada desde 1970. O governo brasileiro atribuiu 38% de toda a perda de florestas, entre 1966 e 1975, à criação de gado em grande escala. Além disso, o Brasil é atualmente o segundo maior produtor mundial de soja, depois apenas dos Estados Unidos, e como os preços da soja estão em alta, os agricultores estão “empurrando” áreas florestadas da Amazônia para o norte. Isto posto, define-se uma área predominante, de grande extração madeireira com fins agropastoris, em forma de arco e denominada “Arco do Desflorestamento” (Figura 3.1.1).

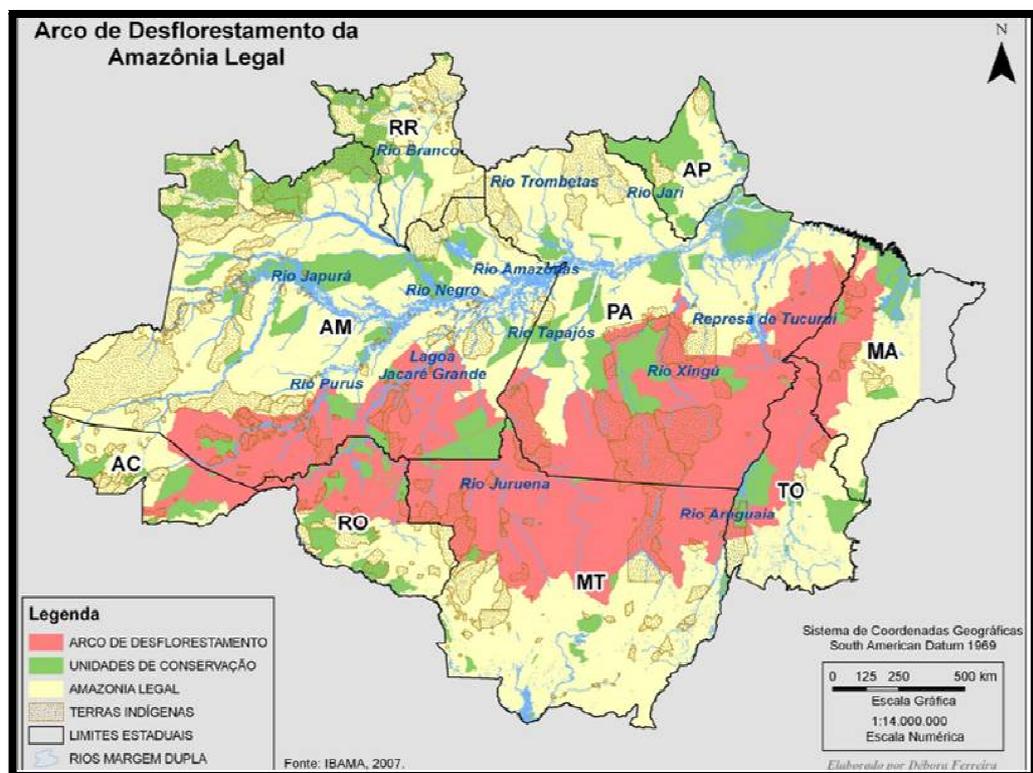


Figura 3.1.1. “Arco do Desflorestamento” (em vermelho) da Amazônia Legal Brasileira (Fonte: IBAMA, 2007).

O Arco de Desflorestamento é composto por 248 municípios e se estende de Rondônia ao Maranhão, abrangendo os biomas do cerrado e da floresta amazônica (Junior *et al*, 2001). Trata-se de uma faixa contínua, com cerca de 3 mil quilômetros de extensão e até 600 quilômetros de largura. Entre julho e outubro de 1987, a região do “Arco do Desflorestamento” perdeu aproximadamente 50000 km de florestas nos estados do Pará, Mato Grosso, Rondônia e Acre, e liberou mais de 500 milhões de toneladas de carbono, das quais 44 milhões de toneladas só na forma de monóxido de carbono, além de inúmeras substâncias tóxicas para a atmosfera (Butler, 2012). Os efeitos desse desmatamento histórico, nas mais diversas áreas humanas, sejam na saúde da população, sejam no clima ou na interação biosfera-atmosfera, demandam estudos e têm se mostrado absolutamente importantes, dada a dimensão das áreas afetadas ou as proporções globais que possam vir a ter. Os três sítios, cujos dados foram analisados neste trabalho, localizam-se no Arco do Desflorestamento e uma descrição mais detalhada de cada um deles é apresentada a seguir.

3.1.1 Ilha do Bananal

Na região do Brasil Central, na cidade de Alto Araguaia (MT), nasce o rio Araguaia. O rio segue o seu curso, predominantemente para norte, e marca a fronteira natural entre os estados de Goiás, Mato Grosso, Tocantins e Pará. No nordeste do Mato Grosso, o rio divide-se em dois braços: à esquerda, segue o próprio rio Araguaia, que delimita a fronteira oeste do estado de Tocantins até desembocar no Rio Tocantins, em São João do Araguaia (TO), após percorrer cerca de 2115 km; à direita, nasce o rio Javaés, ou Braço Menor do Rio Araguaia. Para a área entre os dois rios dá-se o nome de Ilha do Bananal.

A Ilha do Bananal é a maior ilha fluvial do planeta, com aproximadamente 2 milhões de hectares, com quase 360 km na direção Norte-Sul e 80 km na Leste-Oeste. Considerada Reserva da Biosfera pela UNESCO (do inglês, *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*) desde 1993 e classificada pela Convenção de Ramsar como Zona Úmida de Importância Internacional, a ilha ainda abriga a Terra Indígena Parque do Araguaia, o Parque Nacional do Araguaia e as Terras Indígenas Inãwébohona e Utaria Wyhyna/Iròdu Iràna, ambas sobrepondo-se ao Parque Nacional. Deste modo, a grande importância sócio-ecológica da região faz com que a Ilha do Bananal seja considerada pela constituição federal brasileira como terra da união. Entre os meses de janeiro e maio, caracteriza-se o período das

cheias, quando parte da ilha (aproximadamente um terço) e áreas adjacentes ficam cobertas pela água. Parte disso deve-se à localização em uma área de depressão do relevo (**Figura 3.1.2**). Portanto, a Ilha do Bananal caracteriza-se como uma região de várzea. O sítio experimental da Ilha do Bananal foi implantado ao Norte da Ilha, nos limites com o Parque Estadual do Cantão, com a instalação de uma torre micrometeorológica, projetada e instrumentada pelo Laboratório de Clima e Biosfera do IAG/USP, construída pela equipe do Prof. A. C. Lola da Costa (UFPA), com apoio local do Instituto Ecológica da Universidade Federal do Tocantins (UFT) e da Universidade do Tocantins (UNITINS). A plataforma instrumental foi montada em uma estrutura de 40 m de altura, formada por escadas e plataformas de ferro galvanizado, com seção horizontal de 1 x 2 m, localizada a aproximadamente 2 km a leste do Rio Araguaia, nas coordenadas geográficas 9° 49,27' S; 50° 08,92' O, a 120 m de altitude. O sistema de energia elétrica foi composto por painéis solares localizados acima do dossel e um conjunto de baterias estacionárias de ciclo profundo (12 V_{DC}), alojadas em dois módulos de madeira anexos à torre, a 12 m de altura. O início do monitoramento dos dados foi em 27 de outubro de 2003 e o projeto teve como base logística as instalações do Centro de Pesquisa do Canguçu (CPC) do Instituto Ecológica/UFT, aproximadamente 20 km ao sul da torre micrometeorológica (Oliveira, 2006).

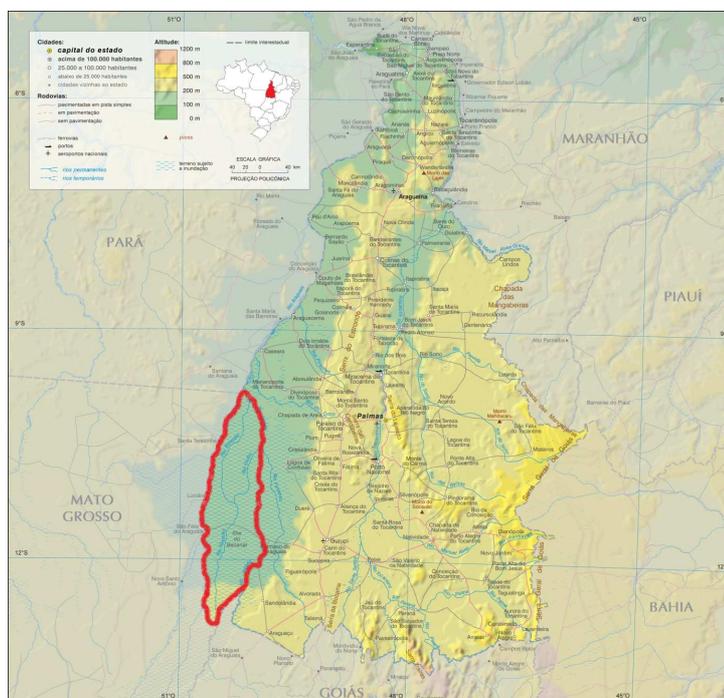


Figura 3.1.2. A área circundada em vermelho indica a Ilha do Bananal, no mapa de relevo do estado de Tocantins (Fonte: IBGE, 2012).

3.1.2 Reserva Biológica do Jaru (*Rebio Jaru*)

Na região nordeste do estado de Rondônia, limítrofe ao estado de Mato Grosso, nos municípios de Ji-Paraná, Machadinho d'Oeste e Vale do Anari está localizada a Reserva Biológica do Jaru, doravante denominada *Rebio Jaru*. Criada por meio de um decreto federal, de 1979, com a finalidade de proteger a fauna e flora, podendo ser usada ainda para fins científicos. Em 2006, foi ampliada em aproximadamente 60.000 ha. A *Rebio Jaru* é definida pelo rio Machado no limite oeste, pelo igarapé Azul no limite sul, divisa com a Terra Indígena Igarapé Lourdes, pelo igarapé Buenos Aires a norte e pelo limite estadual com o Mato Grosso, a leste. O rio Tarumã e seus afluentes cortam o interior da reserva, no sentido norte-sul. Toda a bacia deste rio se encontra na reserva e cobre cerca de 75% da unidade. A Reserva integra o Programa Áreas Protegidas da Amazônia (ARPA).

No limite sudeste com o Mato Grosso, encontra-se a Serra da Providência, em decorrência do relevo predominantemente plano-ondulado (**Figura 3.1.3**).

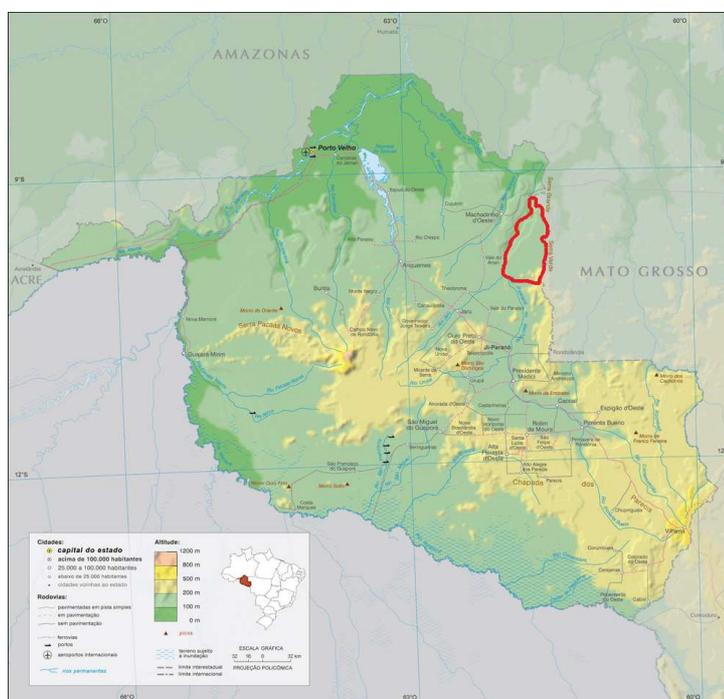


Figura 3.1.3. A área circundada em vermelho indica a *Rebio Jaru*, no mapa de relevo do estado de Rondônia (Fonte: IBGE, 2012).

A unidade é contemplada com uma grande quantidade de pequenos igarapés e nascentes, afluentes dos grandes rios, caracterizando uma vegetação úmida durante todo ano. A parte central é mais plana, enquanto na parte sul concentram-se morros. Sua vegetação é caracterizada por Floresta Fluvial predominantemente com cobertura vegetal do tipo Floresta Tropical Aberta com palmeiras. Também há áreas com cipó e bambu e pequenas manchas de floresta ombrófila densa, característica da região amazônica (IBAMA, 2006). A altura média do dossel é de aproximadamente 35m, mas algumas árvores podem atingir até 45m.

A área vem sendo monitorada desde o ano de 1999, e apesar de se tratar de uma unidade de proteção integral, em novembro de 2002, devido à ação de invasores, houve a incidência de queimadas nas proximidades da torre, e assim, a mesma foi desativada. A reativação da estação meteorológica e do sistema de medidas de fluxos turbulentos só foi realizada em janeiro de 2004, porém a aproximadamente 13 km ao sul da posição antiga. Naquela posição, a torre se localizava a 600 metros da margem do rio Machado e perto de uma área desmatada. Atualmente, a torre se encontra a 1.240 m da margem do rio e em uma região mais preservada (Gomes, 2011).

Os dados provenientes da Rebio Jaru foram coletados de agosto a outubro de 2007, na coordenada geográfica 10°04,71' S; 61°56,01' O. Foram instalados na torre micrometeorológica, de 62 metros de altura, sensores de resposta rápida para a medição de fluxos (Bosveld e Beljaars, 2001). Esses sensores foram conectados a um microcomputador tipo “palmtop” que fazia a leitura dos sensores com uma frequência de 10,4 Hz e armazenava os dados brutos em arquivos a cada 30 minutos (Andrade *et al*, 2009).

3.1.3 Sinop

As origens do município de Sinop vêm do Núcleo de Colonização Celeste, de Jorge Martins Phillip, com área inicial de 198 mil hectares de terras destinadas à colonização do Mato Grosso. O nome da cidade é uma sigla para “Sociedade Imobiliária Noroeste do Paraná”, pertencente a Ênio Pipino, que adquiriu as terras em 1971. Sua fundação deu-se em 14 de setembro de 1974, com o objetivo voltado para atividade agropecuária e indústria de transformação (IBGE, 2013). Na região, instalaram-se inúmeras empresas privadas para a extração madeireira, criação de gado de corte e plantações de culturas, principalmente de grãos.

O estudo foi realizado em uma área de exploração madeireira conduzida com manejo florestal pertencente à Fazenda Maracaí, da empresa Maracaí Florestal Industrial Ltda. A fazenda localiza-se a noroeste, aproximadamente 50 km, do centro de Sinop, nas coordenadas 11°24,70'S; 55°19,39' O, em 423 metros de altitude (**Figura 3.1.4**).

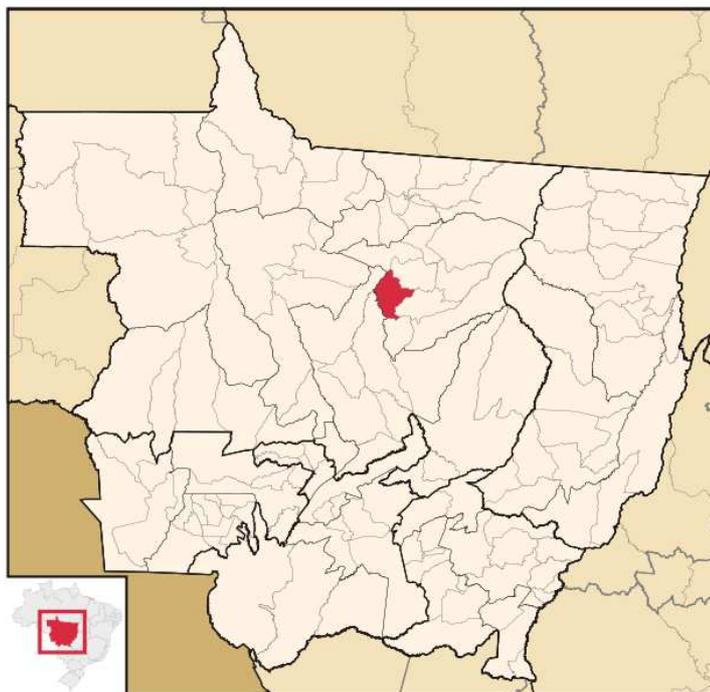


Figura 3.1.4. A área em vermelho indica a cidade de Sinop, no mapa político do estado de Mato Grosso (Fonte: Wikipedia, 2013).

A fazenda Maracaí é constituída por uma floresta tropical de transição (entre cerrado e floresta ombrófila aberta) com um dossel contínuo, composto de árvores de 25 a 28m de altura (Vourlitis *et al.*, 2008). A vegetação consiste de árvores perenes que é característica da floresta de transição em Mato Grosso. A diversidade é alta, não havendo predominância de uma única espécie de árvore. Há aproximadamente 80 espécies e 35 famílias de árvores com diâmetro em torno de 10 cm. A sazonalidade climatológica para o ecótono da floresta de transição é semelhante ao da floresta tropical e cerrado. A torre micrometeorológica de 42 metros de altura instalada no *site* pertence ao laboratório do Profº Drº José de Souza Nogueira, do Instituto de Física da Universidade Federal do Mato Grosso, faz parte do projeto integrado do LBA (do inglês, *Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia*) e realiza medições desta natureza desde 1999.

3.2 Dados

As coordenadas geográficas, as altitudes, as alturas de cada uma das torres micrometeorológicas e os tipos de sensores utilizados nos três *sites* são apresentados na **Tabela 3.2.1**. A **Figura 3.2.1** (elaborada por Oliveira, 2006) esquematiza a torre micrometeorológica instalada na Ilha do Bananal e fornece um bom exemplo das instaladas nos demais sítios.

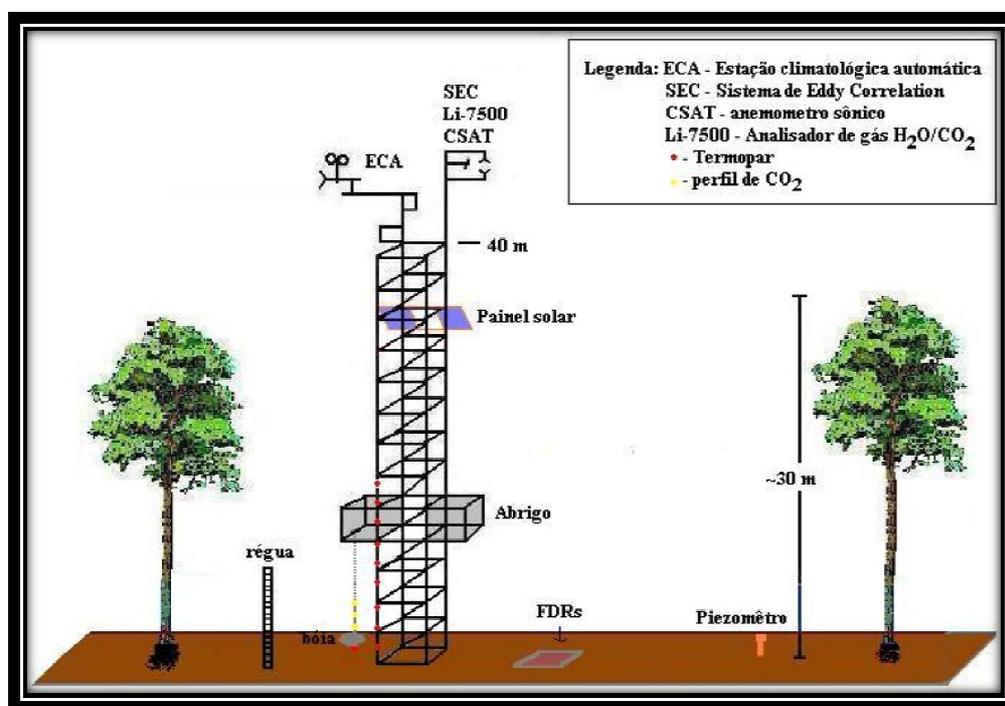


Figura 3.2.1. Esquema da estação de medições durante a fase seca (Oliveira, 2006).

Tabela 3.2.1. Coordenadas geográficas, altitudes, alturas de cada uma das torres micrometeorológicas e os tipos de sensores utilizados nos três sítios experimentais.

	Ilha do Bananal	Rebio Jaru	Sinop
Coordenadas	9°49,3' S; 50°08,9' O	10°04,7' S; 61°56,0' O	11°24,7'S; 55°19,4' O
Altitude	120 m	145 m	423 m
Altura da Torre	40 m	62 m	40 m
Período	Out/2003 - Dez/2008	Ago/2007 - Out/2007	Mar/2005 - Ago/2008
Coletores (datalogger)	CR5000 & CR10X (Campbell Sci.)	CR10X (Campbell Sci.)	CR5000 & CR10X (Campbell Sci.)
Fluxos			
Anemômetro Sônico	CSAT3; 10 Hz	Solent 1012R2; 10,4Hz	SWS-211/3K; 10 Hz
Analizador de gás	IRGA, Li-7500	IRGA, Li-7500	NOAA-ATDD
Variáveis Meteorológicas			
Temperatura e Umidade	Psicrômetro CSI HMP45C	Termohigrômetro Vaisala (HMP45D)	HMP-35 Vaisala
Precipitação	Hydrological Services	Pluviômetro EM ARG-100	2501, Sierra-Misco
Saldo de Radiação	Saldo Radiômetro (Kipp&Zonen)	Saldo Radiômetro (Kipp&Zonen)	NR-LITE (Kipp&Zonen)
Radiação			
Solar	Piranômetros (Kipp&Zonen)	CM-21 (Kipp&Zonen)	<i>libRadtran</i> ¹
PAR	Radiômetro (Kipp&Zonen)	Skye SKE-150	<i>libRadtran</i>
Aerossóis			
AOD	MODIS	MFRSR ²	MODIS

¹ Valores obtidos através do modelo de transferência radiativa

² *Multi-Filter Rotating Shadowband Radiometer*

As medidas de fluxo de calor latente, sensível e de gás carbônico foram obtidas através de um sistema de medição de alta frequência (ver **Tabela 3.2.1**) composto por um anemômetro sônico tridimensional, que mede as três componentes da velocidade do vento — vento zonal (u), vento meridional (v) e vento vertical (w) — e a temperatura do ar, além do analisador de gás por infravermelho de caminho aberto, que mede as concentrações de vapor d'água e de gás carbônico. Os fluxos foram obtidos através do método da correlação dos vórtices turbulentos (*Eddy Covariance*), com resolução temporal de 30 minutos, por colaboradores dos responsáveis por cada torre, não no presente trabalho.

Todos os outros dados foram “ajustados”, por meio de médias aritméticas, para a mesma resolução temporal dos fluxos. Os dados do MFRSR, por exemplo, que fornece medida de profundidade óptica do aerossol a cada 1 minuto, foram trabalhados a fim de representarem o mesmo intervalo temporal de 30 minutos. No caso dos dados do MODIS, que possuíam uma medida pontual de profundidade óptica do aerossol (que será detalhado mais adiante neste capítulo), no momento da passagem dos satélites sobre a localidade de interesse, foi utilizado um único ponto para representar todo um intervalo de 30 minutos. As incertezas associadas a cada variável foram estimadas a partir dos desvios padrão da média obtidos para os intervalos de 30 minutos, exceto no caso das medidas de AOD_{550nm} do MODIS, para as quais se considerou a incerteza da AOD_{550nm} em uma área de $10 \times 10 \text{ km}^2$, estimada por Levy *et al.* (2009) como

$$\sigma_{\tau} = \pm(0,05 \pm 0,15\tau) \quad (3.1)$$

3.3 MODIS (*MODerate resolution Imaging Spectroradiometer*)

O MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) é um instrumento fundamental a bordo dos satélites TERRA e AQUA. A órbita do satélite TERRA ao redor do globo é sincronizada de modo a apresentar passagens de norte para sul através da linha do equador pela manhã (~10:30 Hora Local), enquanto o AQUA apresenta passagens de sul para norte pelo equador, à tarde (~13:30 Hora Local). O MODIS, a bordo de ambos os satélites, observa toda a superfície oceânica da Terra e, quase toda a superfície terrestre, no período de 1 a 2 dias, e adquire dados em 36 bandas espectrais, ou comprimentos de onda. Estes dados são coletados a fim de melhorar a compreensão da dinâmica global dos processos que ocorrem em superfície, nos oceanos e na baixa atmosfera, a troposfera.

O MODIS possui alta sensibilidade radiométrica (12 bit), em bandas espectrais que variam dos comprimentos de onda de $0,4 \mu\text{m}$ a $14,4 \mu\text{m}$. Duas bandas são gravadas com uma resolução nominal de 250 m no nadir, cinco bandas com resolução de 500 m, e as demais 29 bandas, com 1 km. É dotado de um conjunto de espelhos de varredura que utiliza continuamente um espelho de dupla face para varrer $\pm 55^\circ$ acionado por um motor construído

para funcionar a 100 por cento de seu ciclo, ao longo de sua vida útil de 6 anos. O sistema óptico é composto por um telescópio, que dirige a energia para quatro conjuntos de lentes objetivas de refração, um para cada uma das regiões espectrais (VIS, NIR, SWIR/MWIR e LWIR) e para cobrir a gama espectral total. O primeiro sensor MODIS, lançado em 18 de dezembro de 1999, está integrado ao satélite TERRA. O segundo sensor, integrado ao satélite AQUA, foi lançado em 4 de maio de 2002.

O produto de aerossol do MODIS consiste da profundidade óptica do aerossol ambiente sobre os oceanos e ao longo de uma porção dos continentes, globalmente. Além disso, a distribuição de tamanho do aerossol é derivada sobre os oceanos, e do tipo de aerossol sobre os continentes. Os dados diários de Nível 2 são produzidos com resolução espacial de 10x10 km, no nadir. Há dois grupos de dados de produtos MODIS: o MOD04_L2, contendo os dados coletados a partir da plataforma TERRA, e MYD04_L2, contendo os dados coletados a partir da plataforma AQUA. O produto de aerossol do MODIS é usado para estudar a climatologia dos aerossóis, fontes e sumidouros de tipos de aerossóis específicos (por exemplo, aerossóis de sulfato e queima de biomassa), a interação dos aerossóis com as nuvens e correções atmosféricas da refletância da superfície obtidas a partir de sensoriamento remoto. Pré-suposições sobre a estrutura geral da distribuição de tamanho fazem-se necessárias para a inversão dos dados do MODIS, e a distribuição é descrita como duas curvas log-normal: um modo único, para caracterizar as partículas da moda de acumulação (raio < 0,5 μm) e um único da moda grossa, para descrever poeira e/ou partículas de sal (raio > 1,0 μm). Os parâmetros do aerossol que, por conseguinte, recuperam-se são: a relação entre as duas modas (fina e grossa), a profundidade óptica espectral e o tamanho médio das partículas. O controle de qualidade destes produtos é baseado na comparação com as estações terrestres e a climatologia (Disponível em: <http://modis.gsfc.nasa.gov>. Acessado em: 10 de março de 2013).

Neste estudo foram utilizados campos instantâneos e médias mensais da profundidade óptica do aerossol, em 550 nm, referentes à coleção 051 (Hubanks, 2012), nível 2. Foram considerados os pixels sobre as localidades das torres micrometeorológicas. Episódios contaminados por nuvens foram desconsiderados.

3.4 libRadtran (*Library for Radiative Transfer*)

O *libRadtran* é uma biblioteca de programas e rotinas de transferência radiativa. O programa central do pacote do *libRadtran* é a ferramenta de transferência radiativa *uvspec*. O modelo *uvspec* foi originalmente desenvolvido para calcular a irradiância espectral e o fluxo actínico na faixa do ultravioleta e algumas partes do espectro visível (Kylling, 1992) (inicialmente o pacote era chamado *uvspec* e o executável ainda carrega este nome). Ao longo dos anos, o *uvspec* tem passado por numerosos processos de extensão e melhorias. O programa *uvspec* inclui o espectro completo na faixa do solar e do termal, de 120 nm até 100 μm . Ele permite ao usuário uma variedade de opções para se determinar e modificar uma atmosfera composta por moléculas, partículas de aerossol, nuvens de água e gelo, propriedades da superfície, assim como a camada limite planetária. Uma das características do *uvspec* é que inclui uma seleção de cerca de dez diferentes métodos de resolução da equação de transferência radiativa, incluindo o código amplamente utilizado DISORT desenvolvido por Stamnes *et al.* (1988), um código de resolução rápida de dois-fluxos (Kylling *et al.*, 1995), um código dependente da polarização polRadtran (Evans e Stephens, 1991). O *libRadtran* também fornece ferramentas relacionadas com as teorias radiativas da atmosfera, como por exemplo, um programa Mie (*mie*), alguns utilitários para o cálculo da posição do sol (zênite, meio-dia solar), algumas ferramentas de interpolação, convolução, e integração (*spline*, *conv*, *integrate*), e várias outras pequenas ferramentas para selecionar as entradas do *uvspec* e as respectivas saídas do pós-processamento (Mayer e Kylling, 2005). Para este trabalho, foi utilizada a versão 1.6-beta do *libRadtran*. Todos os cálculos realizados seguiram um tipo padrão de configuração. Os primeiros itens selecionados para os cálculos foram: o perfil da atmosfera e o espectro extraterrestre de radiação, isto é, a radiação solar incidente no Topo da Atmosfera (TOA). Para a região amazônica, foi escolhido o perfil de uma atmosfera tropical. Os dados de ozônio foram corrigidos para que a coluna atmosférica apresentasse uma concentração de ozônio de 300 DU (do inglês, *Dobson Units*), porém a distribuição vertical manteve-se a mesma. Para o sul da Bacia Amazônica, Rosário *et al.* (2009) encontraram um valor médio de conteúdo integrado de ozônio na coluna atmosférica de 257 DU. No entanto, esta correção é feita apenas para o canal de 670 nm, que se localiza na banda de Chappuis e, portanto, sofre atenuação mensurável pelo ozônio (Lobo, 2012). A **Figura 3.4.1** ilustra as características dessa atmosfera. Já para o perfil da irradiância global espectral incidente no

TOA, foi utilizado o método desenvolvido a partir dos estudos de Kurucz (1992), com resolução espectral de 1,0 nm e é ilustrado na **Figura 3.4.2**, com destaque para a região espectral da PAR.

Outra variável utilizada nos cálculos é o albedo de superfície. Neste trabalho, utilizou-se a biblioteca de albedos de superfície do IGBP (*International Geosphere Biosphere Programme*). Esta biblioteca foi desenvolvida pelo Projeto “*Surface Properties*” da NASA CERES/SARB¹⁰. Uma biblioteca de albedos de superfície é uma coleção de refletâncias espectrais (isto é, dependentes do comprimento de onda da radiação incidente) para diferentes tipos de superfície. As refletâncias espectrais são determinadas em função do ângulo zenital solar, do conteúdo de água precipitável e das nuvens. A biblioteca do IGBP contém 20 tipos de superfície, que vão desde superfícies associadas às regiões tropicais como florestas latifoliadas perenes, até superfícies com vegetação adaptada ao clima polar, como a tundra.

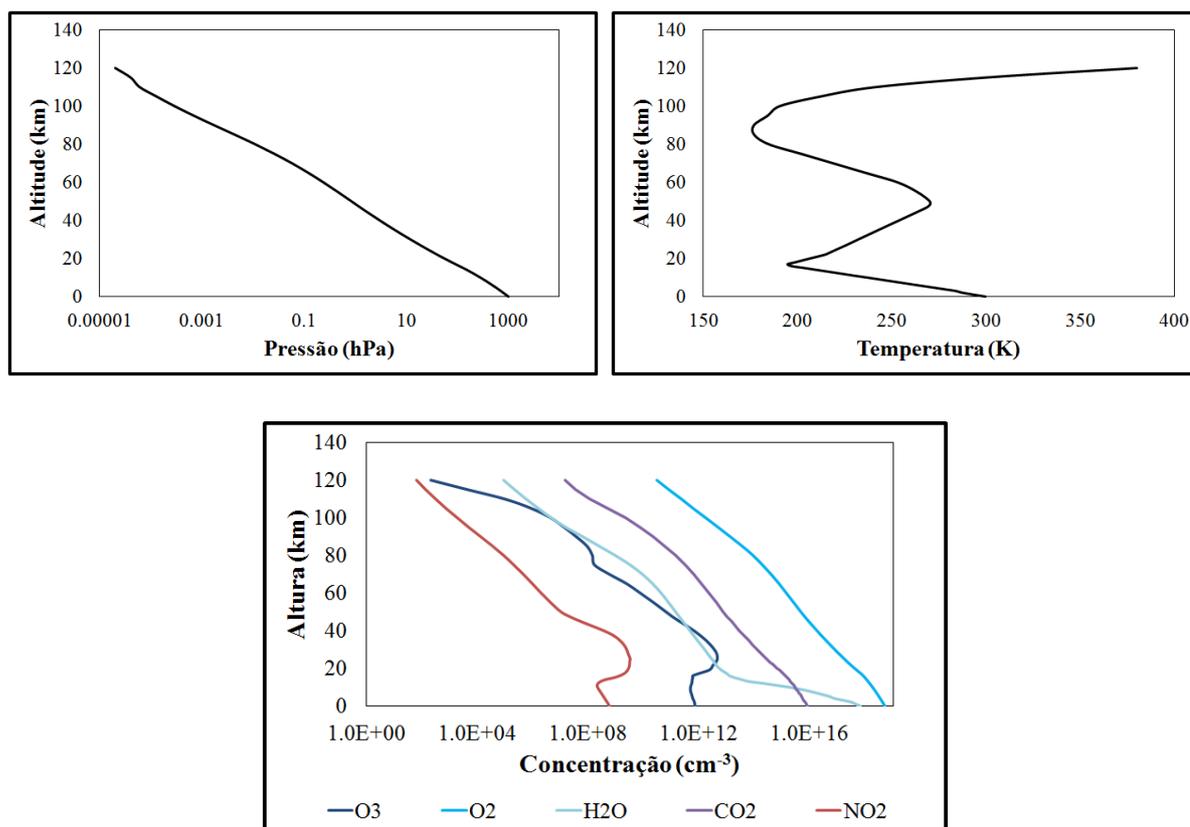


Figura 3.4.1. Perfis verticais de pressão (hPa) (**esquerda acima**), temperatura (K) (**direita acima**) e concentração de O₃, O₂, H₂O, CO₂ e NO₂ (cm⁻³) (**abaixo**), para uma atmosfera tropical.

¹⁰ *Clouds and the Earth's Radiant Energy System/ Surface and Atmospheric Radiation Budget*

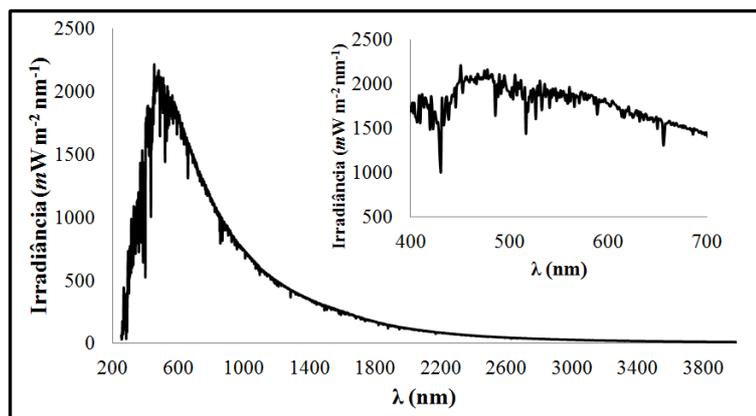


Figura 3.4.2. Irradiância global espectral incidente no TOA, a partir do método de Kurucz (1992), com resolução espectral de 1.0 nm, para λ entre 200 e 4000 nm. No canto superior direito da imagem, é dado um zoom para a região espectral PAR (400 a 700 nm).

No caso deste estudo, para todos os *sites*, foi utilizada, para fins de cálculos, uma superfície coberta por floresta latifoliada decídua, indicada pelo número 4 no programa.

A partir disso, o *libRadtran* já possui um cenário para iniciar os cálculos de transferência radiativa na atmosfera. Alguns detalhes de correção são fornecidos apenas para ajustes nos valores iniciais de entrada. O dia do ano, por exemplo, fornece informações sobre a distância Terra-Sol, que afeta a quantidade de radiação incidente no TOA. Outro tipo de correção realizada, esta para os valores de saída, é a correção para a absorção molecular, que foi parametrizada a partir do modelo LOWTRAN (Pierluissi e Peng, 1985), assim como adotado pelo código do SBDART (Ricchiuzzi *et al.*, 1998). A resolução das correções para a absorção molecular é de 0,5 nm para comprimentos de onda abaixo de 350 nm e de 1,0 nm acima.

Para resolver a equação de transferência radiativa, utilizou-se o método DISORT (*DIScrete ORdinate Radiative Transfer solvers*). Desenvolvido por Chandrasekhar (1950) e por Stamnes *et al.* (1988), este método resolve a equação de transferência radiativa em uma dimensão, e permite a realização de cálculos acurados de radiâncias, irradiâncias e fluxos actínicos. Provavelmente, este é o método mais versátil, bem testado e mais usado no meio científico para a resolução de transferência radiativa em uma dimensão (Mayer *et al.*, 2011). Para este estudo foram utilizados 4 fluxos. Estudos anteriores mostraram que as diferenças na irradiância incidente em superfície, com número de fluxos utilizados nos cálculos, a partir de

4, são mínimas. O intervalo espectral também deve ser definido para o cálculo. O intervalo de comprimento de onda da PAR foi estabelecido entre 400 e 700 nm e, para a radiação solar, entre 280 e 4000 nm.

Os dados de entrada requeridos para descrever as propriedades ópticas dos aerossóis foram obtidos a partir de modelos criados com o código Mie por Rosário (2011), derivados dos produtos da AERONET, para três sítios experimentais: Alta Floresta, Abracos Hill e Rio Branco. Estes modelos carregam informações espectrais sobre o coeficiente linear de extinção (Q), em km^{-1} , o albedo simples (ω_0), e 500 momentos da Função de Fase, embora neste trabalho, ela tenha sido calculada a partir da aproximação de Henyey-Greenstein. A resolução espectral dos modelos de aerossol na região espectral da PAR é de 25 nm, e em todo o espectro solar varia, desde aproximadamente 10 nm, para comprimentos de onda menores, até 700 nm para comprimentos de onda maiores.

Foram desenvolvidos três diferentes modelos ópticos para o aerossol emitido por queimadas na Amazônia, que diferem entre si quanto às propriedades de espalhamento e absorção. A **Figura 3.4.3** mostra o albedo simples em função do comprimento de onda, na região do espectro PAR, para um tipo de aerossol mais espalhador, um intermediário e um mais absorvedor.

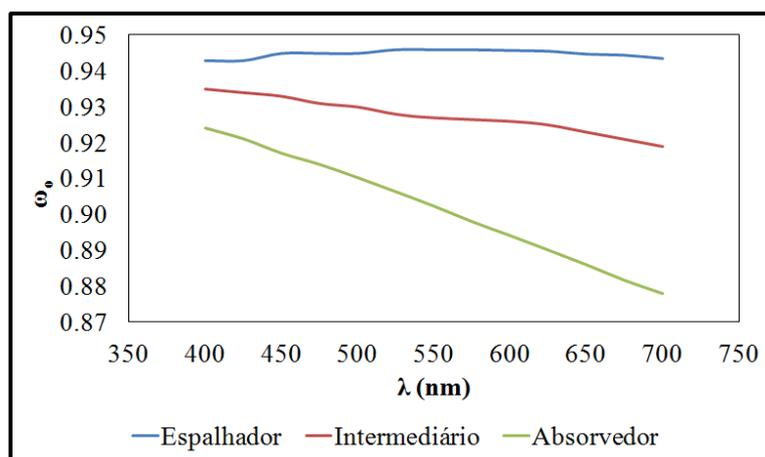


Figura 3.4.3. Albedo simples (ω_0) espectral em função do comprimento de onda, λ (nm), para três diferentes tipos de aerossol: espalhador, intermediário e absorvedor, desenvolvidos a partir do código Mie e de dados derivados da AERONET, para três sítios experimentais ao sul da Bacia Amazônica, por Rosário (2011).

Ainda neste estudo, testes de sensibilidade realizados com dados da Rebio Jaru, no ano de 2007, mostraram que o modelo de aerossol espalhador foi o que melhor representou os aerossóis da estação de queimada, associados a valores mais altos de AOD_{550nm} . Portanto, para este estudo, o modelo de aerossol utilizado, para todos os sites sobre o “Arco do Desflorestamento”, foi o espalhador.

Por fim, depois de todas as informações fornecidas ao *libRadtran*, os parâmetros de entrada pontuais para a resolução da equação de transferência radiativa são: o ângulo zenital solar e a profundidade óptica do aerossol, em 550 nm. Como resposta, o modelo fornece o valor integrado, no espectro fornecido, da irradiância direta descendente, da irradiância difusa descendente e da irradiância difusa ascendente, na altitude determinada pelo usuário. No caso deste trabalho, todos os cálculos foram determinados à superfície.

A partir destes valores, pode-se obter a irradiância global descendente (a soma das contribuições da irradiância direta e difusa incidentes em superfície) e a porcentagem da contribuição da irradiância difusa descendente (a razão entre a irradiância difusa e a global incidente em superfície).

3.5 GOCART (*Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport*)

Durante os últimos 30 anos, a distribuição dos aerossóis e suas propriedades ópticas vêm sendo medidas por diversos programas de monitoramento, do espaço ou em superfície, através de intensas campanhas científicas. Enquanto as medições feitas em superfície oferecem informações detalhadas sobre a composição e as propriedades dos aerossóis, geralmente são limitadas espacial e temporalmente. Em contrapartida, observações via satélite provêm extensa cobertura temporal e espacial, contudo, não são tão eficientes em gerar perfis verticais dos aerossóis, nem fornecer sua composição com detalhamento. Por isto, o uso de modelos globais tornou-se extremamente importante para integrar dados de satélite e de superfície. O modelo *Georgia Institute of Technology – Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport* (GOCART) fornece a distribuição global da concentração

dos aerossóis, perfis verticais e a profundidade óptica de tipos individuais de aerossol, bem como a total. O modelo inclui a maior parte dos tipos de aerossóis troposféricos, sulfato (*sulfate*), poeira (*dust*), material orgânico particulado (*particulate organic matter*), carbono elementar (*black carbon*) e spray marinho (*sea salt*).

O modelo GOCART foi desenvolvido por Chin *et al.* (2000) para simular a distribuição de espécies de enxofre na atmosfera. O modelo resolve a equação da continuidade que inclui emissão, química, advecção, convecção, difusão, deposição seca e deposição úmida, de cada uma das espécies. O modelo GOCART utiliza campos meteorológicos gerados pelo *Goddard Earth Observing System Data Assimilation System* (GEOS – DAS) com resolução de 2° de latitude por 2,5° de longitude e resolução vertical que pode variar de 20 a 55 camadas, desde a superfície até 0,1 mbar, que depende da versão da base de dados GEOS – DAS utilizada. Os campos do GEOS – DAS correspondem às análises construídas através de observações meteorológicas assimiladas por um modelo global. Os campos incluem ventos, temperatura, pressão, umidade específica, fluxo de massas de nuvens convectivas, fração de cobertura de nuvens, precipitação, espessura da camada limite planetária, ventos em superfície e umidade da superfície, que são usados nas simulações dos aerossóis. A advecção é computada por um método semi-Lagrangeano em forma de fluxo (Lin e Rood, 1996), a camada limite turbulenta de mistura é tratada por um sistema de fechamento de segunda ordem (Helfand e Labraga, 1988), a deposição seca inclui movimento descendente por origem gravitacional como uma função do tamanho da partícula e da viscosidade do ar (Wesely, 1989). A deposição úmida é computada como a deposição dos aerossóis pelos movimentos convectivos descendentes de ar e pela chuva em larga escala (Giorgi e Chameides, 1986; Balkanski *et al.*, 1993). Reações químicas, incluindo as reações do Dimetilsulfeto (DMS) e do SO₂ com o OH no ar e do SO₂ com o H₂O₂ dentro das nuvens, são obtidas através dos campos oxidantes do modelo IMAGES (Müller e Brasseur, 1995). A **Figura 3.5.1** mostra a estimativa de emissão média global dos cinco tipos mais comuns de aerossóis na atmosfera, para o ano de 1990, feita por Chin *et al.* (2002). A seguir, é discutido brevemente como os diferentes tipos de aerossóis são assimilados e obtidos pelo modelo GOCART.

a. Poeira

Para as simulações de poeira no modelo GOCART é utilizada uma aproximação de identificação de fontes de poeira. A função fonte de poeira é construída a partir da probabilidade de sedimentos acumularem em regiões de depressões topográficas em superfície descobertas.

Em geral, quanto mais profunda for a depressão, maior será a probabilidade de sedimentos se acumularem ali. Essa aproximação tem localizado todas as maiores fontes de poeira, que incluem os desertos do Saara e do Sahel, na África, os desertos de Taklimakan e de Gobi, na China e Mongólia, o deserto da Arábia, dentre outras fontes na Austrália e América do Sul (Ginoux *et al.*, 2001).

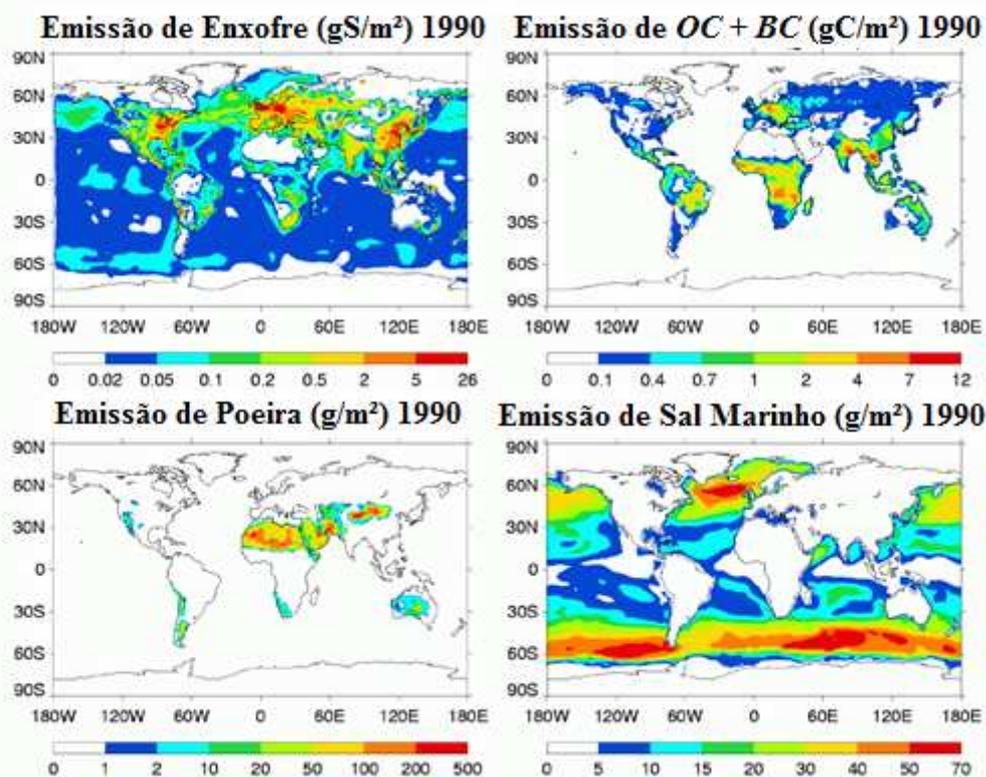


Figura 3.5.1. Taxa de emissão média anual global para o total de enxofre ($\text{SO}_2 + \text{DMS}$) ($\text{g S m}^{-2} \text{ano}^{-1}$), poeira ($\text{g m}^{-2} \text{ano}^{-1}$), Material Orgânico Particulado (OC, do inglês *Organic Compounds*) + Carbono elementar (BC, do inglês *Black Carbon*) ($\text{g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$), e *spray* marinho ($\text{g m}^{-2} \text{ano}^{-1}$) para o ano de 1990 (Fonte: Chin *et al.*, 2002).

Estes sedimentos podem ser facilmente ressuspensos para a atmosfera. A emissão de poeira é então calculada através da função fonte, do vento em superfície, e da umidade do solo. As partículas de poeira consideradas no modelo possuem raios que variam de 0,1 a 10 μm . Oito intervalos de tamanho de raio das partículas são considerados: 0,10 – 0,18, 0,18 – 0,30, 0,30 – 0,60, 0,60 – 1,00, 1,00 – 1,80, 1,80 – 3,00, 3,00 – 6,00 e 6,00 – 10,00 μm . A função emissão (F_p) para cada intervalo de tamanho p é expressa como:

$$F_p = S s_p u^2 (u - u_t), \text{ se } u > u_t \quad (3.2)$$

Onde S é a probabilidade da função fonte, s_p é a fração do grupo de partículas com intervalo de mesmo tamanho p , no solo, u é a velocidade do vento em superfície e u_t é a velocidade limiar de erosão pelo vento em superfície, determinada pelo tamanho da partícula e umidade do solo (Ginoux *et al.*, 2001).

b. Spray Marinho

Similar à ressuspensão de poeira do solo, as emissões de sal marinho pelos oceanos são altamente dependentes da velocidade do vento em superfície. Calcula-se o fluxo de emissão de sal marinho (partículas $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$), como função da velocidade do vento em 10 metros, u_{10} (m s^{-1}) e o raio da partícula de sal marinho r (μm), pela relação empírica descrita por Gong *et al.* (1997) e Monahan *et al.* (1986):

$$\frac{dF}{dr} = 1,373 u_{10}^{3,41} r^{-3} (1 + 0,057 r^{1,05}) 10^{1,19 \exp(-B^2)} \quad (3.3)$$

Onde $B = (0,380 - \log r)/0,65$. São incluídos quatro intervalos de tamanho para o sal marinho com raios de 0,1 – 0,5, 0,5 – 1,5, 1,5 – 5,0 e 5,0 – 10,0 μm . Como mostrado na **Figura 3.5.1**, a maior parte do sal marinho é emitido em faixas de altas latitudes, 40° a 60°, em ambos os hemisférios, devido aos fortes ventos. Pelo fato do sal marinho apresentar partículas relativamente grandes e rápido crescimento com a umidade relativa do ar, o tempo de vida médio na atmosfera é de aproximadamente 0,6 dias (Chin *et al.*, 2002).

c. Enxofre

Dentre os diversos tipos de aerossóis troposféricos, o sulfato provavelmente constitui a maior fração dos compostos antrópicos. O sulfato é principalmente formado na atmosfera a partir da oxidação do SO₂, que é emitido majoritariamente pela queima de combustíveis fósseis e atividades industriais. Uma fração do SO₂ é também relacionada à queimada de biomassa e erupções vulcânicas. Emissões antrópicas por combustíveis fósseis e biocombustíveis são coletadas através do *Emission Database for Global Atmospheric Research* (Olivier *et al.*, 1996).

Emissões a partir da queima de biomassa são dimensionadas através da variação sazonal de dados de biomassa queimada e normalizadas pela emissão total anual de SO₂ de queima de biomassa (Duncan *et al.*, 2003). Emissões vulcânicas incluem ambas, erupções contínuas (Andres e Kasgnoc, 1998) e esporádicas (quando disponíveis). Juntamente com a emissão direta, aproximadamente 14% da fonte de SO₂ no modelo vem da oxidação do dimetilsulfeto (DMS), que é emitido pelo oceano. A emissão do DMS é calculada através de uma fórmula empírica (Liss e Merlivat, 1986) em função da concentração do composto na água do mar (Kettle *et al.*, 1999) e da velocidade do vento em 10 metros de altura.

A emissão total de enxofre nos anos 1990 foi estimada em 94 Tg S ano⁻¹ (**Figura 3.5.1**). Destes, 80% provêm de atividades humanas e 20% de fontes naturais.

d. Material Orgânico Particulado e Carbono Elementar

A fonte mais importante de material orgânico particulado e carbono elementar é a queima de biomassa. As emissões são estimadas a partir de um banco de dados das variações sazonais e interanuais da biomassa queimada (Duncan *et al.*, 2003), desenvolvida a partir de séries temporais de focos de incêndio globais obtidos através de observações de satélite e do inventário anual médio de biomassa queimada. Os focos de incêndio são obtidos através do *Along Track Scanning Radiometer-2* (Arino e Rosaz, 1999) e AVHRR (Arino e Melinotte 1995).

Fontes antrópicas de emissão de material orgânico particulado (POM, do inglês, *Particulate Organic Matter*) são coletadas a partir de um banco de dados global (Cooke *et al.*, 1999), que incluem emissões domésticas, de transportes, e industriais pela combustão de vários tipos de combustíveis, baseadas nas estatísticas de consumo de combustível e fatores de emissão do carbono elementar e do material orgânico particulado. Em conjunto com as

emissões diretas, a produção de material orgânico particulado por fontes terrestres é estimada a partir dos inventários de emissão dos compostos orgânicos voláteis (Guenther *et al.*, 1995), assumindo que 10% destes compostos orgânicos são convertidos para material orgânico particulado (Penner, 2000). De acordo com Cooke *et al.* (1999), 80% do *black carbon* e 50% do POM emitidos são hidrofóbicos, e o restante, hidrofílicos. Os aerossóis carbonáceos hidrofóbicos passam por processos de envelhecimento até se tornarem hidrofílicos em um tempo de decaimento de 1,2 dias. O tempo de vida na atmosfera dos aerossóis carbonáceos é controlado pela deposição seca (tanto para os hidrofóbicos, quanto para os hidrofílicos) e pela deposição úmida (apenas para os hidrofílicos). O tempo de vida aproximado dos carbonáceos na atmosfera é de 5 dias para o material orgânico e 6 dias para o carbono elementar (Chin *et al.*, 2002).

Neste trabalho, as saídas do modelo GOCART foram extraídas da plataforma *online* Giovanni da NASA. Giovanni é uma plataforma da internet devolvida pelo GES DISC¹¹, que provê um acesso simples a um vasto acervo de dados de sensoriamento remoto e superfície, que inclui dados de aerossóis, química atmosférica, perfis de temperatura e umidade da atmosfera e chuva. Além disso, a página também apresenta saída de modelos de tempo, superfície e parâmetros oceânicos. O banco de dados pode ser acessado no endereço eletrônico <http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni> (acessado em: 24 de maio de 2013).

3.6 Redes Neurais Artificiais

Nesta seção, é descrito, sucintamente, o modelo matemático conhecido como Redes Neurais Artificiais (ANN, do inglês *Artificial Neural Networks*). Descrições mais detalhadas sobre o método podem ser encontradas em Bishop (1995), Ripley (1996) e Papale e Valentini (2003).

A maior parte da inspiração para as ANNs vem do desejo de produzir sistemas artificiais capazes de realizar sofisticadas assimilações computacionais, que se assemelhem ao desempenho do cérebro humano e, a partir disso, possivelmente ampliar o conhecimento atual da compreensão do sistema neurológico da espécie humana. Novos modelos computacionais

¹¹ *Goddard Earth Sciences, Data and Information Services Center*

de reconhecimento de padrões são inspirados na estrutura e desempenho desse sistema. No entanto, esses modelos não são capazes de atingir o desempenho real de uma rede biológica por inúmeras razões. Em primeiro lugar, as interconexões e o completo funcionamento de um neurônio biológico ainda não foram compreendidos. Além disso, é praticamente impossível simular: (i) o número de neurônios e suas interligações, tal como existente em uma rede biológica, e (ii) as operações em um modo assíncrono natural (Yegnanarayana, 2005).

Entretanto, as ANNs são uma ferramenta que tem mostrado ampla utilização em vários campos do conhecimento, desde as ciências naturais (física, biologia, química, etc), até as ciências socioeconômicas (literatura, linguagem, ciências sociais, etc) (Bishop, 1995). Elas possuem grande potencial devido a sua capacidade de representar a complexidade dos fenômenos que se analisam através delas. Normalmente, em sistemas muito complexos, a manifestação de uma função, ou propriedade de um sistema organizado, representa o efeito combinado de múltiplos fatores não-lineares, que se tornam ativos somente em resposta a algumas circunstâncias externas. Tradicionalmente, os sistemas de simulação, sejam eles físicos, ou estatísticos, possuem grande dificuldade em reproduzir respostas complexas de “eventos orgânicos”, isto é, naturais ou socioeconômicos.

Não há uma definição universalmente aceita do que são as ANNs (Papale e Valentini, 2003). No entanto, há uma concordância, geralmente utilizada, que considera as ANNs como uma rede de muitos “processadores”, relativamente simples, chamados “*units*” (unidades), ou “*nodes*” (nódulos), em todos os quais há uma pequena quantidade de memória local. A essa unidade fundamental da rede biológica dá-se o nome de neurônio ou célula nervosa. A **Figura 3.6.1** mostra uma representação esquemática da estrutura de um neurônio. O neurônio biológico é constituído por um corpo celular em que o núcleo da célula está localizado. Fibras nervosas chamadas dendritos são associadas com o corpo desta célula e têm como função receber sinais de outros neurônios. Estendendo-se desde o corpo da célula, uma única fibra longa, chamada axônio, ramifica-se em filamentos e liga-se a muitos outros neurônios nas chamadas junções sinápticas, ou sinapses. As extremidades de recepção destas junções em outras células podem ser encontradas tanto nos dendritos como nos próprios corpos celulares. O axônio de um neurônio carrega alguns milhares de sinapses associadas com outros neurônios. A transmissão de um sinal a partir da sinapse de uma célula para outra é um complexo processo químico em que as substâncias transmissoras específicas são liberadas a partir do lado de envio da junção. O efeito é o de aumentar ou diminuir o potencial elétrico no interior do corpo da célula receptora. Se este potencial atinge um limiar, uma atividade

elétrica sob a forma de impulsos curtos é gerada. Estes sinais elétricos de força e duração fixas são enviados através do axônio. Em geral, a atividade elétrica está confinada ao interior de um neurônio, enquanto que o mecanismo químico opera nas sinapses.

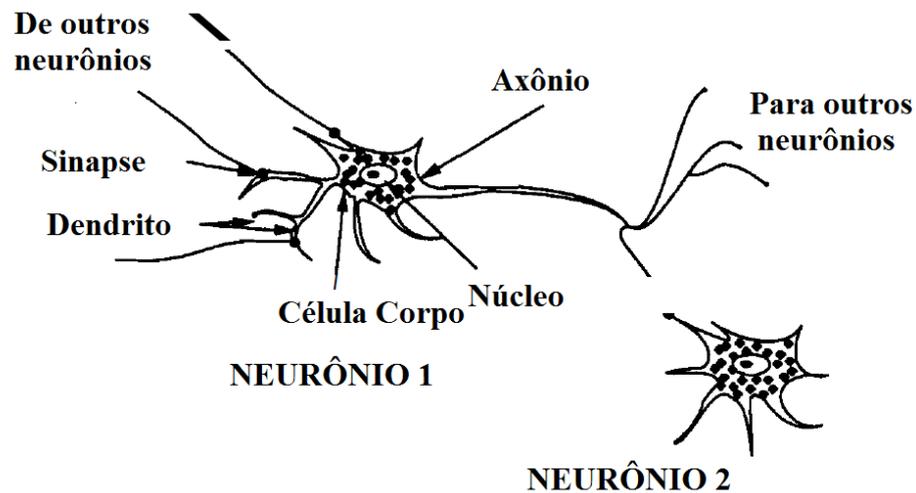


Figura 3.6.1. Diagrama esquemático de um neurônio típico (Fonte: adaptado de Yegnanarayana, 2005).

Nas ANNs, essas unidades básicas de memória local são comumente organizadas em camadas e se comunicam por meio de “canais” ou “conexões”, e operam apenas em seus próprios meios, isto é, com seus dados locais e seus parâmetros de entrada, que recebem via conexão, sem interferir diretamente em outras “unidades”. O diagrama de uma ANNs é mostrado na **Figura 3.6.2**.

A maior parte das ANNs apresenta regras nos processos de treinamento, que ponderam as conexões às bases de dados, isto é, fornecem uma espécie de “peso” ou “força”, na forma como a base de dados se conecta com as unidades posteriores das redes. Em outras palavras, as ANNs possuem a capacidade de apreender, isto é, assimilar um conteúdo rapidamente, a partir de exemplos presentes nos dados e fazer generalizações a partir dos dados utilizados no processo de treinamento. Em resumo, a ANN é um processador em paralelo massivo, robusto, com habilidade natural para armazenar conhecimentos adquiridos a partir da experimentação e tornar disponível este aprendizado para utilizações futuras.

A partir disto, utiliza-se o método “*backpropagation*”, tradução para “retropropagação”, que consiste basicamente em reproduzir, de maneira inversa — isto é, a partir dos dados de saída, para os dados de entrada — os padrões detectados por uma rede neural de “alimentação direta” (do inglês, “*feedforward*”), ou seja, sem ligações entre nódulos

anteriores à direção da propagação das informações. A informação deve transcorrer de maneira unidirecional, em um único sentido na rede neural. Este método é um poderoso sistema, capaz de modelar relações complexas entre variáveis, baseado em procedimentos supervisionados. Isto significa que, a partir deste método, é possível criar cenários hipotéticos para avaliar o comportamento das variáveis de saída, em relação a possíveis modificações nas variáveis de entrada.

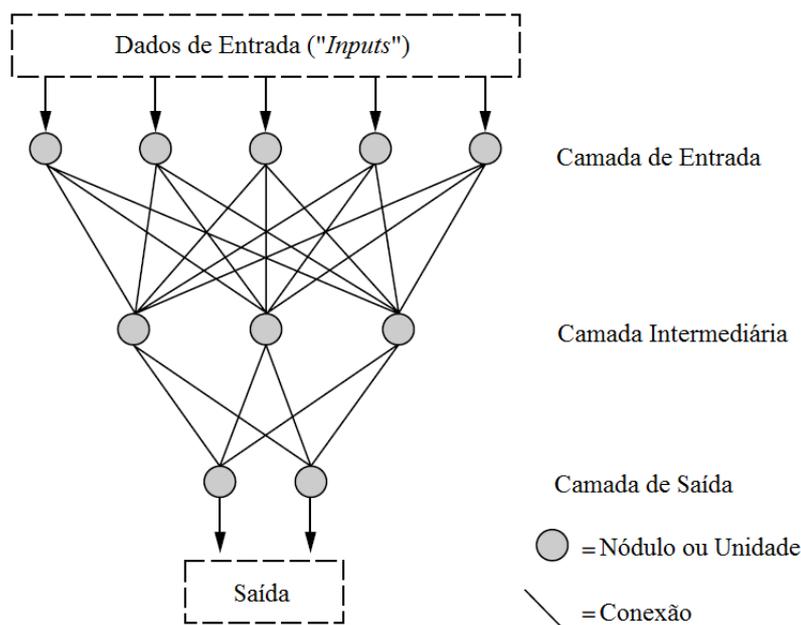


Figura 3.6.2. Exemplo de uma Rede Neural Artificial com três camadas; esta estrutura chamada de 5-3-2, isto é, 5 unidades de entrada, 3 unidades intermediárias e 2 unidades de saída (Fonte: adaptado de Papale e Valentini, 2003).

Todos os erros cometidos durante o processo de treinamento de uma rede neural são utilizados para modificar o “peso” das conexões entre os nódulos. Isto se dá, pois cada nódulo da rede recebe um sinal proveniente de outro nódulo, no qual está conectada. Todos os sinais multiplicados por cada um de seus respectivos “pesos” são somados ao chegarem a outro nódulo, o resultado final é então modificado por uma função de transferência, conhecida também como função de ativação. O resultado da função de ativação é o nódulo final, ou de saída, ou ainda, pode servir como *input* para outro nódulo (**Figura 3.6.3**).

O único requerimento para a utilização do método “*backpropagation*” é que a função de ativação dos neurônios artificiais seja diferenciável. Existe uma série de funções que satisfazem este pré-requisito, as mais comuns, no entanto, são as funções sigmóide e linear.

As ANNs são treinadas a partir de exemplos contidos no conjunto total dos dados de entrada. Cada exemplo é composto por todas as variáveis de entrada mais a variável de saída, com um caso fornecido por vez. Então, cada nóculo de entrada recebe o valor de uma variável independente e a rede gera um conjunto de dados de saída, através dos nóculos de saída.

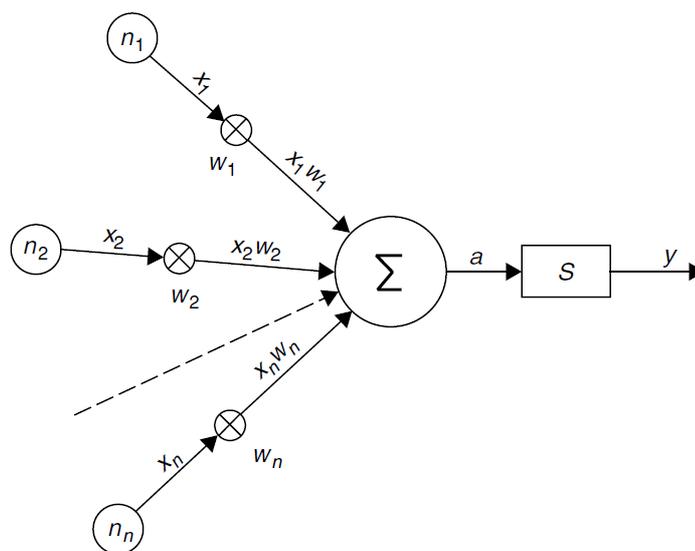


Figura 3.6.3. Neurônio artificial. Variáveis (n_n), *inputs* (x_n), ponderações (w_n). a é o resultado de uma função linear de soma. O resultado (a) é relacionado à “função de ativação” (S), que gera os *outputs* (y).

No início do processo de treinamento, o valor de saída, isto é, o atual, pode ser muito diferente do valor final relacionado com cada um dos exemplos. Contudo, são estas diferenças que possibilitam a melhoria dos resultados, através dos erros que são usados na base do esquema de modificação das ponderações das conexões e, a partir daí, o objetivo da rede é minimizar este erro. Os “pesos”, cujos valores são randomicamente fornecidos no começo do processo, passam a ser modificados de acordo com a regra utilizada no método “*backpropagation*”. Os valores dos dados de entrada são normalizados e recebem valores reais entre 0 e 1. Esta é a forma mais comum de pré-processamento das variáveis de entrada, especialmente quando as variáveis possuem valores típicos, que diferem substancialmente entre si.

Para cada exemplo p , existe um erro E_p , que é função dos “pesos”. Tipicamente, é definido pelo quadrado da diferença entre a saída atual y e a saída real, o *output* da ANN, t . Então, para um único nóculo:

$$E_p = \frac{1}{2}(t - y)^2 \quad (3.4)$$

onde y é função das ponderações (“pesos”).

O erro total é a soma de todos os erros pontuais, associados a cada um dos exemplos.

$$E = \sum_p E_p \quad (3.5)$$

Neste trabalho, foram utilizados dois métodos de resolução das ANNs. O primeiro deles é o *Multilayer Perceptron* (MLP). O MLP é um modelo de alimentação direta e unidirecional de redes neurais artificiais, que mapeia os conjuntos de dados de entrada para um conjunto apropriado de dados de saída. O MLP consiste em múltiplas camadas de unidades de um sistema orientado, com cada camada completamente ligada à seguinte. Exceto para as unidades de entrada, cada nóculo corresponde a um neurônio (ou elemento de processamento), com uma função de ativação linear. O MLP utiliza a técnica de “*backpropagation*” para treinar as redes. As funções mais utilizadas neste método são ambas sigmóides e definidas a seguir:

$$y = \tanh(a) \text{ e } y = \frac{1}{1 + e^{-a/\rho}} \quad (3.6)$$

Onde a é o resultado de uma função linear de soma dos *inputs* ponderados e ρ é o coeficiente de determinação da forma da curva sigmóide. A **Figura 3.6.4** mostra diferentes curvas associadas a valores de ρ .

O segundo método é chamado de *Radial Basis Function* (RBF), ou Função de Base Radial. Este método utiliza funções de base radial como função de ativação dos nóculos das redes neurais. Essas funções são reais, cujo valor depende apenas da distância até a origem, ou seja,

$$y(a) = y(\|a\|) \quad (3.7)$$

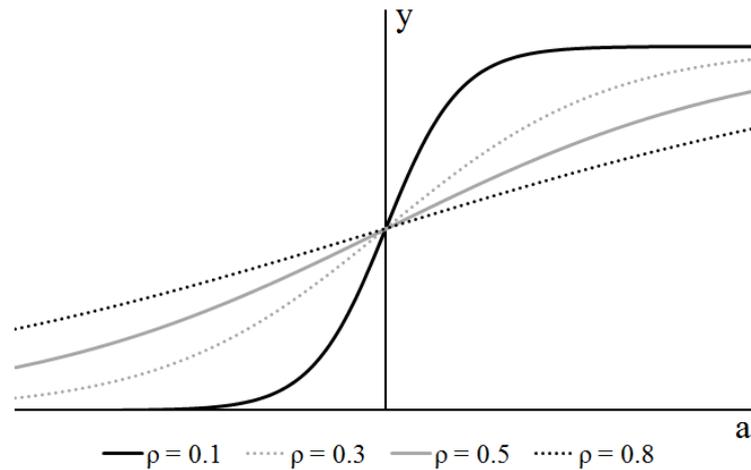


Figura 3.6.4. Exemplos de uma função sigmóide de transferência, para valores de ρ de 0,1 a 0,8.

Qualquer função que satisfizer a equação (3.7) é chamada de função radial, onde as barras verticais indicam a norma de uma variável vetorial. Podem ser citadas como exemplos de funções radiais, a função gaussiana, a função multiquadrática, a função inversamente quadrática, dentre outras.

O método RBF tipicamente apresenta três camadas: a de entrada, a intermediária, com uma função não-linear de ativação e a de saída, com uma função linear. Os parâmetros de entrada são modelados como um vetor composto por números reais e, as saídas são funções escalares com valores vetoriais de entrada, dadas por:

$$y(a) = \sum_p \omega_p (\|a\|) \quad (3.8)$$

Onde p é o número de nódulos da camada intermediária, ω_p é o “peso” do nódulo p no nódulo de saída.

Portanto, o método RBF é um “aproximador universal”, ou seja, pode aproximar qualquer função contínua, de um subconjunto dos números reais em n dimensões, a um conjunto de dados de uma rede neural com número suficiente de nódulos intermediários, com precisão arbitrária.

No geral, o MLP é a forma mais comum de ANN. Exige treinamento iterativo, que pode ser bastante lento, se associado a um grande número de nódulos intermediários ou dados de entrada, mas é bastante compacto, rapidamente executável depois do processo de treinamento, e na maioria dos problemas, apresenta melhores resultados, em comparação a

outros métodos. O RBF, em contrapartida, tende a ser ainda mais lento durante o processo de treinamento e apresenta resultados relativamente inferiores, se comparado com o MLP. Apresenta treinamento mais rápido quando a função de saída é a identidade, no entanto, é mais sensível nos casos em que os dados de entrada tendem a ser desnecessários para a construção das ANNs.

Para todas as ANNs utilizadas neste estudo, foram geradas 200 redes neurais para cada uma das diferentes variáveis de saída, dos três *sites* e, apenas a com menor erro foi avaliada. Do conjunto total de dados, randomicamente, 70% foram utilizados no processo de treinamento das redes neurais artificiais, 15% no processo de validação e 15% para teste. O conjunto usado no processo de treinamento tem como função “exemplificar” para a ANN como os dados de entrada se relacionam com os de saída.

A partir desses exemplos, a rede tenta “prever” os valores de saída, a partir de valores arbitrários de entrada, que nunca foram vistos anteriormente. Este processo é conhecido como generalização. A fim de atingir este objetivo, a rede precisa aprender a partir da base de dados, sem se “viciar” nos padrões encontrados durante este processo, para não perder a capacidade de generalização diante de novos exemplos fornecidos, um fenômeno conhecido como “*overfitting*”.

Por conta disto, faz-se necessária essa divisão do conjunto completo dos dados em três. Os 70% utilizados para o treinamento têm como função a determinação dos “pesos”, da ponderação das conexões entre os nódulos criados na ANN; o segundo grupo, usado para a validação (15%) tem como objetivo fornecer “novos” dados para a rede, isto é, dados que não foram usados para treinar, mas sim, para remover a possibilidade de ocorrência de um “*overfitting*”. Por último, mas não menos importante, o conjunto utilizado para testar a rede (15%) tem como função mensurar os possíveis erros cometidos durante o processo de treinamento e, assim, prevenir um possível treinamento equivocado.

A **Tabela 3.6.1** mostra alguns tipos de ANNs geradas neste estudo para os três sítios experimentais abordados no estudo, com as respectivas variáveis de saída, nome da ANN (MLP ou RBF), com três números, no esquema X-X-X. O primeiro número indica o número de parâmetros de entrada, o número do meio indica a quantidade de nódulos intermediários e o último, a quantidade de variáveis de saída. A tabela ainda mostra o tipo de algoritmo de treinamento utilizado, a função erro, a função de ativação intermediária e a função de ativação de saída.

A descrição completa dos parâmetros de entrada, resultados e erros pode ser encontrada na seção 3, do Capítulo 4.

Tabela 3.6.1. Tipos de ANNs geradas para o estudo, para os três sítios experimentais avaliados, com respectivas variáveis de saída, nomes das ANNs, algoritmo de treinamento, função de ativação do erro, função de ativação intermediária e função de ativação de saída.¹²

<i>Site</i>	Variável de Saída	ANN	Treinamento	Erro	Intermediária	Saída
Ilha do Bananal	FCO ₂	RBF 7-30-1	RBFT	SOS ¹³	Gaussiana	Identidade
	T	MLP 3-3-1	BFGS ¹⁴ 22	SOS	Seno	Tanh
	VPD	MLP 4-3-1	BFGS 17	SOS	Tanh	Exponencial
	u*	RBF 5-30-1	RBFT	SOS	Gaussiana	Identidade
Rebio Jaru	FCO ₂	RBF 7-19-1	RBFT	SOS	Gaussiana	Identidade
	T	MLP 3-3-1	BFGS 38	SOS	Tanh	Tanh
	VPD	RBF 4-27-1	RBFT	SOS	Gaussiana	Identidade
	u*	RBF 5-27-1	RBFT	SOS	Gaussiana	Identidade
Sinop	FCO ₂	RBF 7-21-1	RBFT	SOS	Gaussiana	Identidade
	T	RBF 3-30-1	RBFT	SOS	Gaussiana	Identidade
	VPD	MLP 4-8-1	BFGS 93	SOS	Exponencial	Identidade
	u*	RBF 5-30-1	RBFT	SOS	Gaussiana	Identidade

A avaliação dos erros das redes neurais artificiais foi obtida através de três índices estatísticos descritos a seguir. O coeficiente de correlação de Pearson, ou simplesmente “Pearson”, representado pela letra r , que mede o grau de correlação (e a direção dessa correlação - se positiva ou negativa) entre duas variáveis. Coeficiente $r = 1$ significa uma

¹² Os métodos aqui apresentados são apenas os que retornaram o menor erro na aplicação da técnica, e por isso, para cada variável ou sítio não necessariamente o treinamento e/ou função intermediária são os mesmos.

¹³ SOS é a sigla de “*Sum-of-Squares*”, ou soma dos quadrados da função erro, que é igual à soma dos quadrados do erro, para todas as unidades de saída.

¹⁴ BFGS é a sigla para o método de “*Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno*”, ou Quase-Newtoniano, que consiste em um algoritmo de treinamento de segunda ordem com convergência muito rápida, porém com alto requerimento de memória, devido ao armazenamento da matriz Hessiana.

correlação perfeita entre duas variáveis diretamente proporcionais, $r = 0$ significa que as duas variáveis não dependem linearmente uma da outra, podendo, no entanto, existir uma dependência não linear. E $r = -1$ significa uma correlação negativa perfeita entre as duas variáveis, ou seja, elas são inversamente proporcionais. Sua definição matemática é dada pela equação,

$$r = \frac{\sum_p (y - \text{média}(y))(t - \text{média}(t))}{\sqrt{\sum_p (y - \text{média}(y))^2 (t - \text{média}(t))^2}} \quad (3.9)$$

Onde p é o número total de exemplos, y são os valores calculados e t são os valores medidos. A segunda maneira de se avaliar o erro é a partir da raiz quadrada média do erro, ou do desvio, em inglês, *Root Mean Square Error* (RMSE). É uma medida frequentemente utilizada para avaliar as diferenças entre valores previstos por um modelo matemático, ou físico, e os valores observados. A RMSE é uma boa medida da acurácia do modelo, porém apenas para comparar cálculos e observações de uma mesma variável, já que é dependente da escala. É obtida através da equação que segue:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_p (y - t)^2}{p}} \quad (3.10)$$

Por fim, a utilização da média do erro absoluto, em inglês, *Mean Absolute Error* (MAE), que não leva em conta se um erro foi superestimado ou subestimado, caracterizando-se por ser a média dos erros cometidos pelo modelo de previsão durante a série e pode ser obtida através da equação seguinte,

$$\text{MAE} = \frac{1}{p} \sum_p |y - t| \quad (3.11)$$

A partir disso, foi possível analisar os resultados gerados pelas ANNs encontradas em relação ao conjunto de dados de validação, isto porque esses dados não são diretamente

utilizados durante os processos de treinamento e teste das redes neurais, portanto são dados “neutros”, que podem ser usados para a avaliação dos erros.

4. Resultados

4.1

Variabilidade dos Aerossóis sobre o “Arco do Desflorestamento”

A

distribuição temporal e espacial dos focos de incêndio sobre o “Arco do Desflorestamento” são importantes para o entendimento do comportamento da profundidade óptica dos aerossóis da região durante o período de queimadas, no entanto, não são suficientes. Para tanto, é importante também avaliar o regime de ventos de cada uma das regiões, pois o transporte dos aerossóis é um dos fatores passíveis de explicar a variabilidade da profundidade óptica do aerossol. Além disso, diferenças substanciais no cenário meteorológico entre os períodos da manhã e da tarde, dentre elas a temperatura e a própria quantidade de vapor d’água na atmosfera, são relevantes tanto nas análises da profundidade óptica do aerossol, quanto no próprio método de medição. Neste subcapítulo é avaliada a variabilidade dos focos de incêndio sobre o “Arco do Desflorestamento”, a variabilidade dos ventos durante os meses com máximo de queimadas e a profundidade óptica do aerossol, para três localidades, com atenção nas diferenças entre manhã e tarde. Por fim, faz-se uma análise temporal do tipo de aerossol presente em cada um dos lugares estudados.

4.1.1 Variabilidade dos focos de incêndio

Com a utilização do produto de queimadas do INPE, obtidos pelos satélites de referência¹⁵, foi possível fazer uma análise temporal dos focos de queimada sobre o “Arco do Desflorestamento”. Os satélites de referência detectam os focos de incêndio e permitem compor séries temporais, a fim de analisar tendências nos números de focos para as mesmas regiões e períodos de interesse. O período avaliado neste estudo foi de outubro de 2003 a dezembro de 2008.

Trabalhos de campo mostram que uma frente de queimada com aproximadamente trinta metros de extensão por um metro de espessura, ou maior, é detectada por um satélite de órbita polar (neste estudo, o NOAA-12 a 800 km de distância e o AQUA a 730 km). Entretanto, como o pixel do satélite tem um quilômetro quadrado ou mais, uma queimada de algumas dezenas de metros quadrados será identificada como tendo pelo menos um quilômetro quadrado. Isto significa que este sistema do INPE detecta a existência de fogo sem avaliar o tamanho da área queimada. O princípio físico da detecção de queimadas é através da energia emitida por um material em chamas, principalmente na faixa termal-média (3,7 a 4,1 μm). Utilizam-se imagens que possuam esta faixa espectral característica e, a partir daí, são selecionados os píxeis com maior temperatura, que em geral saturam o sensor. É importante ressaltar que as imagens de satélite não fornecem diretamente a relação entre os focos de incêndio e as queimadas. Um foco de incêndio pode indicar a existência de fogo em um pixel. Este pixel pode conter uma ou diversas queimadas, caso a queimada seja muito grande, vários focos estarão associados a uma única queimada. Detalhes sobre a constituição do material queimado, ou quanto se queimou são informações impossíveis de se obter com os sensores atuais disponíveis. No entanto, a maneira regular de detecção e a utilização de um satélite de referência tornam possível a constatação de tendências nas ocorrências de queimadas (INPE, 2012). Na **Figura 4.1.1**, onde são mostrados os números de focos de incêndio nos estados de Mato Grosso, Tocantins e Rondônia, é possível verificar estas tendências e constatar que

¹⁵ Os satélites de referência detectam diariamente os focos de queimadas que são usados para compor a série temporal ao longo dos anos e assim permitir a análise de tendências nos números de focos para mesmas regiões em períodos de interesse. De 1999 a 2007 foi utilizado o NOAA-12, e a partir de então o NOAA-15.

durante os meses de agosto, setembro e outubro ocorre um acréscimo no número de focos de incêndio associados à queima de biomassa na região do “Arco do Desflorestamento” e, por isso, grandes quantidades de partículas de aerossol são lançadas para a atmosfera na forma de fumaça proveniente, principalmente, da combustão de matéria orgânica (Yamasoe *et al.*, 2000).

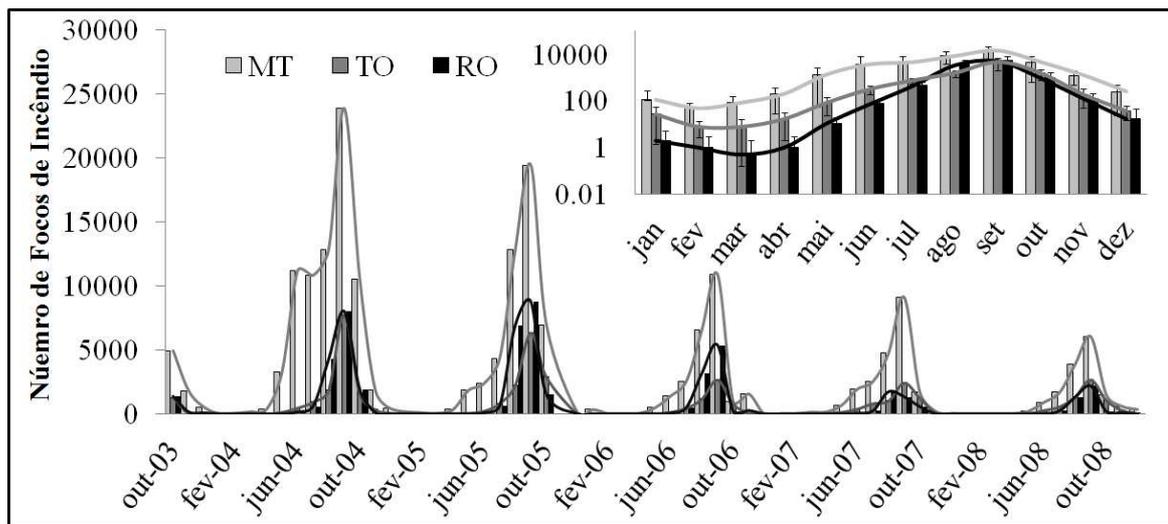


Figura 4.1.1. Distribuição temporal do número de focos de incêndio para os estados de Mato Grosso, Tocantins e Rondônia, entre os meses de outubro de 2003 e dezembro de 2008 e média mensal acima, em eixo logarítmico, com um desvio padrão.

Apesar dos máximos de números de focos de incêndio em agosto, setembro e outubro, nota-se um constante declínio, nos três estados, desde 2004. É possível perceber também, que o estado do Mato Grosso apresentou um número muito maior de focos de incêndio, se comparado aos outros dois estados, e isto se manteve ao longo do ano, em todos os anos analisados. No início do ano, no entanto, a diferença em relação aos outros dois estados, no número de focos de incêndio, pode chegar a ser até uma ordem de grandeza maior. O estado do Tocantins apresentou valor intermediário no primeiro semestre do ano e, o estado de Rondônia, apresentou pouquíssimos focos de incêndio neste período. Nos meses de agosto, setembro e outubro, o número de focos de incêndio dos estados de Tocantins e Rondônia foi muito semelhante.

A **Figura 4.1.2** mostra a normalização do número de focos de incêndio para os três estados avaliados (Mato Grosso, Tocantins e Rondônia) em relação a todos os estados da Amazônia Legal (AC, AM, AP, MA, MT, PA, RO, RR e TO).

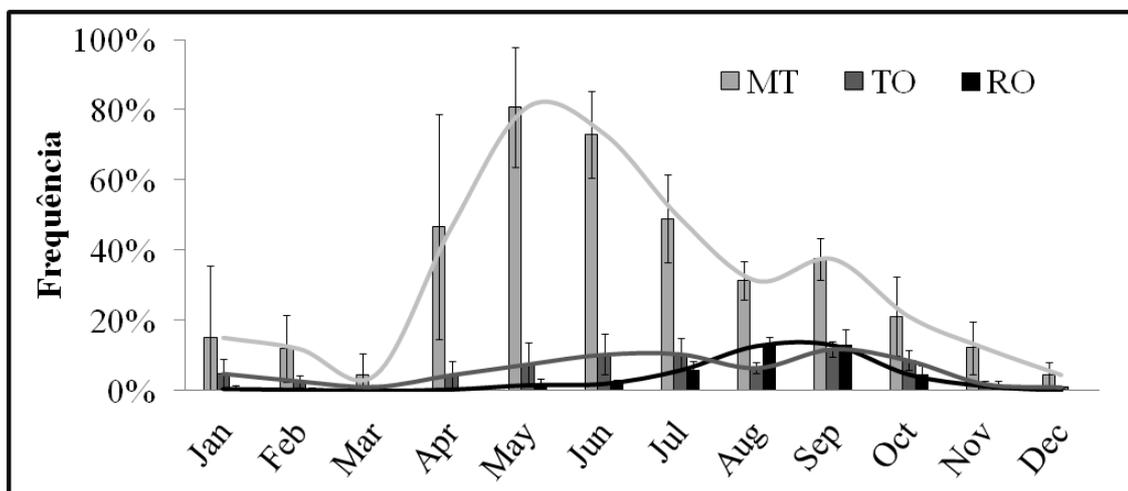


Figura 4.1.2. Distribuição de frequências dos incêndios em três estados do “Arco do Desflorestamento” (MT, TO e RO) em relação a todos os estados da Amazônia Legal Brasileira, entre outubro de 2003 e dezembro de 2008, com um desvio padrão.

Ainda entre os três estados analisados neste estudo, o Mato Grosso apresentou a maior frequência de incidência de focos de incêndio da Amazônia Legal durante todo o ano, no período avaliado. Durante os meses de queimada os três estados somaram uma frequência relativa bastante elevada (50,5% em agosto, 62,4% em setembro e 34,4% em outubro), o que indica que só estes três estados juntos, dentro do conjunto de estados da Amazônia Legal Brasileira, têm alto potencial de emissão de partículas devido à queima de biomassa. Por esta razão, diversas campanhas experimentais vêm sendo realizadas na região, a fim de caracterizar os aerossóis e seus possíveis impactos regionais no clima, ou nos ciclos biogeoquímicos, locais e globais. No entanto, há algumas perceptíveis variações no comportamento dos aerossóis ao longo da região, seja na magnitude da profundidade óptica do aerossol, seja na forma como ela se distribui ao longo do ano. Essas variações estão diretamente ligadas às queimadas, como se distribuem — temporal e espacialmente — sua intensidade, o número de focos de incêndio, o tipo de combustível, neste caso, o tipo de vegetação que se queima e, portanto, a importância em estudá-las.

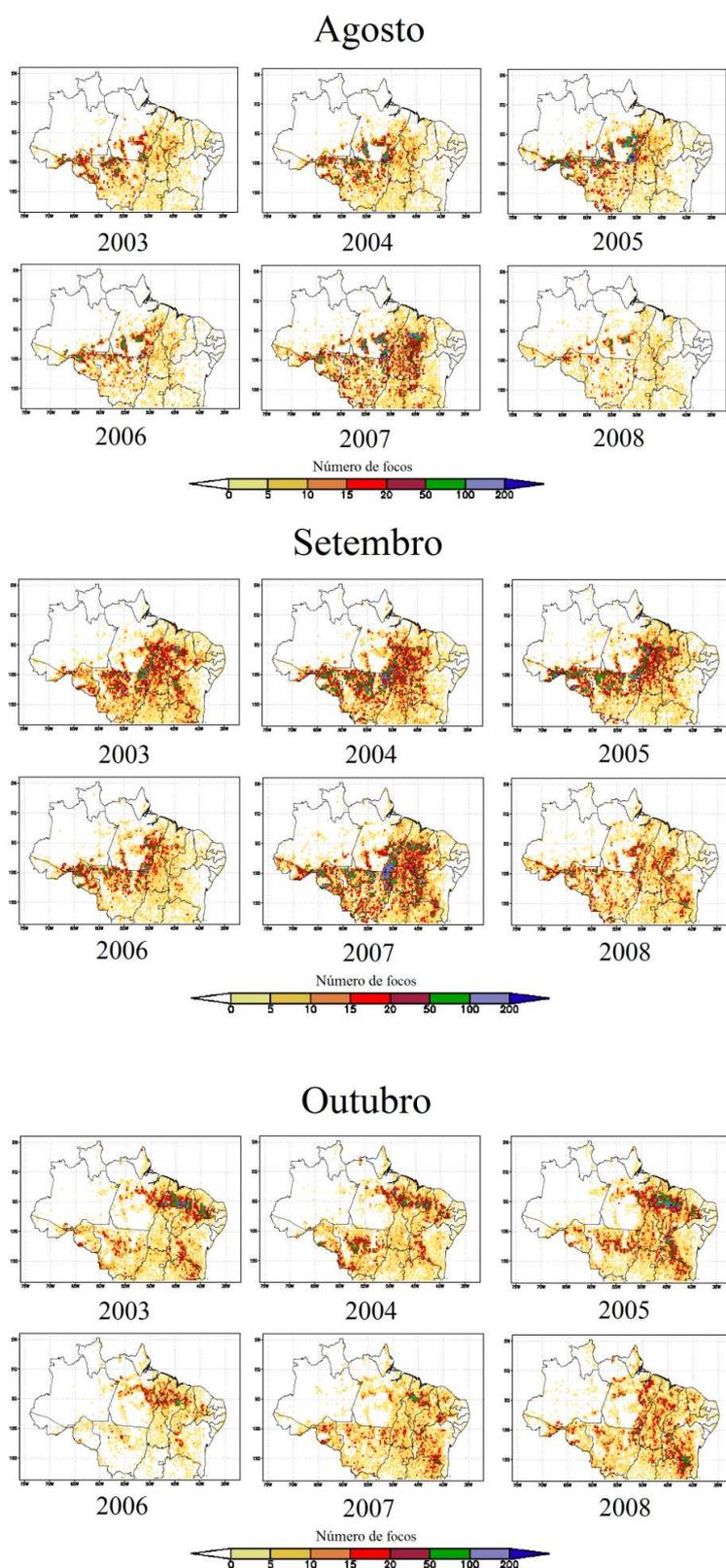


Figura 4.1.3. Distribuição espacial dos focos de incêndio para os meses de agosto, setembro e outubro, nos anos de 2003 a 2008, para a região compreendida entre as latitudes 20° S e 5° N e as longitudes 75° W e 35° W.

A **Figura 4.1.3** mostra a distribuição espacial dos focos de incêndio sobre os estados brasileiros, aproximadamente a partir da latitude 20° S até 5° N e da longitude 75° W até 35° W, para os meses associados à maior incidência de queimadas na região, os meses de agosto, setembro e outubro, entre os anos de 2003 e 2008.

A avaliação espacial é importante, pois existem alguns lugares preferenciais de queima que mantêm certo padrão, ao longo dos anos. Em agosto, algumas regiões passam a apresentar um conjunto elevado (maior que 50) de focos de incêndio que persistiram ao longo dos anos. Estas regiões são: o noroeste do estado de Rondônia, o norte do estado do Mato Grosso, duas faixas distintas no estado do Pará — uma a sudoeste, no sentido noroeste-sudeste, e outra na região sudeste, que se liga a uma região mais central do estado.

Em setembro, há um aumento no número de focos de incêndio no noroeste de Rondônia e a aparição de muitos focos também no sul do estado. No Mato Grosso, também houve aumento no número de focos no estado como um todo, preferencialmente na parte nordeste e central. No estado do Pará ocorreu uma diminuição no número de focos de incêndio nas faixas sudoeste e central, mas houve um aumento na parte sudeste, imediatamente na fronteira com o Tocantins, que também apresentou aumentos significativos no número de focos de incêndio por todo o estado.

Apesar do mês de outubro ter apresentado uma diminuição significativa no número de focos de incêndio por quase toda a região da Amazônia Legal Brasileira, uma faixa associada a números ainda altos de focos de incêndio, paralela a costa norte do Brasil, na direção noroeste-sudeste, foi identificada com persistência ao longo dos anos. O nordeste do Pará e a parte central do Maranhão foram as regiões do “Arco do Desflorestamento” mais queimadas neste mês.

Os aerossóis estão de alguma forma ligados a esta variabilidade espaço-temporal dos focos de incêndio da região o que, no entanto, não é suficiente para explicar a variabilidade da profundidade óptica, que é influenciada por diversos outros fatores, como o regime de ventos, por exemplo. Para analisar a influência deste sobre o campo de profundidade óptica do aerossol, um estudo do regime de ventos da região deve ser realizado. Vale ressaltar que a AOD é uma grandeza associada à coluna atmosfera e, portanto, o vento de superfície (em 10 metros, por exemplo) não seria suficiente para caracterizar o regime da coluna. O vento em 850 hPa, ou 700 hPa seria mais indicado.

4.1.2 Variabilidade da profundidade óptica dos aerossóis

A **Figura 4.1.4** apresenta a distribuição temporal ao longo de um ano (representado em dias do ano, de 1 a 365) e a média mensal do campo de profundidade óptica dos aerossóis no visível ($\lambda = 550$ nm) sobre o “Arco do Desflorestamento” obtida a partir de medições diárias do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA, entre os anos de 2003 e 2008, para a Rebio Jaru, de 2005 a 2008, para Sinop e de outubro de 2003 a 2008, para a Ilha do Bananal. Em termos da distribuição temporal dos valores da profundidade óptica dos aerossóis pode-se notar que, nos três *sites* representados, há um significativo aumento associado nos meses de agosto, setembro e outubro.

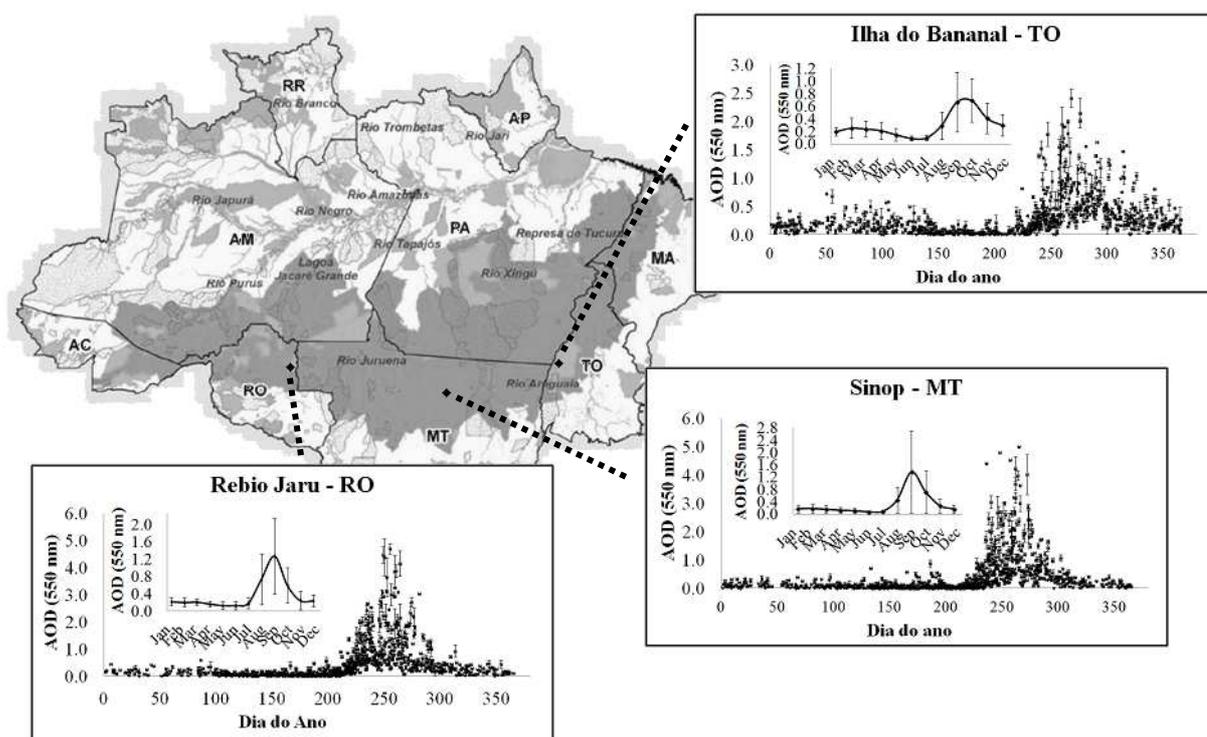


Figura 4.1.4. Distribuição temporal da profundidade óptica dos aerossóis na região espectral do visível ($\lambda = 550$ nm), em três *sites* localizados sobre o “Arco do Desflorestamento”, obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA, entre os anos de 2003 e 2008 e média mensal do período com um desvio padrão.

Como mostrado por Rosário (2011), a América do Sul está sob a influência de seis (6) diferentes sistemas regionais de aerossóis, de acordo com a localização e a ocorrência. O primeiro sistema a ser descrito é a pluma de aerossóis associada com a advecção de poeira proveniente do deserto do Saara, e que atua na parte norte/nordeste da América do Sul, com maior influência sobre a região costeira e oceânica (Yamasoe, 1999; Goudie e Middleton, 2006). O segundo sistema atuante, surge entre os meses de fevereiro e março, na porção nordeste do continente. A pluma de aerossóis está associada às queimadas da Venezuela, Colômbia (Armenterasa *et al.*, 2005), norte do Peru e Equador. Há também a presença de uma pluma de extensão meridional, na costa oeste do continente, entre a região central do Chile e norte do Peru e, desacoplada do segundo sistema. Este sistema é caracterizado como o terceiro. Este está basicamente ligado a aerossóis de sulfato (Langner e Rodhe, 1991, Huneus *et al.*, 2006, Carn *et al.*, 2007) provenientes de fontes biogênicas marinhas e atividades de extração de minério. O quarto sistema descrito está associado principalmente à ressuspensão de poeira do solo árido da região do cone sul, mais precisamente sobre a patagônia argentina e, possui ciclo parecido com o terceiro sistema, que está presente o ano todo, porém menos intenso nos mês de maio a julho. Dos sistemas descritos, apenas dois atuam diretamente na região do “Arco do Desmatamento”. O quinto sistema associa as plumas de aerossóis às queimadas que se dão de agosto a outubro na região central da América do Sul e, o sexto, às queimadas que ocorrem de outubro a dezembro, na parte nordeste da bacia Amazônica. O quinto sistema, no entanto, é o mais importante para o cenário regional em decorrência de sua vastidão e ampla carga de partículas. O sexto deles, além de ser proveniente de uma área menor de devastação, a região apresenta maior ventilação, dado a proximidade com a costa, o que favorece a dispersão de partículas da atmosfera.

Na Ilha do Bananal, TO, por exemplo, o valor médio máximo foi de $AOD_{550nm} = 0,7 \pm 0,4$ e aconteceu no mês de outubro. A média de todo o período de queimada (agosto, setembro e outubro) foi de $AOD_{550nm} = 0,5 \pm 0,2$. Houve também a presença de um máximo secundário – com valor em torno da metade referente à média do primeiro máximo – no início do ano (de janeiro a abril), com o valor máximo de $AOD_{550nm} = 0,2 \pm 0,1$, que ocorreu em fevereiro. Entre os meses de maio e julho, a atmosfera apresentou-se limpa com $AOD_{550nm} < 0,1$. Em Sinop, MT, o valor máximo de AOD_{550nm} também apareceu durante o período de queimadas, com valor médio em $AOD_{550nm} = 0,8 \pm 0,5$, mas com valor máximo em setembro, um mês antes do máximo da Ilha do Bananal, $AOD_{550nm} = 1,3 \pm 1,2$. Este valor médio foi alto, o dobro do que apresenta a Ilha do Bananal no mesmo período. No entanto, ao longo do

primeiro semestre do ano (de janeiro a julho) os valores de profundidade óptica do aerossol apresentaram-se baixos, com valores de $AOD_{550nm} < 0,2$. Na Rebio Jaru, RO, esse padrão se repetiu, o valor máximo de profundidade óptica apareceu nos meses associados às queimadas. O valor médio do período foi de $AOD_{550nm} = 0,8 \pm 0,3$, semelhante ao apresentado em Sinop, e o valor máximo foi de $AOD_{550nm} = 1,2 \pm 0,2$ alcançado no mês de setembro.

A variabilidade dos valores da profundidade óptica do aerossol entre os três *sites* está ligada a uma série de fatores. Primeiramente, essa está associada ao uso da terra no local e em seus entornos. Secundariamente, ao regime de ventos da região, que influenciam na dispersão e no transporte dos aerossóis. No *site* da Ilha do Bananal os valores máximos de AOD_{550nm} foram inferiores se comparados aos *sites* de Sinop e da Rebio Jaru, nos meses de queimada. Esse *site* está sob a influência dos dois sistemas regionais de aerossóis, que atuam na região do “Arco do Desflorestamento”, no entanto, se encontra na região periférica de ambos e, por isso, é menos afetado pela pluma de fumaça.

Além disso, é importante ressaltar que o sítio experimental da Ilha do Bananal localiza-se nos limites do parque estadual do Cantão, uma área de proteção ambiental desde 1997 e, portanto, a queima de biomassa não ocorre exatamente no local.

Apesar de a torre de Rondônia ter sido instalada na Reserva Biológica do Jaru e não apresentar episódios de queima imediatamente em seu entorno, na margem oposta do rio Madeira, há menos de 2 quilômetros de distância, a floresta apresenta grandes clareiras, resultado da extração de madeira, que é queimada antes de ser retirada. Portanto, a fonte de fumaça pode estar bem próxima da torre, o que confirma máximos pontuais muito elevados de profundidade óptica do aerossol, que podem chegar até $AOD_{550nm} = 4,7 \pm 0,2$ em casos extremos (este ocorrido em 11 de setembro de 2004, às 10:35 HL).

O *site* de Sinop localiza-se a nordeste do centro da cidade, aproximadamente a 50 quilômetros, em uma região cercada de plantações soja. Apesar de a torre estar em meio à flora nativa, todos os anos a queima de biomassa ocorre fortemente em seu entorno. Normalmente, a queima está associada à extração de madeira, depois disso, a região pode vir a ser ocupada por plantações de grãos (soja, milho, etc), ou para a criação de gado.

Há também diferenças relativas na profundidade óptica dos aerossóis, em 550 nm, entre os três *sites*, ao se tratar do período analisado do dia (**Figura 4.1.5**). Para tal, fez-se uso

das medidas obtidas pelo satélite TERRA, com passagens no período da manhã, em diferenciação ao satélite AQUA, com passagens no período da tarde.

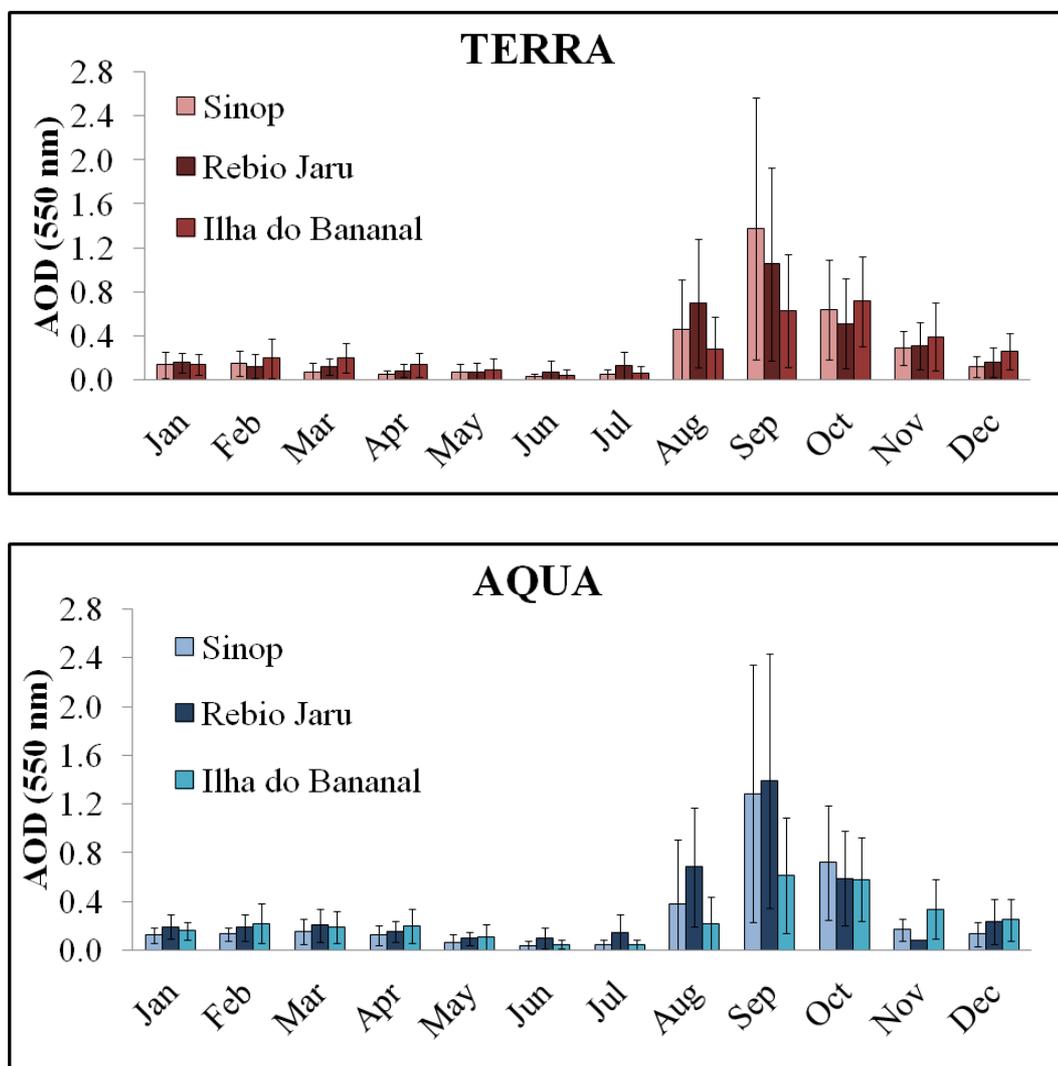


Figura 4.1.5. Distribuição média mensal da profundidade óptica dos aerossóis na região espectral do visível ($\lambda = 550$ nm), nos três *sites* localizados sobre o “Arco do Desflorestamento”, obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA (**acima**) e AQUA (**abaixo**), com um desvio padrão.

O conjunto amostral de profundidade óptica do aerossol, em 550 nm, proveniente do sensor MODIS, abordo do satélite TERRA, é maior em comparação àquelas obtidos através do AQUA. Isso se deve ao fato de que na parte da tarde a atividade convectiva é maior e,

portanto, a presença das nuvens causa maior contaminação no sensor, não permitindo estimar a AOD. Para a base de dados de AOD_{550nm} da Rebio Jaru foram 523 pontos associados às passagens do AQUA, contra 620 do TERRA, entre 2003 e 2008. Para Sinop, foram 437 do AQUA, contra 445 do TERRA, entre 2005 e 2008. E para a Ilha do Bananal, foram 416 pontos de dados do AQUA, contra 445 do TERRA, entre outubro de 2003 e dezembro de 2008.

Ao avaliar tanto os dados do TERRA, quanto do AQUA, os máximos de AOD_{550nm} associados aos sites de Sinop e da Rebio Jaru apresentaram-se nos meses de setembro. No entanto, os valores médios mensais de AOD_{550nm} em Sinop foram maiores do que na Rebio Jaru, pela parte da manhã (AOD_{550nm} = 1,4 ± 1,2, em Sinop e, AOD_{550nm} = 1,1 ± 0,9, na Rebio Jaru), e pouco menores na parte da tarde (AOD_{550nm} = 1,3 ± 1,1, em Sinop e, AOD_{550nm} = 1,4 ± 1,1, na Rebio Jaru), o que pode indicar que em setembro, no sítio experimental da Rebio Jaru, as queimadas foram mais intensas no período da tarde, e no em Sinop, distribuíram-se ao longo do dia. É importante ressaltar que pode ter havido transporte de aerossóis de outras localidades, assim como mudanças no padrão dos ventos, entre os períodos da manhã e tarde.

Outro ponto comum entre os dois sítios experimentais é que no mês novembro, os valores de AOD_{550nm} coletados através do satélite TERRA foram maiores do que os coletados pelo AQUA (na Rebio Jaru, AOD_{550nm} = 0,3 ± 0,1, pela manhã e, AOD_{550nm} = 0,1 ± 0,1, à tarde, e em Sinop, AOD_{550nm} = 0,3 ± 0,2, pela manhã e, AOD_{550nm} = 0,2 ± 0,1, à tarde), o que pode indicar que as queimadas de novembro foram bem menos intensas que nos meses anteriores, e podem ter ocorrido, preferencialmente, no período da manhã.

Vale lembrar que os aerossóis da moda fina, no entanto, podem permanecer por vários dias na atmosfera e, as queimadas não precisam acontecer no momento exato de medição de um valor alto de AOD. Caso houvesse transporte de regiões mais poluídas, ou de massas de ar de regiões mais limpas, seria suficiente para não haver uma correlação entre queimadas e AOD. Além disso, a presença das chuvas pode limpar a atmosfera e tornar ainda mais difícil a correlação. Porém, a análise feita aqui serve como um aparato, para uma descrição geral do comportamento da AOD em relação às queimadas.

A descrição detalhada dessa correlação necessitaria de uma averiguação do comportamento pontual e regional das chuvas e dos ventos, o que não é o foco de estudo do presente trabalho.

Contudo, os dois sítios experimentais mostraram um aumento significativo nos valores de AOD_{550nm} que começou em agosto, teve seu máximo em setembro e iniciou sua queda em outubro. Entretanto, o máximo de Sinop foi muito mais marcado no mês de setembro, em contrapartida, na Rebio Jaru, houve um alargamento da curva, o que pode vir a indicar uma melhor distribuição das queimadas no período.

Ao se tratar da Ilha do Bananal, o comportamento da AOD_{550nm} foi relativamente diferente. A **Figura 4.1.6** mostra, em detalhamento, o comportamento da AOD_{550nm} sobre a Ilha do Bananal. Exceto pelos meses de outubro e abril, não houve diferenças significativas nos valores de AOD_{550nm} , se comparados os dados obtidos através do TERRA e do AQUA. Além disso, as curvas mostram, além da presença do máximo principal no período das queimadas, um máximo secundário associado aos primeiros meses do ano, como já brevemente discutido anteriormente. No entanto, ao se observar atentamente, nota-se que os máximos são mais “alargados”, se comparados com os outros *sites* e, apesar do valor máximo apresentar-se em outubro e bem menor, os meses de outubro e setembro apresentaram diferenças relativas pequenas.

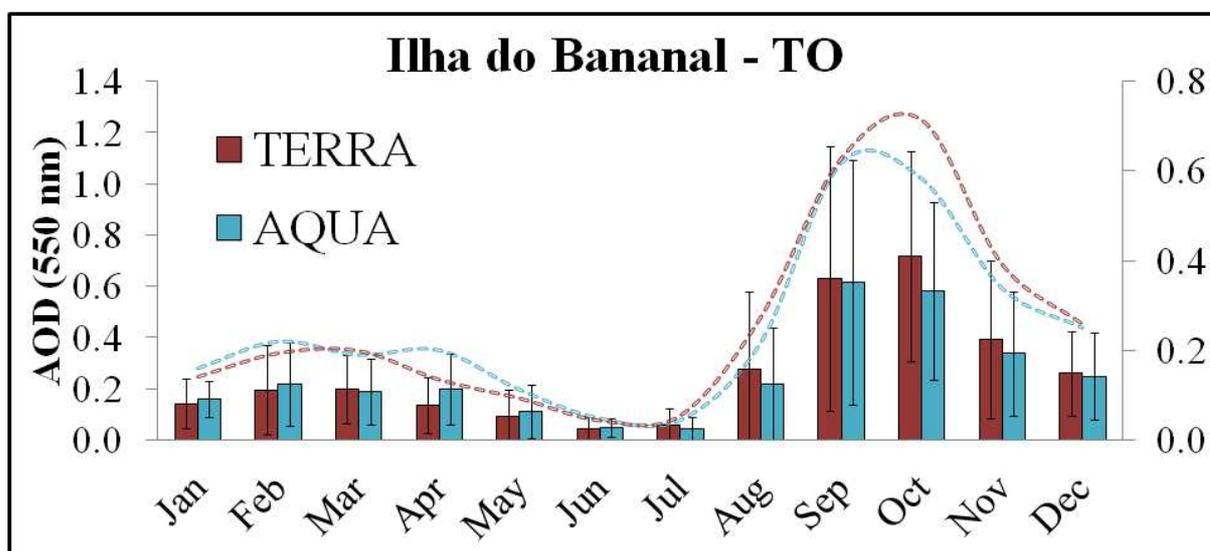


Figura 4.1.6. Distribuição média mensal da profundidade óptica dos aerossóis na região espectral do visível ($\lambda = 550 \text{ nm}$), no *site* da Ilha do Bananal – TO, obtida a partir das medições do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA (vermelho) e AQUA (azul), de outubro de 2003 a dezembro de 2008. As barras verticais, com um desvio padrão, estão associadas ao eixo da esquerda; as linhas suavizadas estão associadas ao eixo da direita.

A profundidade óptica dos aerossóis, no entanto, não trata da composição química, tamanho ou estrutura das partículas. A análise das propriedades intrínsecas dos aerossóis será feita a seguir.

4.1.3 Variabilidade das propriedades intrínsecas dos aerossóis

Através dos dados diários do modelo GOCART, obtidos através da plataforma Giovanni da NASA, foi possível fazer uma análise sobre a composição dos aerossóis nos três sítios experimentais do estudo. O modelo GOCART é descrito com detalhamento na seção 3.5 do capítulo 3.0. O período avaliado foi de 01 de outubro de 2003 até 31 de dezembro de 2007, para os três locais. Os aerossóis foram divididos em quatro subgrupos: os aerossóis de poeira (*DUST*), os aerossóis de proveniência marinha (*SEA SALT*), os aerossóis de enxofre (*SULFATE*) e os aerossóis carbonáceos, isto é, a soma entre o particulado orgânico e o carbono elementar (OC + BC, do inglês *Organic Compounds + Black Carbon*). A **Figura 4.1.7** mostra a distribuição mensal dos aerossóis de duas formas distintas. Na primeira forma, faz-se a utilização dos valores absolutos de AOD, em 550 nm, e na segunda forma, faz-se uso da frequência relativa da AOD, isto é, a porcentagem da AOD de um dado tipo de aerossol em relação à AOD total.

Durante o início do ano, dos meses de janeiro a abril, ocorreu um significativo aumento na presença de poeira sobre as três localidades analisadas, tanto ao se avaliar a AOD_{550nm} absoluta, quanto a relativa. Trabalhos científicos indicam este aumento como resultado do transporte de poeira do deserto do Saara para a América do Sul, devido ao deslocamento da ZCIT para sul, durante o inverno setentrional (Swap *et al.*, 1996, Longo, 1999; Romero *et al.*, 1999; Yamasoe, 1999; Formenti *et al.*, 2001; Koren *et al.*, 2006; Rosário *et al.*, 2011). Nos meses de fevereiro e março, o aerossol de poeira pode representar até 14% da AOD_{550nm} da região, porém em valores absolutos, a AOD_{550nm} de poeira nestes meses não ultrapassou 0,02.

Também durante os primeiros meses do ano, houve uma incidência maior de aerossóis marinhos, que pode representar até 5% dos aerossóis presentes na Ilha do Bananal, em fevereiro. A Ilha do Bananal apresentou sistematicamente maiores valores absolutos e

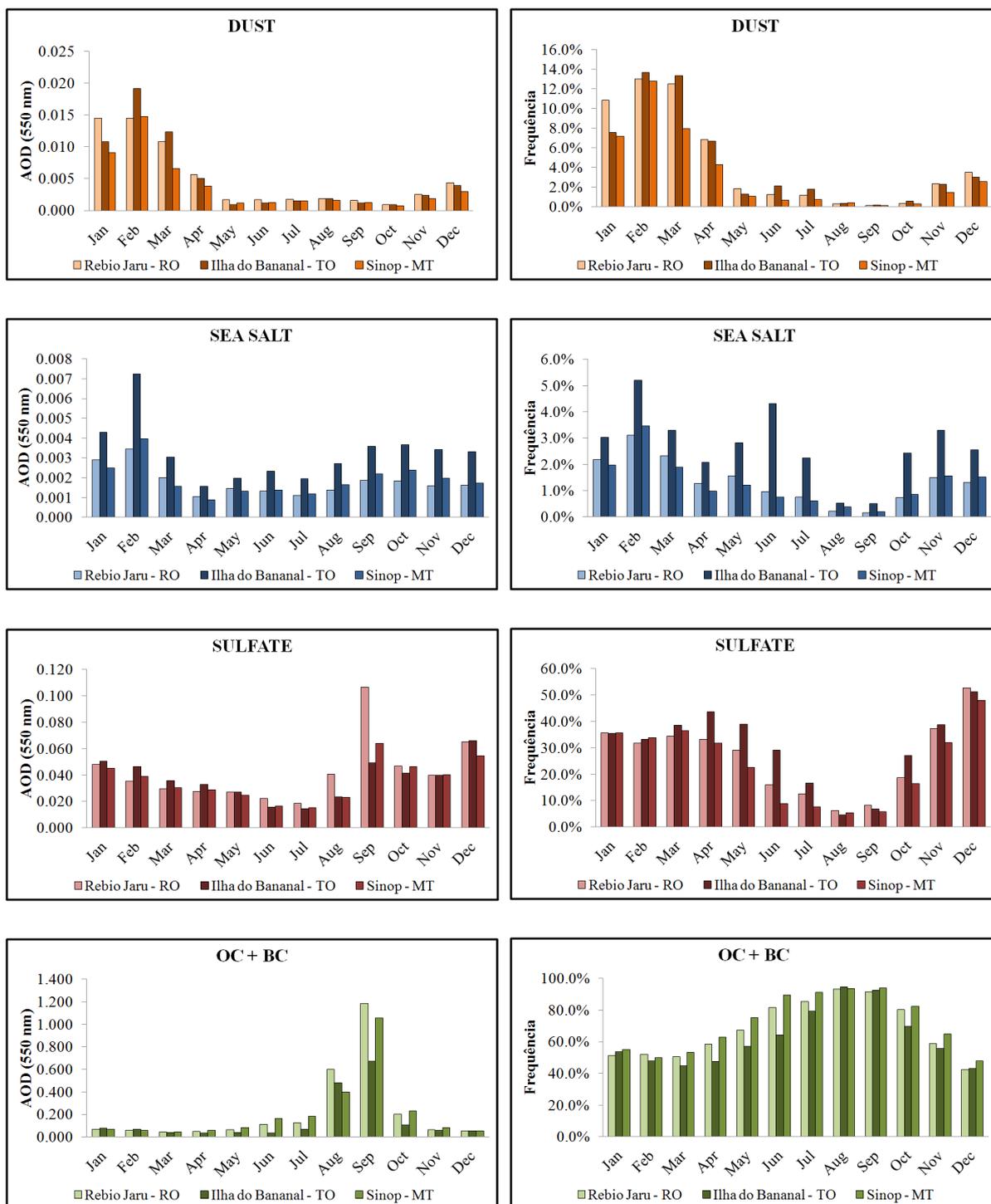


Figura 4.1.7. Distribuição média mensal (*esquerda*) e frequência relativa (*direita*) da profundidade óptica de 4 diferentes tipos de aerossóis (*DUST*, *SEA SALT*, *SULFATE* e *OC + BC*), na região espectral do visível ($\lambda = 550 \text{ nm}$), para três *sites* sobre o “Arco do Desflorestamento” (Rebio Jaru – RO, lha do Bananal – TO e Sinop – MT), obtida a partir do modelo GOCART, entre 01 de outubro de 2003 e 31 dezembro de 2007.

relativos deste tipo de aerossol na AOD_{550nm} em comparação aos demais sítios experimentais. A maior proximidade com a costa e a canalização de ventos de nordeste vindos do mar pode explicar este comportamento. Para as três localidades, a AOD_{550nm} relativa ao *spray* marinho foi menor nos meses associados ao inverno austral, o que indica uma forte relação com a mudança na direção dos ventos. No entanto, ao se analisar a frequência relativa da AOD_{550nm} referente à contribuição do *spray* marinho, que chega até a Ilha do Bananal, verifica-se um comportamento tri-modal, isto é, a curva apresenta três distintos máximos, fevereiro (5,2%), junho (4,3%) e novembro (3,3%). É importante lembrar que os valores absolutos de AOD_{550nm} relativos ao *spray* marinho foram muito baixos, menores que 0,01. Os aerossóis de enxofre puderam explicar até 50% da AOD_{550nm} no mês de dezembro. Na seção onde é descrito o modelo GOCART, faz-se uma revisão das fontes deste tipo de aerossóis. Apesar de este aerossol ser originário, majoritariamente, por atividades antrópicas, uma parcela menor deve-se à emissão pelos oceanos. Então, a contribuição deste tipo de aerossol nos primeiros meses do ano refere-se à presença de SO_2 derivado da oxidação do dimetilsulfeto, proveniente dos oceanos. Os valores absolutos de AOD_{550nm} de enxofre na Ilha do Bananal foram sistematicamente maiores que os valores dos outros dois *sites* pelo mesmo motivo citado acima referente ao *spray* marinho, já que nenhum dos três *sites* apresentam grandes centros urbanos – que são grandes emissores deste tipo de aerossol – em seu entorno. O aumento significativo dos valores absolutos de AOD_{550nm} referente aos aerossóis de enxofre nos meses de agosto, setembro e outubro está ligado à queima de biomassa na região. Houve um máximo absoluto no mês de setembro para a Rebio Jaru (AOD_{550nm} de enxofre = 0,1), mas, relativamente, não passou dos 10%. Para a Ilha do Bananal, no entanto, no mês de abril, este tipo de aerossol chegou a representar mais de 40% do valor total da AOD_{550nm} .

Os tipos de aerossóis mais presentes na região foram os carbonáceos. Representam, ao longo de todo o ano, mais de 40% da AOD_{550nm} e, nos meses de agosto e setembro, ultrapassaram os 90% nos três *sites*. A maior parte deste total deve-se ao material orgânico particulado, emitido pelas queimadas, assim como o carbono elementar. Note-se que, nos meses associados à queima de biomassa, houve um significativo aumento deste tipo de aerossol, podendo chegar a representar aproximadamente 20% do aerossol da região.

Portanto, nas análises posteriores, foram considerados apenas os meses de agosto, setembro e outubro, para que apenas o efeito do aerossol de queimada fosse avaliado, já que nestes meses a proporção dos tipos de aerossol é muito semelhante nos três *sites*.

4.2

Avaliação do Fluxo de Gás Carbônico em Relação aos Aerossóis

Através da técnica das Redes Neurais Artificiais (ANNs, do inglês, Artificial Neural Networks) foi feito um estudo sobre o comportamento do fluxo de gás carbônico em relação a uma série de variáveis meteorológicas ou não, com alta probabilidade de influência nesse tipo de fluxo, como já discutido. Os aerossóis, por sua vez, mostraram-se responsáveis por alterar a quantidade de radiação solar disponível em superfície e a partição entre a radiação direta e difusa. Isto, por sua vez, ocasionou variações na temperatura, na disponibilidade de vapor d'água na atmosfera, dentre outras modificações capazes de ocasionar mudanças no modo como um dado tipo de vegetação realiza a troca de carbono com o seu meio. Esta seção tem como objetivo estudar, a partir das redes neurais encontradas, as respostas do fluxo de gás carbônico a algumas dessas alterações.

4.2.1 Avaliação das Redes Neurais Artificiais para o Fluxo de Gás Carbônico

Com base nos dados coletados a partir dos três experimentos realizados em diferentes *sites* sobre o “Arco do Desflorestamento” foi possível obter diferentes redes neurais artificiais numa tentativa de inferir a influência de diferentes tipos de variáveis sobre o fluxo de gás carbônico da região.

O conjunto de dados de cada um dos *sites* estudados foi devidamente “integrado”, isto é, os dados de fluxo foram combinados com os dados meteorológicos, que por sua vez, foram postos juntos aos dados obtidos via satélite. É importante ressaltar que os dados de fluxo possuem intervalo amostral de 30 minutos, enquanto os dados de satélite são pontuais, ou seja, ocorre uma passagem em um intervalo curtíssimo de tempo, que registra um valor referente a um único minuto; e os dados meteorológicos apresentam intervalos de tempo variados, portanto, fez-se necessária uma integração da base de dados para que todos os dados retratassem o mesmo momento de medição.

A partir da “integração” de toda a base de dados foi possível fazer uma análise mais robusta do conjunto, a fim de serem utilizados como *inputs* para as redes neurais artificiais. Alguns cuidados foram tomados com os *inputs* para se evitar análises errôneas das saídas, por exemplo, os pontos associados a valores de u^* menores que $0,2 \text{ ms}^{-1}$ foram excluídos do processo de treinamento, teste e validação, para se evitar eventos de calmaria, que poderiam comprometer os dados de fluxo de CO_2 obtidos através da técnica da covariância dos vórtices turbulentos. Além disso, foram excluídos dos conjuntos de *inputs* todos os dados acima ou abaixo de três desvios padrão, por serem considerados *outliers*. A partir deste tratamento foi possível iniciar os estudos com as redes neurais artificiais.

As variáveis utilizadas para treinar as redes neurais artificiais foram: a radiação fotossinteticamente ativa incidente em superfície (PAR_i), em Wm^{-2} , a partição da radiação fotossinteticamente ativa na forma difusa (PAR_{dif}), em %, derivada do método de Reindl (1990) (apresentado no Apêndice A), o ângulo zenital solar (SZA), em graus, a temperatura média do ar no dossel (T), em graus Celsius, o déficit da pressão de vapor (VPD), em kPa, a velocidade de fricção (u^*), em ms^{-1} e a profundidade óptica do aerossol em 550 nm

(AOD_{550nm}). Portanto, sete variáveis foram usadas como *inputs* das redes neurais artificiais e uma como *output*, o fluxo de gás carbônico (FCO₂), em $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$.

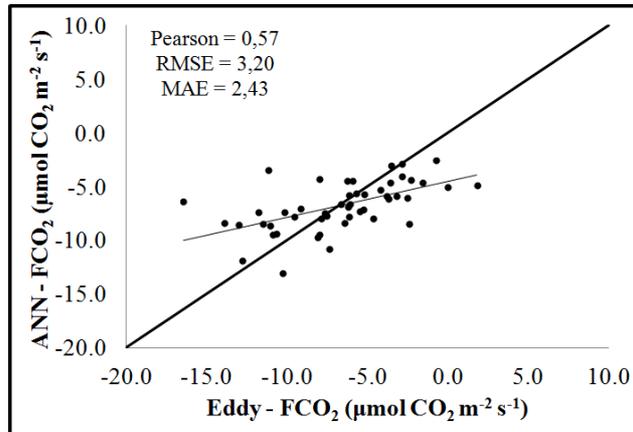
Foram geradas 200 redes neurais para cada um dos três *sites* e, apenas a com menor erro foi avaliada. Do conjunto total de dados, aleatoriamente, 70% foram utilizados no processo de treinamento das redes neurais artificiais, 15% no processo de validação e 15% para teste.

As melhores ANNs de FCO₂ encontradas para cada um dos *sites* apresentaram algumas semelhanças na forma em que foram construídas. Todas as três foram geradas a partir do modelo de treinamento RBF (*Radial Basis Function*), utilizaram uma função gaussiana para a ativação das *hidden units* e a função identidade para a ativação do *output*. Contudo, as redes diferiram entre si quanto ao número de *hidden units*. A rede gerada para a Ilha do Bananal apresentou 30 *hidden units*, a gerada para Sinop utilizou 21 e para a Rebio Jaru, 19. Basicamente, quanto maior for o número de *hidden units* em um modelo de rede neural, mais robusto será o modelo, isto é, a rede neural possui uma maior capacidade de modelar relações mais complexas.

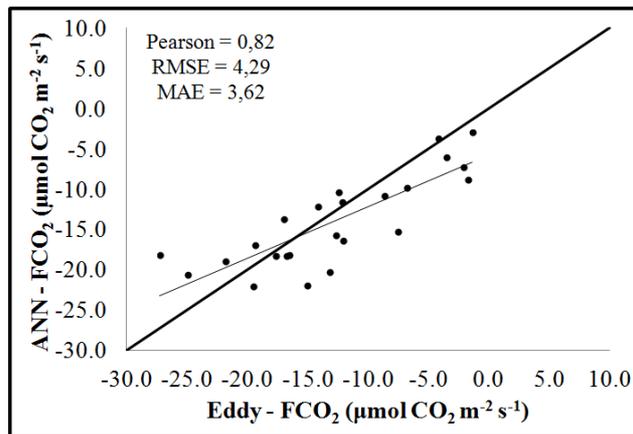
Ao final, porém, o número de *hidden units* fornece um indicativo de que a base de dados dos três *sites* analisados apresentaram complexidades distintas na relação entre as variáveis apresentadas no momento da construção das redes, no entanto, as funções que melhor conseguiram descrever estas relações foram as mesmas, e o que as difere entre si, é a grandeza dos erros.

A **Figura 4.2.1** mostra o conjunto de dados de FCO₂ utilizados para validação, medidos pelo método de *eddy covariance*, no eixo horizontal (Eddy), e obtidos pelas ANNs, no eixo vertical, com o respectivo coeficiente de Pearson, a RMSE e a MAE, para os três *sites* estudados. E a **Tabela 4.2.1** mostra a quantidade de dados utilizados como *inputs* das redes neurais artificiais criadas, o tipo de dado gerado por ela, ou seja, a média, o desvio padrão, os valores máximo e mínimo e os erros associados aos valores utilizados para a validação, retirados da **Figura 4.2.1**.

a. Ilha do Bananal - TO



b. Rebio Jaru - RO



c. Sinop - MT

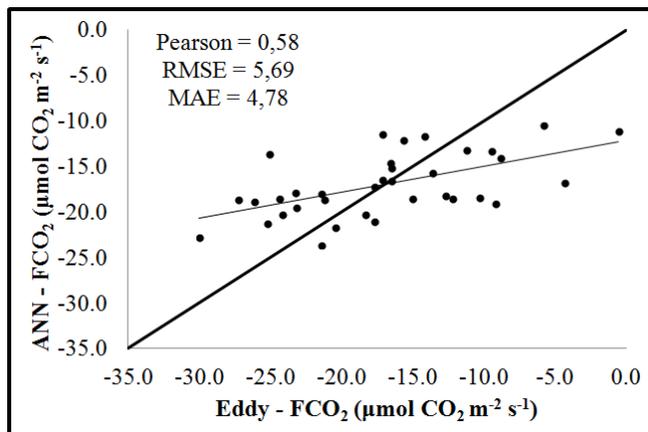


Figura 4.2.1. FCO₂ (μmol CO₂ m⁻²s⁻¹) obtidos pelo método *eddy covariance* (Eddy) vs. obtidos pelas ANNs, com respectivo coeficiente de Pearson, RMSE e MAE. A reta 1:1 (espessa) e a reta ajustada (delgada) também são mostradas.

Tabela 4.2.1. Dados gerados a partir das Redes Neurais Artificiais para os três *sites* e respectivos erros associados aos dados de validação.

	Ilha do Bananal - TO	Rebio Jaru - RO	Sinop - MT
N° de Inputs	330	162	237
	<i>Tipo de Dado</i>		
Média	-7,1	-12,4	-17,3
Desvio Padrão	2,4	5,0	3,7
Máximo	-1,2	0,7	-9,7
Mínimo	-14,3	-22,5	-28,3
	<i>Erros</i>		
Pearson	0,57	0,82	0,58
RMSE	3,2	4,3	5,7
MAE	2,4	3,6	4,8

O *site* da Rebio Jaru apresentou o maior coeficiente de Pearson (0,82) dos três *sites* avaliados, que representa uma alta correlação entre os dados observados e os gerados pelo modelo. Este *site* foi o único que apresentou cobertura diária contínua de dados de AOD_{550nm}, isto é, várias medições ao longo do dia. A partir disso, foi possível construir uma série de dados que continha um registro da variação diurna das variáveis. Nos demais *sites*, um único dia possuía no máximo dois pontos de dados de AOD, associados às passagens dos satélites TERRA e AQUA. Isto significa que a cobertura diurna contínua dos dados forneceu um melhor mapeamento, pela ANN, do comportamento das variáveis e sua influência no FCO₂, que resultou em uma “previsibilidade” mais robusta. A **Figura 4.2.2** mostra a variação diurna do FCO₂ obtido pela técnica “*eddy covariance*”, em comparação aos valores simulados pela ANN gerada. É possível notar que em todos os dias mostrados na figura, os resultados da ANN seguem a tendência dos dados observados. Durante o período avaliado (agosto, setembro e outubro de 2007), a média do FCO₂ observado foi de -12,2 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$, enquanto a média do FCO₂ gerada pela ANN para o mesmo período foi de -12,4 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$, uma diferença relativa de 1,9%. O *site* da Ilha do Bananal apresentou os menores valores de RMSE (3,20) e de MAE (2,43), mesmo sem apresentar uma cobertura diária completa, isto é, com no máximo dois pontos por dia. Uma possível explicação para isto é o fato de que este *site* possui uma vasta série temporal de dados, de outubro de 2003 a dezembro de 2008, com 320 pontos de *input*, e a partir daí, foi possível estabelecer um mapeamento mais robusto da descrição da série intrassazonal.

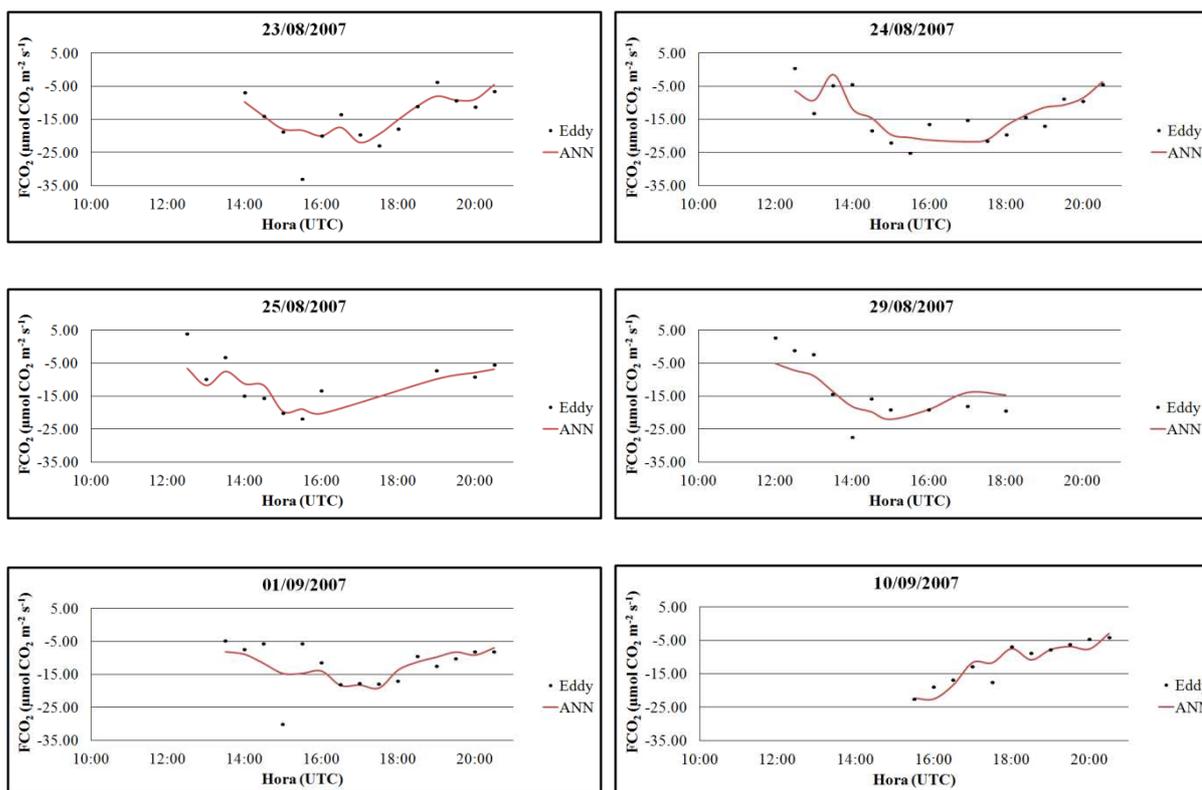


Figura 4.2.2. FCO₂ (µmol CO₂ m⁻²s⁻¹) obtidos pelo método *eddy covariance* (Eddy) – pontos pretos – e obtidos pela ANN – linha vermelha – em relação às horas (UTC) do dia, de seis dias de 2007, na Rebio Jaru – RO.

Durante todo o período analisado, a média do FCO₂ observado foi de -7,0 µmol CO₂ m⁻²s⁻¹, enquanto a média do FCO₂ gerada pela ANN foi de -7,1 µmol CO₂ m⁻²s⁻¹, uma diferença relativa pequena, 1,3%.

O *site* de Sinop foi o que apresentou as piores avaliações de erro, tanto no coeficiente de Pearson (0,58), quanto nos valores de RMSE (5,69) e MAE (4,78). Com uma base de dados de tamanho intermediário, se comparado aos demais *sites* (237 pontos), o *site* de Sinop não apresentava dados observados de PAR em superfície, estes foram gerados com o modelo de transferência radiativa (*libRadtran*). Os erros associados às saídas do modelo de transferência radiativa foram, de certa forma, incluídos no processo de treinamento das redes neurais. Mesmo assim, a diferença relativa entre a média do FCO₂ observada e calculada pela ANN foi de 1,2%.

4.2.2 Análise de Sensibilidade das Redes Neurais Artificiais para o Fluxo de Gás Carbônico

A fim de avaliar o impacto de cada uma das variáveis utilizadas como *input* na criação das redes neurais, uma análise de sensibilidade global foi realizada a partir dos resultados gerados pelas redes neurais encontradas para os três *sites*. A análise de sensibilidade procura determinar o efeito de uma variação de um determinado item no seu valor total. Pode ser um instrumento útil em diferentes áreas do conhecimento para determinar a importância de uma variável sobre o resultado final de outra.

A **Figura 4.2.3** mostra, em valores relativos (%), a sensibilidade do FCO₂ em relação a cada uma das variáveis utilizadas como parâmetros de entrada para a geração das redes neurais artificiais, nos três *sites* estudados.

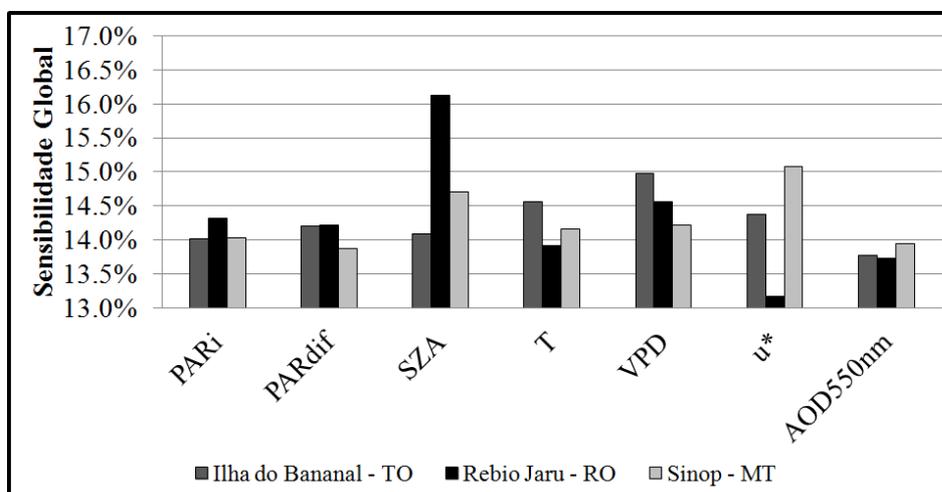


Figura 4.2.3. Sensibilidade Global das ANNs geradas para os três sítios estudados, em valores relativos. As sete variáveis utilizadas como parâmetros de entrada são indicadas na abscissa.

A saída gerada pela ANN encontrada para o *site* da Rebio Jaru apresentou forte dependência com o ângulo zenital solar. Isto pode ser explicado a partir da própria forma como a base de dados deste *site* é apresentada. O experimento realizado na Rebio Jaru é o

único que apresentou medição diária contínua de AOD_{550nm} , isto é, ao longo do dia todo e, portanto, tem uma amplitude maior nos valores do ângulo zenital solar, do nascer ao pôr do sol. Os demais *sites* possuem uma limitação de horário e, por sua vez, de ângulo zenital solar, limitação esta associada às passagens do satélite TERRA e AQUA. A hora do dia carrega uma série de informações que influenciam o FCO_2 . Todas as demais variáveis, exceto pela AOD_{550nm} , têm uma ligação direta com o período do dia e, por esse motivo, o ângulo zenital solar explicou globalmente cerca de 16,0% da variância do FCO_2 na Rebio Jaru.

A temperatura e o déficit da pressão de vapor mostraram-se importantes na explicação da variância do FCO_2 para os três *sites*. Na Ilha do Bananal, por exemplo, o VPD foi a variável que mais explicou a variância do fluxo, o que indica fortemente que para este *site* a disponibilidade de vapor d'água na atmosfera influencia muito na troca de gás de carbônico entre a vegetação e a atmosfera.

4.2.3 Teste 1: Fluxo de Gás Carbônico a partir das ANNs, com T, VPD e u^* Constantes

A partir das ANNs encontradas e avaliadas na seção 4.2.1 foram realizados alguns testes a fim de determinar o comportamento de FCO_2 em diferentes cenários para os três *sites* avaliados. No primeiro teste, foram fixados os valores de T, VPD e u^* , para avaliar apenas o efeito dos aerossóis e, por sua vez, a disponibilidade de radiação fotossinteticamente ativa em superfície e a partição da mesma nas formas direta e difusa, e do ângulo zenital solar sobre o fluxo de gás carbônico. Este teste é absolutamente hipotético, pois se sabe que as variáveis fixadas também sofrem influências indiretas da AOD_{550nm} . No teste, variou-se a AOD_{550nm} de 0,0 a 2,0 e, a partir de um modelo de transferência radiativa (*libRadtran*) para estimar valores de PAR_i e PAR_{dif} , para três diferentes ângulos zenitais solar (15°, 30° e 45°). Os resultados referentes à Ilha do Bananal podem ser vistos na **Figura 4.2.4**. Os demais *sites* mostraram comportamento bastante semelhante.

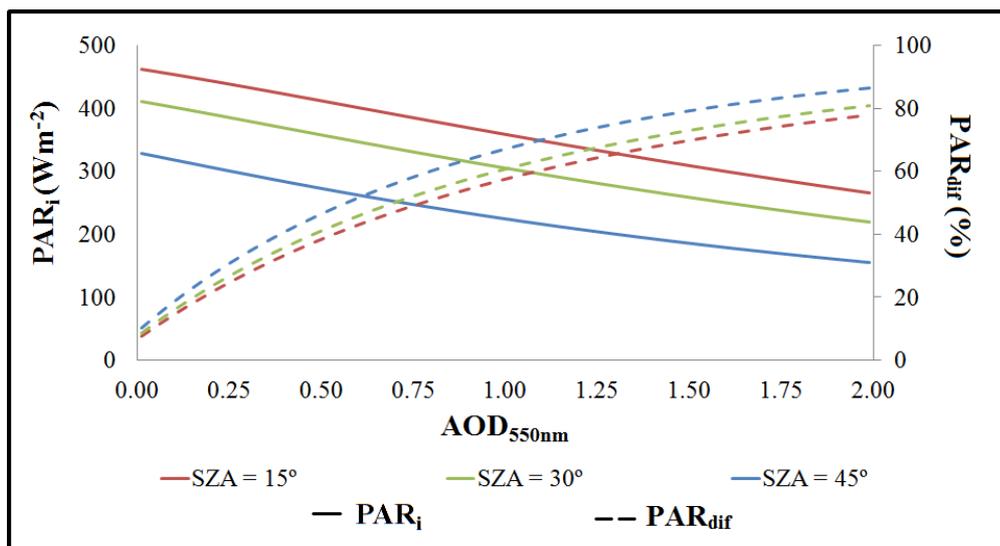


Figura 4.2.4. Valores de PAR_i (Wm⁻²) (linhas cheias) e PAR_{dif} (%) (linhas tracejadas) em relação a AOD_{550nm}, para três diferentes SZAs (15°, 30° e 45°) obtidos através do modelo de transferência radiativa *libRadtran*, para a Ilha do Bananal, para um dia da estação seca (ago – out).

Os valores de T , VPD e u^* foram fixados a partir de um estudo realizado, com os dados referentes à Ilha do Bananal, sobre o “ponto ótimo” do FCO₂ em relação a cada uma das variáveis, isto é, para quais valores de T , VPD e u^* , o FCO₂ apresentava-se menor. Para os demais *sites* foram fixados valores arbitrários e próximos aos encontrados para a Ilha do Bananal. A **Tabela 4.2.2** mostra os valores de T , VPD e u^* fixados para cada um dos sites avaliados.

Tabela 4.2.2. Valores fixados de T , VPD e u^* para os três sites avaliados para a realização do primeiro teste.

	Ilha do Bananal - TO	Rebio Jaru - RO	Sinop - MT
T (°C)	28,5	29,0	29,0
VPD (kPa)	1,5	2,0	2,0
u* (m.s⁻¹)	0,3	0,2	0,2

A **Figura 4.2.5** mostra a variação de FCO₂ em relação a AOD_{550nm} para três diferentes SZAs (15°, 30° e 45°), nos três *sites* avaliados. Para a Ilha do Bananal e Rebio Jaru, o aumento

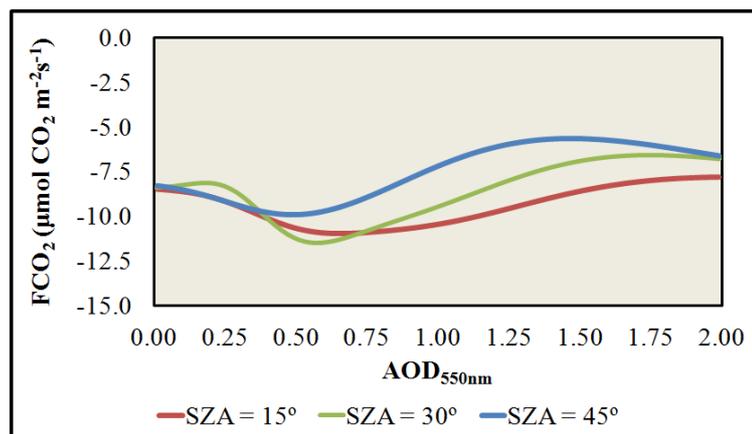
da AOD_{550nm} gerou, inicialmente, uma diminuição nos valores absolutos do FCO_2 , para quase todos os SZAs, exceto pelo ângulo zenital solar de 30° na Ilha do Bananal, que aparenta não apresentou variações no fluxo até $AOD_{550nm} \sim 0,25$, contudo, a partir deste valor, os valores do FCO_2 passaram a apresentar um comportamento de decréscimo.

No entanto, é possível observar uma diferença bastante significativa entre os dois *sites*. Enquanto o FCO_2 na Ilha do Bananal apresentou um ponto de mínimo com a variação da AOD_{550nm} , na Rebio Jaru, o FCO_2 apresentou um comportamento “estável”, a partir de um determinado valor de profundidade óptica do aerossol. Na Ilha do Bananal, após o ponto mínimo da curva (com derivada igual a zero), o FCO_2 passou a aumentar com a AOD_{550nm} , isto é, para esta localidade existiu um “intervalo ótimo” de AOD_{550nm} , que é dependente do SZA, e para este caso foi considerado o intervalo com derivada entre -2 e 2. Para $SZA = 15^\circ$, este intervalo esteve associado a AOD_{550nm} entre 0,59 e 0,93. Para $SZA = 30^\circ$, o intervalo aparece mais estreito, com a AOD_{550nm} variando de 0,57 a 0,61. E para $SZA = 45^\circ$, AOD_{550nm} entre 0,45 e 0,55. Para valores mais altos de AOD_{550nm} (acima de 1,75), o comportamento do FCO_2 também se estabilizou, porém em diferentes pontos, dependentes do SZA.

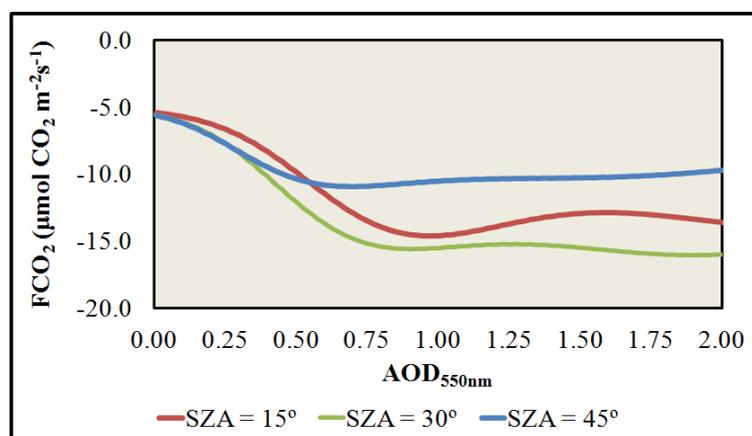
Na Rebio Jaru, em contrapartida, não se observou esse comportamento associado a um “intervalo ótimo” de AOD_{550nm} na curva do FCO_2 . O que se observou foi um valor de AOD_{550nm} no qual, a partir dele, o valor do FCO_2 se estabilizou e não apresentou variações significativas com seu aumento. Este valor de AOD_{550nm} , associado à estabilização das curvas, também apareceu correlacionado com o ângulo zenital solar. Para $SZA = 15^\circ$, este valor de AOD_{550nm} foi de 0,98, para $SZA = 30^\circ$ foi igual a 0,88 e para $SZA = 45^\circ$ foi de 0,65.

Ao analisar os resultados do *site* de Sinop não se verificou esse comportamento de decréscimo no valor absoluto do FCO_2 com o aumento da AOD_{550nm} . O acréscimo dos valores de AOD_{550nm} de 0,0 a 2,0 geraram aumentos nos valores absolutos, isto é, as trocas de CO_2 entre a vegetação local e a atmosfera diminuiram. Este comportamento foi observado até um valor de AOD_{550nm} onde, a partir dele, o valor de FCO_2 se estabilizou, com dependência ao SZA. Para $SZA = 15^\circ$, este valor de AOD_{550nm} foi de aproximadamente 1,85, para $SZA = 30^\circ$ foi de 1,70 e para $SZA = 45^\circ$ foi 1,25.

a. Ilha do Bananal - TO



b. Rebio Jaru - RO



c. Sinop - MT

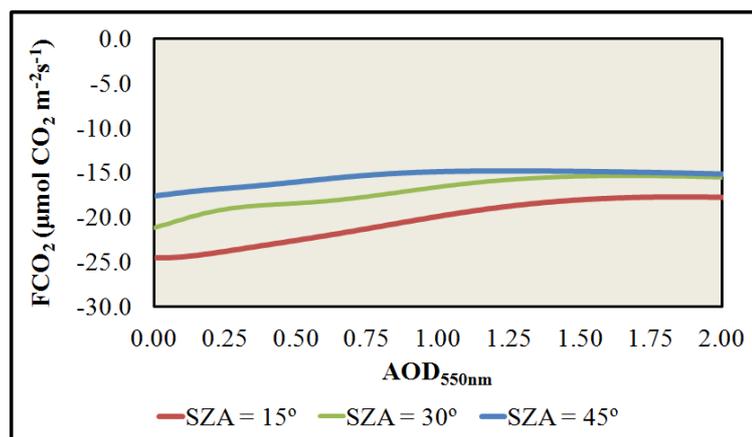


Figura 4.2.5. FCO₂ (μmol CO₂ m⁻²s⁻¹) obtido através das ANNs geradas em relação a AOD_{550nm}, em três SZAs (15°, 30° e 45°), para os três *sites* estudados. Manteve-se constante T, VPD e u* e variou-se PAR_i e PAR_{dif} a partir de cálculos com o modelo *libRadtran*.

4.2.4 Teste 2: Fluxo de Gás Carbônico a partir das ANNs, com T, VPD e u^* Variando

Um segundo tipo de teste foi realizado, a fim de tentar se aproximar mais das condições reais dos *sites*. No primeiro teste, as variáveis T, VPD e u^* foram fixadas como descrito na **Tabela 4.2.2**, no entanto, sabe-se que estas variáveis apresentam variações diretamente ligadas à disponibilidade de energia à superfície e, portanto, também sofreriam mudanças sob o efeito de uma atmosfera mais atenuadora de radiação, isto é, na presença de aerossóis. Para tal, foram criadas outras redes neurais artificiais, a partir da mesma base de dados usada para a confecção das ANNs mostradas anteriormente, porém com diferentes *inputs* e *outputs*.

A primeira variável a ser avaliada foi a temperatura. Três variáveis foram utilizadas como parâmetros de entrada na confecção das ANNs de temperatura: a PAR_i (Wm^{-2}), a PAR_{dif} (%) e o SZA ($^{\circ}$). Estas variáveis foram escolhidas como *inputs* para as redes neurais de temperatura, pois possuem uma ligação direta com a mesma. A disponibilidade de energia à superfície, proporcional a PAR_i e a PAR_{dif} , ligada ao ciclo diurno, mensurável pelo SZA, afeta diretamente a temperatura.

A segunda variável avaliada foi o VPD. Esta variável é relacionada à temperatura, que por sua vez, se relaciona com a PAR_i , PAR_{dif} e SZA, portanto, estas foram as 4 variáveis utilizadas como *inputs* na construção das ANNs de VPD.

Por fim, o u^* também é afetado pela disponibilidade de energia em superfície, no entanto, menos diretamente que as demais variáveis, pois é diretamente dependente da velocidade do vento. Para tanto, todas as demais variáveis (exceto pela própria AOD_{550nm} , para se evitar *overtraining*) foram utilizadas como *inputs* na construção das ANNs de u^* .

Os resultados das redes neurais são mostrados e discutidos brevemente a seguir. A **Figura 4.2.6** mostra a dispersão do conjunto de pontos utilizados apenas para a validação, isto é, sem interferência na construção das redes. Os valores do eixo x correspondem aos valores observados e, os do eixo y, aos valores gerados pelas redes neurais. Os resultados referentes às redes neurais de VPD, para todos os *sites* avaliados, foram os mais compatíveis com os

valores observados, isto é, apresentaram coeficiente de Pearson maior que 0,9. Isto se deve principalmente ao fato de que o VPD é uma variável intimamente ligada à temperatura. A explicação da variância do VPD através das variáveis utilizadas como *inputs* foi fortemente regida pela temperatura. Na Ilha do Bananal, a temperatura explicou 50,5% da variância do VPD, na Rebio Jaru e em Sinop, 65,6% e 38,1%, respectivamente. A temperatura e o u^* apresentaram correlação de Pearson moderada (entre 0,3 e 0,7) para todos os casos. No entanto, na análise de sensibilidade global, a variável PAR_i foi majoritariamente a responsável pela explicação da variância de T. Não foi possível encontrar concordância na análise de u^* .

a. Ilha do Bananal – TO

b. Rebio Jaru – RO

c. Sinop – MT

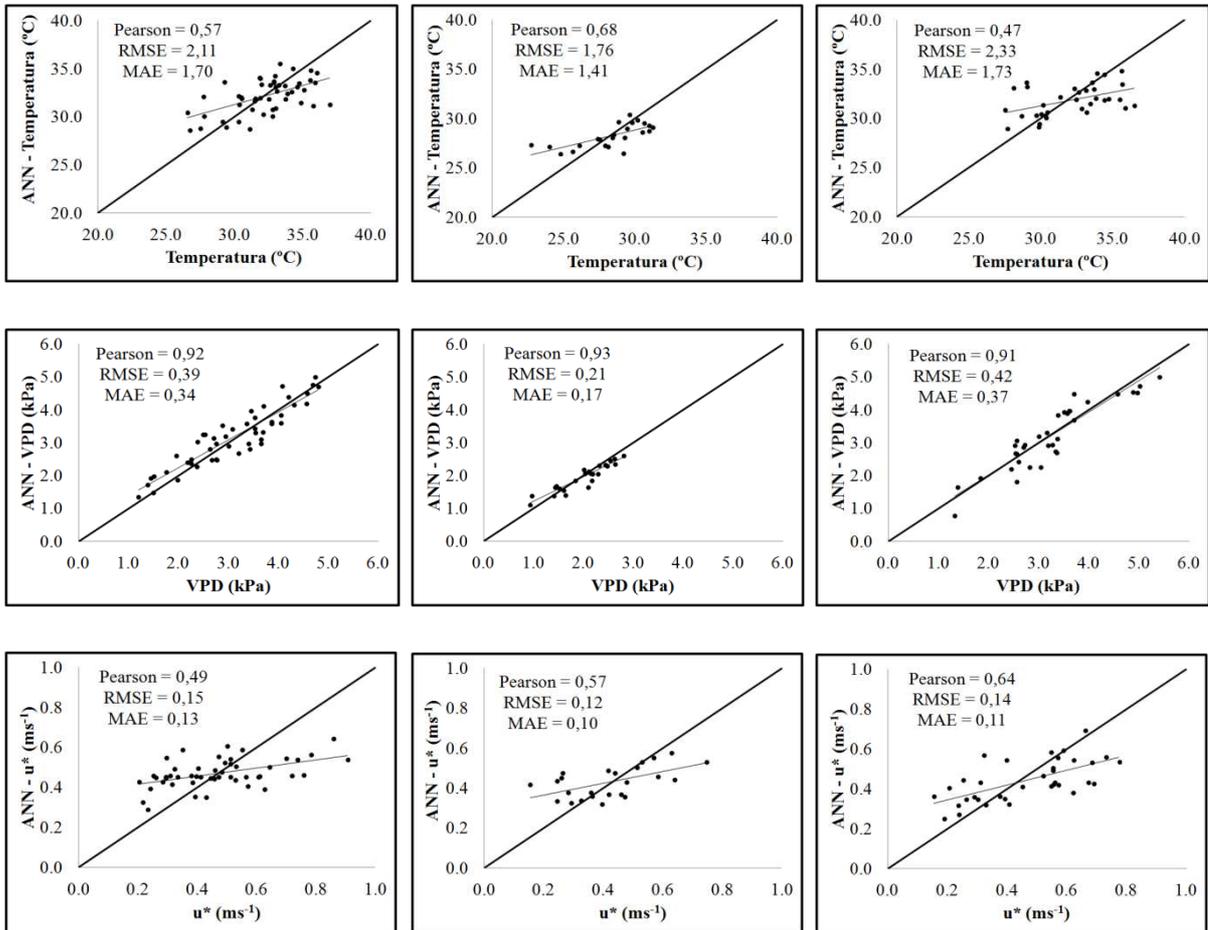


Figura 4.2.6. Temperatura ($^{\circ}C$), VPD (kPa) e u^* (ms^{-1}) obtidos através das ANNs geradas em relação aos valores observados, para os três *sites* estudados, com respectivo coeficiente de Pearson, RMSE e MAE. A reta 1:1 (espessa) e a reta ajustada (delgada) também são mostradas.

Na **Tabela 4.2.3** são mostrados os índices estatísticos utilizados para a avaliação dos erros das ANNs mostradas anteriormente. Os coeficientes de Pearson, o RMSE e o MAE são indicados no canto esquerdo superior de cada gráfico representado na **Figura 4.2.6**, no entanto, um novo índice é indicado a seguir: o erro relativo, ou diferença relativa. Esse índice é calculado a partir da média de todo o conjunto de dados utilizado no treinamento, teste e validação das redes neurais. Trata-se da diferença relativa, em porcentagem, entre o valor médio dos dados observados e o valor médio dos dados calculados a partir das ANNs. As diferenças, em todos os casos, não passaram de 2,1%.

Tabela 4.2.3. Índices estatísticos gerados a partir da comparação entre as variáveis T , VPD e u^* observadas (grupo de validação) e modeladas pelas ANNs, para os três sítios experimentais avaliados.

	Ilha do Bananal - TO			Rebio Jarú - RO			Sinop - MT		
	T	VPD	u^*	T	VPD	u^*	T	VPD	u^*
Pearson	0,57	0,92	0,49	0,68	0,93	0,57	0,47	0,91	0,64
RMSE	2,11	0,39	0,15	1,76	0,21	0,12	2,33	0,42	0,14
MAE	1,70	0,34	0,13	1,41	0,17	0,10	1,73	0,37	0,11
Erro Relativo	0,07%	1,19%	0,65%	0,22%	0,22%	2,09%	0,07%	0,13%	0,02%

A **Figura 4.2.7** mostra os valores gerados pelas ANNs descritas anteriormente, de T , VPD e u^* a partir dos valores calculados através de um modelo de transferência radiativa (*libRadtran*) de PAR_i e PAR_{dif} , para três ângulos zenitais solar (15° , 30° e 45°), com a AOD_{550nm} variando de 0,0 a 2,0. A primeira variável gerada a partir das redes foi a temperatura, que tinha como *inputs* a PAR_i , a PAR_{dif} e o SZA ; a segunda foi o VPD , com os mesmos *inputs* da temperatura, mais a própria temperatura encontrada; e por último, o u^* , com todas as variáveis, exceto a AOD_{550nm} . Os valores gerados pelas ANNs não mostraram um comportamento único para os três *sites*. A Ilha do Bananal mostrou curvas “bem comportadas” de decaimento com a AOD_{550nm} para a temperatura e o VPD . A Rebio Jarú também mostrou uma tendência de decaimento da temperatura e do VPD , porém até certo valor de AOD_{550nm} . A partir daí, a temperatura pareceu aumentar com o acréscimo nos valores de AOD_{550nm} , e os valores de VPD , passaram a manter-se constantes. O comportamento das curvas referentes ao *site* de Sinop apresentou-se não estável, com muitas oscilações, e não foi possível observar um único padrão em suas formas. O mesmo se observa ao se tratar da

variável u^* , que apresentou comportamento não contínuo em relação ao aumento da AOD_{550nm} . Dessa forma, os resultados sugerem que em Sinop, a variabilidade da quantidade de radiação solar em superfície parece não ter influência perceptível sobre as variáveis meteorológicas analisadas.

a. Ilha do Bananal – TO

b. Rebio Jarú – RO

c. Sinop – MT

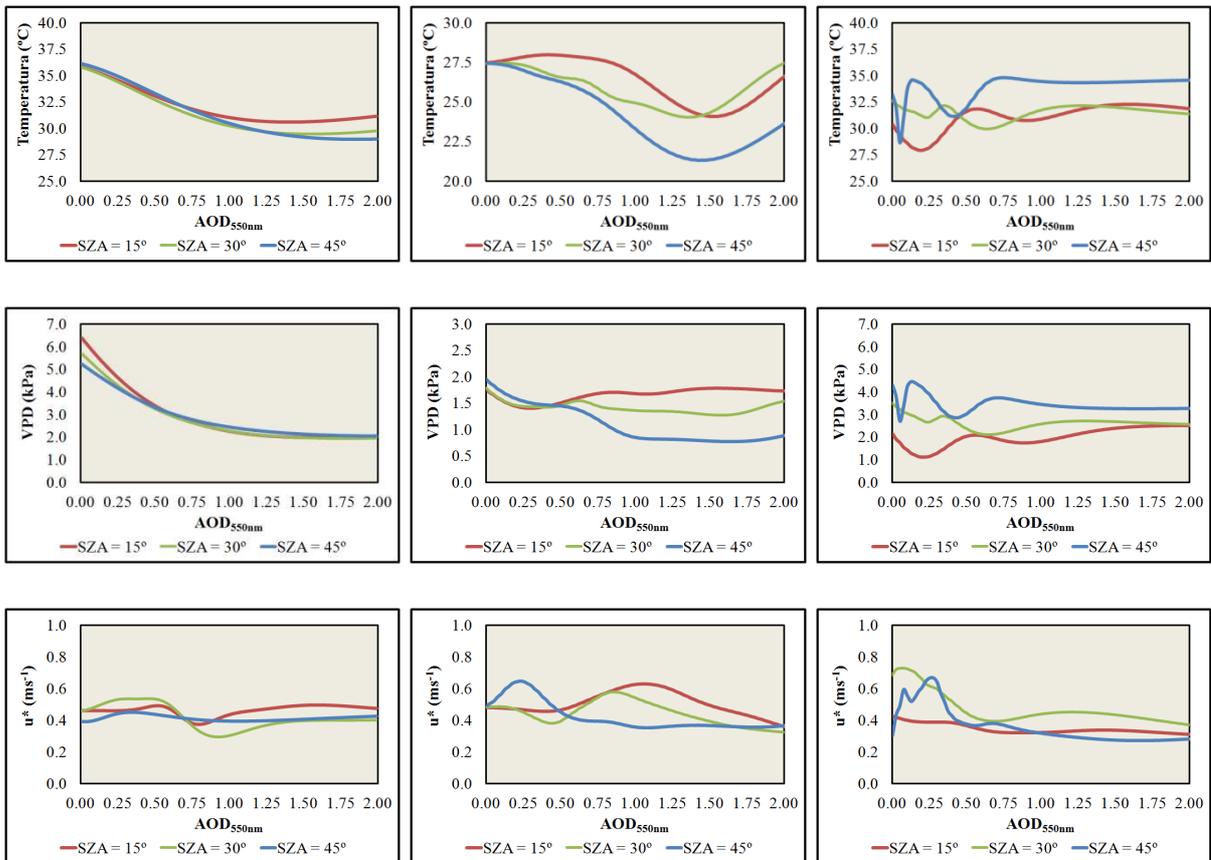
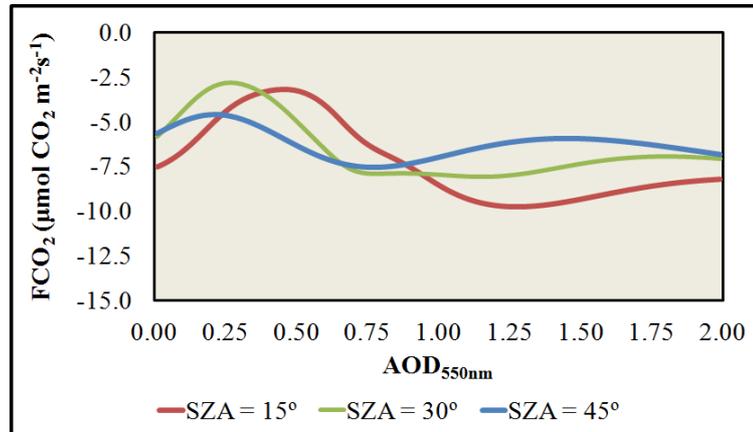


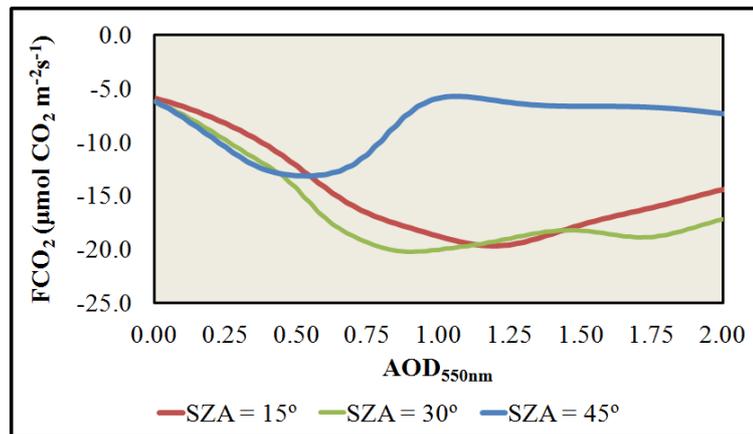
Figura 4.2.7 Temperatura ($^{\circ}C$), VPD (kPa) e u^* (ms^{-1}) obtidos através das ANNs geradas em relação a AOD_{550nm} , a partir dos valores de PAR_i e PAR_{dif} calculados a partir do *libRadtran*, em três SZAs (15° , 30° e 45°), para os três *sites* estudados.

A partir dos valores de T, VPD e u^* obtidos através das ANNs e dos valores de PAR_i e PAR_{dif} calculados pelo *libRadtran* foi possível fazer o mesmo estudo do FCO_2 feito no Teste 1, mas desta vez, com todas as variáveis “livres”. O mesmo tipo de análise foi feita, isto é, escolheram-se três ângulos zenitais solar (15° , 30° e 45°) e avaliou-se o comportamento das curvas de FCO_2 em relação à AOD_{550nm} . A **Figura 4.2.8** mostra as saídas geradas.

a. Ilha do Bananal - TO



b. Rebio Jaru – RO



c. Sinop – MT

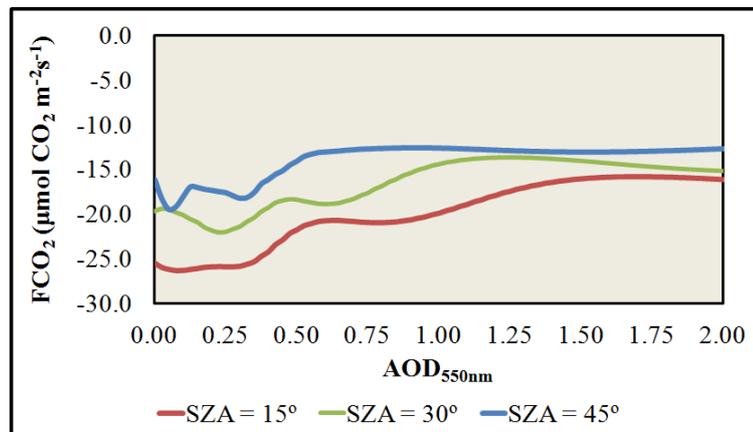


Figura 4.2.8. FCO₂ (μmol CO₂ m⁻²s⁻¹) obtido através das ANNs geradas em relação a AOD_{550nm}, em três SZAs (15°, 30° e 45°), para os três *sites* estudados. Variou-se T, VPD e u*, através das ANNs e PAR_i e PAR_{dif} a partir de cálculos com o modelo *libRadtran*.

É possível notar algumas diferenças bastante significativas entre os resultados obtidos pelo Teste 1 (onde mantiveram-se fixos os valores das variáveis T, VPD e u^*) e o Teste 2 (onde variaram-se os valores das variáveis T, VPD e u^*).

Para a Ilha do Bananal, o comportamento inicial das curvas, isto é, para valores de AOD_{550nm} até 0,5, foi de aumento nos valores do FCO_2 . Ou seja, a partir dessas novas curvas é possível verificar que um pequeno aumento de AOD_{550nm} fez os valores absolutos (módulo) do FCO_2 caírem. Isto não se observou na **Figura 4.2.5.a**, que manteve comportamento de decréscimo com a AOD_{550nm} desde os primeiros valores. Apesar de a curva associada com o SZA de 30° apresentar um patamar inicial, com AOD_{550nm} até 0,25, não se observou este comportamento de acréscimo no FCO_2 em nenhuma das curvas do Teste 1. Provavelmente, este novo comportamento seja uma reação à variação de T, VPD e/ou u^* . Tanto T, como VPD decresceram rapidamente com o aumento de AOD_{550nm} , como é possível notar na **Figura 4.2.7.a**. Esta variação inicial das variáveis meteorológicas podem ter afetado FCO_2 . A partir desse “ponto de máximo”, as curvas adquiriram comportamento de decréscimo com a AOD_{550nm} . A partir daí, as variáveis PAR_i e PAR_{dif} passaram a exercer mais evidentemente controle sobre o FCO_2 , pois os comportamentos das curvas do Teste 1 e 2 voltaram a ser semelhantes. Este ponto de máximo foi dependente do SZA. Para $SZA = 15^\circ$, o máximo foi observado no intervalo de AOD_{550nm} entre 0,45 e 0,49. Para $SZA = 30^\circ$, entre 0,27 e 0,29. E para $SZA = 45^\circ$, entre 0,21 e 0,25. O comportamento de decréscimo do FCO_2 com o aumento da AOD_{550nm} manteve-se até adquirir novamente o comportamento anterior, desta vez, com uma certa “estabilidade”. Esta “estabilidade” surgiu depois de um “ponto de mínimo” nas curvas, que também foram dependentes do SZA. Para $SZA = 15^\circ$, o “ponto mínimo” esteve associado a valores de AOD_{550nm} entre 1,23 e 1,37, para $SZA = 30^\circ$ e $SZA = 45^\circ$, 0,75 e 0,80.

Para a Rebio Jaru, o comportamento estável após certo valor de AOD_{550nm} , como verificado no Teste 1, não se observou mais. O FCO_2 apresentou comportamento de decréscimo com a AOD_{550nm} até um certo ponto e, depois disso, apresentou comportamento oposto. Esse “ponto de inversão” apresentou dependência com o SZA. Para $SZA = 15^\circ$, o ponto de inversão foi em $AOD_{550nm} = 1,20$, para $SZA = 30^\circ$, $AOD_{550nm} = 0,93$ e, para $SZA = 45^\circ$, $AOD_{550nm} = 0,55$, que pode estar relacionado à quantidade de energia solar total disponível, que varia em função do SZA e da carga de aerossóis na atmosfera. Para SZA próximo do zênite, um valor maior de AOD é necessário para atenuar a radiação global incidente em superfície e assim sucessivamente.

Para o *site* de Sinop, o comportamento das curvas entre o Teste 1 e o Teste 2 manteve-se basicamente o mesmo (de decréscimo do FCO_2 com o aumento da AOD_{550nm} até uma posterior estabilização) exceto por maiores oscilações associadas ao Teste 2, mesmo assim, correlacionadas com a disponibilidade de radiação em superfície, visto que para SZA menor, um mesmo valor de AOD representa maior radiação solar disponível em superfície.

4.2.5 Avaliações do FCO_2 a partir das ANNs para Episódios sem Aerossóis

A partir de todas as ANNs geradas e descritas nas seções anteriores deste capítulo, fez-se um estudo hipotético para definir quais seriam as diferenças relativas no FCO_2 entre condições sob uma atmosfera observada e uma atmosfera sem aerossóis, isto é, com $AOD_{550nm} = 0,0$, para todos os casos.

Primeiramente, fez-se uso do modelo de transferência radiativa, *libRadtran*, para se obter os valores de PAR_i e PAR_{dif} para uma atmosfera com $AOD_{550nm} = 0,0$. Para os cálculos, foram utilizados os valores reais de SZA e do dia do ano. Os resultados para o *site* da Rebio Jaru podem ser visualizados na **Figura 4.2.9**. Para os demais *sites* o comportamento das curvas se mantém.

A **Figura 4.2.9** mostra claramente que a irradiância PAR incidente observada é sempre menor do que a calculada com AOD igual a zero, confirmando a influência dos aerossóis no balanço de radiação incidente em superfície.

É possível notar que os valores observados de PAR_i são sistematicamente menores do que os obtidos pelo modelo de transferência radiativa. O contrário se observa em relação à PAR_{dif} . Este resultado era absolutamente esperado, dado o fato de que a carga de aerossóis na atmosfera causa este tipo de comportamento nestas variáveis. Diminui a radiação global incidente em superfície pelo fenômeno de absorção e/ou pelo próprio espalhamento e, aumenta a parte da radiação difusa por conta do espalhamento.

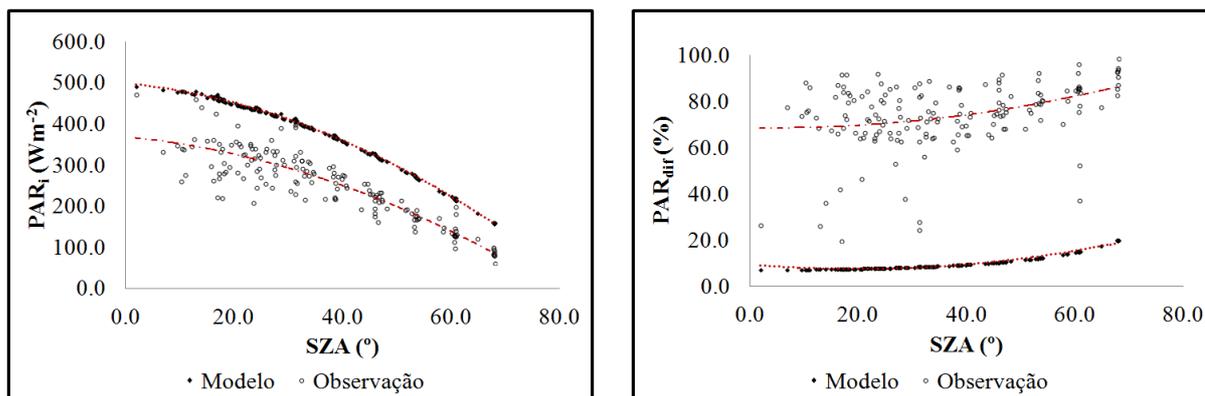


Figura 4.2.9. PAR_i (Wm^{-2}) (esquerda) e PAR_{dif} (%) (direita) vs. $SZA(^{\circ})$, para a Rebio Jaru. Os valores observados de PAR_i e de PAR_{dif} — obtidos através do método de Reindl (1990) — são representados pelos pontos pretos vazados, e os valores obtidos através do *libRadtran*, são os pontos preenchidos. As curvas ajustadas aos conjuntos são mostradas em vermelho.

A partir da PAR_i e da PAR_{dif} , calculadas para uma atmosfera livre de aerossóis, calculou-se através das ANNs a temperatura, posteriormente, o VPD e, por fim, o u^* . Os valores de SZA usados como input no *libRadtran* foram os mesmos utilizados nas ANNs.

Todas as variáveis obtidas pelos modelos (*libRadtran* e ANNs) — exceto pelos valores de AOD_{550nm} , que foram fixados em zero, e dos $SZAs$, que foram mantidos os mesmos da base de dados original — foram utilizadas nos cálculos do FCO_2 . A **Tabela 4.2.4.** sumariza os resultados. São mostrados os valores reais médios e os desvios padrão de cada uma das variáveis do conjunto inicial de dados, os valores modelados médios e os respectivos desvios padrão, também para todas as variáveis e a diferença relativa entre as médias dos valores reais e dos valores simulados, com sinais algébricos, que indicam se o modelo apresentou valores maiores que os reais (positivo), ou menores (negativo).

As variáveis PAR_i e PAR_{dif} , como já mostrado na **Figura 4.2.9**, apresentaram concordância nos três *sites*, ao se comparar os valores reais e os simulados. A média dos valores modelados de PAR_i , sem aerossol, foi 12,4% maior que a média dos valores reais, para o *site* da Ilha do Bananal, 29,8% maior, para o *site* da Rebio Jaru – RO e 26,3% maior para o *site* de Sinop – MT. Em contrapartida, a média dos valores modelados de PAR_{dif} foi 35,9% menor que a média dos valores reais, para o *site* da Ilha do Bananal, 52,0% menor, para o *site* da Rebio Jaru – RO e 38,0% menor para o *site* de Sinop – MT.

Tabela 4.2.4. Valores médios e desvios padrão das sete variáveis utilizadas como parâmetros de entrada nas construções das ANNs (**Real**), valores médios e desvios padrão das sete variáveis geradas a partir dos modelos sem aerossol (*libRadtran*, PAR_i e PAR_{dif}; e ANNs, T, VPD, u* e FCO₂) (**Modelo**) e diferenças relativas entre os valores médios (**Diferença Relativa**), para os três *sites* estudados.

Ilha do Bananal – TO

Variáveis	Real	Modelo	Diferença Relativa
AOD _{550nm}	0,5 ± 0,4	0,0 ± 0,0	-100,0%
SZA (°)	29,7 ± 9,5	29,7 ± 9,5	0,0%
PAR _i (Wm ⁻²)	357,6 ± 64,8	408,2 ± 43,5	+12,4%
PAR _{dif} (%)	43,8 ± 14,7	7,8 ± 0,7	-35,9%
T (°C)	31,8 ± 2,5	35,9 ± 0,1	+11,3%
VPD (kPa)	2,9 ± 1,0	5,7 ± 0,3	+49,1%
u* (ms ⁻¹)	0,5 ± 0,2	0,4 ± 0,0	-2,5%
FCO ₂ (µmol CO ₂ m ⁻² s ⁻¹)	-7,0 ± 5,0	-6,2 ± 0,7	+12,4%

Rebio Jaru – RO

Variáveis	Real	Modelo	Diferença Relativa
AOD _{550nm}	1,4 ± 0,6	0,0 ± 0,0	-100,0%
SZA (°)	36,4 ± 16,6	36,4 ± 16,6	0,0%
PAR _i (Wm ⁻²)	255,6 ± 78,5	363,9 ± 93,0	+29,8%
PAR _{dif} (%)	61,1 ± 14,4	9,1 ± 2,6	-52,0%
T (°C)	27,5 ± 3,1	29,7 ± 0,4	+7,4%
VPD (kPa)	1,8 ± 0,6	1,6 ± 0,3	-8,6%
u* (ms ⁻¹)	0,4 ± 0,2	0,4 ± 0,1	-7,3%
FCO ₂ (µmol CO ₂ m ⁻² s ⁻¹)	-12,2 ± 7,1	-5,5 ± 0,2	+55,3%

Sinop – MT

Variáveis	Real	Modelo	Diferença Relativa
AOD _{550nm}	0,8 ± 0,8	0,0 ± 0,0	-100,0%
SZA (°)	32,4 ± 10,6	32,4 ± 10,6	0,0%
PAR _i (Wm ⁻²)	311,2 ± 79,5	393,0 ± 52,2	+26,3%
PAR _{dif} (%)	46,1 ± 26,4	8,1 ± 1,0	-38,0%
T (°C)	32,0 ± 2,6	32,5 ± 1,1	+1,7%
VPD (kPa)	3,2 ± 1,0	3,7 ± 0,6	+15,8%
u* (ms ⁻¹)	0,5 ± 0,2	0,5 ± 0,1	+13,9%
FCO ₂ (µmol CO ₂ m ⁻² s ⁻¹)	-17,5 ± 7,4	-19,7 ± 2,7	-12,4%

A temperatura também apresentou concordância quanto ao aumento dos valores médios modelados em relação aos valores médios reais. Na Ilha do Bananal, o aumento foi de 11,3%, na Rebio Jaru foi de 7,4% e em Sinop a diferença relativa foi de 1,7%. A diferença relativa entre os valores médios reais e modelados de VPD e u^* não mostrou concordância para os três sítios experimentais. No entanto, a Ilha do Bananal apresentou um significativo aumento no VPD (~50%), para uma atmosfera sem aerossóis. Como demonstrado por Doughty et al. (2010), para uma floresta tropical, há um decréscimo de aproximadamente 13% no FCO_2 para cada 1°C de aumento na temperatura, quando esta está acima de 28°C. Devida à alta correlação entre VPD e T, os resultados do modelo sem aerossóis concordam com a literatura.

Quanto ao FCO_2 , a Ilha do Bananal e a Rebio Jaru apresentaram valores médios modelados médios maiores, isto é, uma troca menor de CO_2 com a atmosfera, sob o efeito de episódios sem aerossóis. Sinop apresentou resultado oposto. Isto pode ser explicado devido às características locais de cada *site*.

De acordo com Zhang (2008), a resposta da fotossíntese ao aumento da radiação difusa pode variar entre os diferentes ecossistemas e parece estar relacionada com as diferentes propriedades dos dosséis. Niyogi (2004) mostrou que a assimilação de carbono cresceu com o aumento na concentração dos aerossóis no caso de florestas e áreas de cultivo e, diminuiu para pastagens.

As áreas ao entorno do *site* de Sinop apresentam várias regiões de floresta devastada, que posteriormente tornam-se pastagens e, a seguir, transformam-se em plantações de grãos de soja ou milho. Por esta razão, os dosséis mais simples da região (com vegetação mais baixa e mais homogeneidade na distribuição vertical e horizontal) possuem resposta contrária ao proposto pela teoria do “efeito da fertilização difusa”. A complexidade dos dosséis da Ilha do Bananal e da Rebio Jaru confirmaram o efeito.

4.3

Avaliação dos Fluxos de Energia em Relação aos Aerossóis

O mesmo tipo de estudo efetuado na seção anterior deste capítulo é feita a seguir. No entanto, desta vez, com o intuito de avaliar o comportamento dos fluxos de calor sensível e latente em decorrência de possíveis mudanças nas variáveis meteorológicas, em função da presença ou não de aerossóis, através do uso das ANNs. Os fluxos avaliados são componentes importantes do balanço de energia em superfície. Compreender o papel dos aerossóis nos mesmos facilita a compreensão e explicação de alguns processos físicos, que podem estar ligados inclusive aos processos de obtenção de energia por diferentes sistemas vegetais. Alguns autores creditam diferentemente o controle da sazonalidade da evopotranspiração entre biomas distintos. A umidade do solo aparenta ser determinante em localidades que apresentam estações secas longas, enquanto que o saldo de radiação parece ter um papel fundamental em florestas latifoliadas tropicais. Nesse contexto, o efeito da fumaça sobre cada localidade foi avaliado, para verificar se existe alguma resposta observável nos fluxos turbulentos em superfície devido à presença de fumaça.

4.3.1 Avaliação das Redes Neurais Artificiais para os Fluxos de Energia

A fim de avaliar o efeito do aerossol sobre os fluxos turbulentos de energia, o mesmo tipo de análise realizada na seção anterior (4.3), que considera o fluxo de gás carbônico, é feita a partir dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) nesta seção.

O período analisado também foi o mesmo, isto é, apenas os meses de agosto, setembro e outubro foram considerados.

Para os três sítios experimentais do estudo foram feitas ANNs a partir das mesmas variáveis utilizadas nas redes relacionadas ao FCO₂ e retratadas na seção anterior. Portanto, sete variáveis foram usadas como *input* das redes neurais artificiais, a radiação fotossinteticamente ativa incidente em superfície (PAR_i), em Wm^{-2} , a partição da radiação fotossinteticamente ativa na forma difusa (PAR_{dif}), em %, derivada do método de Reindl (1990), o ângulo zenital solar (SZA), em graus, a temperatura média do ar no dossel (T), em graus Celsius, o *déficit* da pressão de vapor (VPD), em kPa, a velocidade de fricção (u^*), em ms^{-1} e a profundidade óptica do aerossol em 550 nm (AOD_{550nm}) e, uma como *output*, no caso, ou fluxo de calor sensível, Wm^{-2} , ou o fluxo de calor latente, também dado em Wm^{-2} .

O esquema de “filtragem” de dados — foram excluídos dos conjuntos de *input* todos os dados acima ou abaixo de três desvios padrão, por serem considerados *outliers* —, de confecção e escolha das ANNs — foram geradas 200 redes neurais para cada uma das três localidades e, apenas a com menor erro foi avaliada. Do conjunto total de dados, randomicamente, 70% foram utilizados no processo de treinamento das redes neurais artificiais, 15% no processo de validação e 15% para teste — foram os mesmos utilizados na seção anterior.

A **Tabela 4.3.1** mostra as ANNs geradas a partir dos fluxos de energia para os três sítios experimentais abordados no estudo, com respectivas variáveis de saída, nome da ANN (MLP ou RBF), com três números, no esquema X-X-X. O primeiro número indicando o número de parâmetros de entrada, o número do meio indicando a quantidade de nódulos intermediários e o último, a quantidade de variáveis de saída. A tabela ainda mostra o tipo de

algoritmo de treinamento utilizado, a função erro, a função de ativação intermediária e a função de ativação de saída. A descrição completa dos parâmetros de entrada, resultados e erros pode ser encontrada na seção anterior.

Tabela 4.3.1. Tipos de ANNs geradas para o estudo, para os três sítios experimentais avaliados, com respectivas variáveis de saída, nomes das ANNs, algoritmo de treinamento, função de ativação do erro, função de ativação intermediária e função de ativação de saída.¹⁶

Site	Variável de Saída	ANN	Treinamento	Erro	Intermediária	Saída
Ilha do Bananal	H	MLP 7-4-1	BFGS 43	SOS	Exponencial	Identidade
	LE	MLP 7-4-1	BFGS 59	SOS	Exponencial	Identidade
Rebio Jaru	H	MLP 7-7-1	BFGS 5	SOS	Tanh	Logística
	LE	MLP 7-7-1	BFGS 62	SOS	Tanh	Logística
Sinop	H	RBF 7-30-1	RBFT	SOS	Gaussiana	Identidade
	LE	MLP 7-4-1	BFGS 23	SOS	Tanh	Exponencial

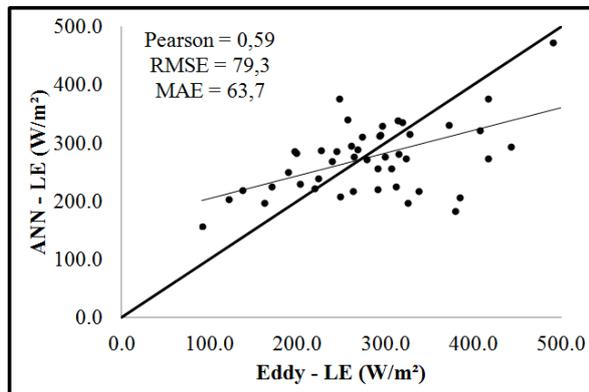
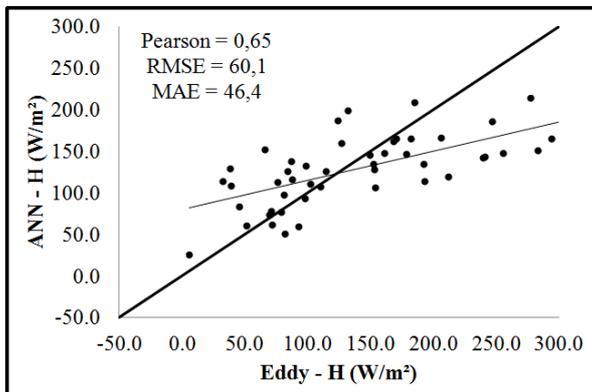
Para as ANNs dos fluxos de energia, a única que apresentou método de treinamento RBF foi o fluxo de calor sensível de Sinop. Todas as demais apresentaram método de treinamento MLP, que na maioria dos problemas, apresenta melhores resultados, em comparação a outros métodos (*Statistica Documentation*, 2012).

Uma análise do desempenho de cada uma das ANNs pode ser realizada a partir da **Figura 4.3.1**. Nela são mostrados os conjuntos de dados de H e LE utilizados para validação, medidos pelo método de *eddy covariance*, no eixo horizontal (Eddy), e obtidos pelas ANNs, no eixo vertical, com o respectivo coeficiente de Pearson, a RMSE e a MAE, para os três sítios experimentais estudados.

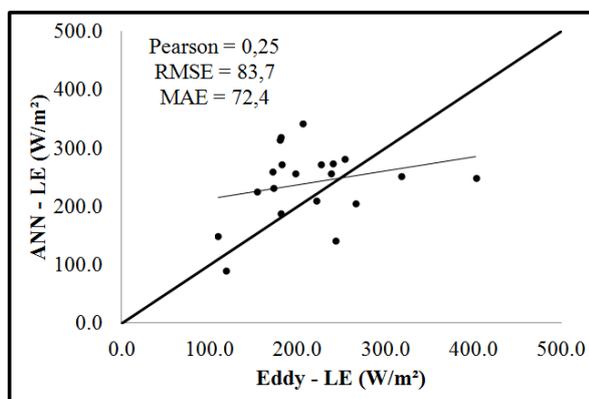
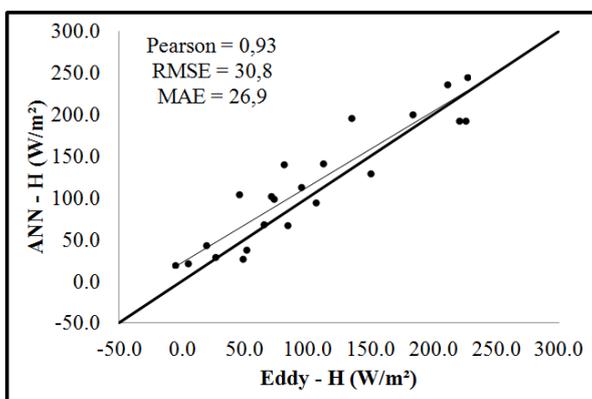
Em nível de comparação e para facilitar a visualização, os valores associados às ANNs, como a quantidade de dados utilizados como *input* das redes neurais artificiais criadas, o tipo de dado gerado por ela, ou seja, a média, o desvio padrão, os valores máximo e mínimo e os erros associados aos valores utilizados para a validação são discriminados na **Tabela 4.3.2**.

¹⁶ A **Tabela 3.6.1** faz referência aos algoritmos de treinamento indicados nesta tabela.

a. Ilha do Bananal - TO



b. Rebio Jaru - RO



c. Sinop - MT

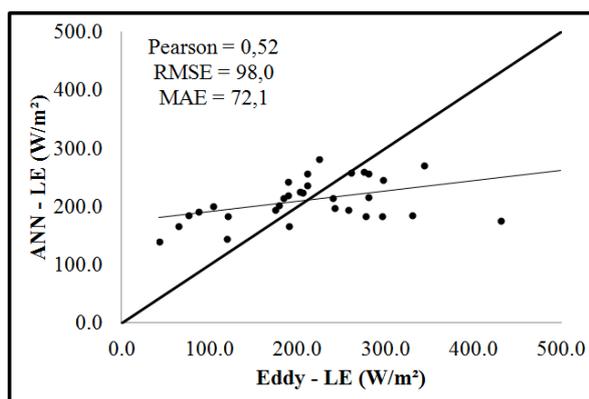
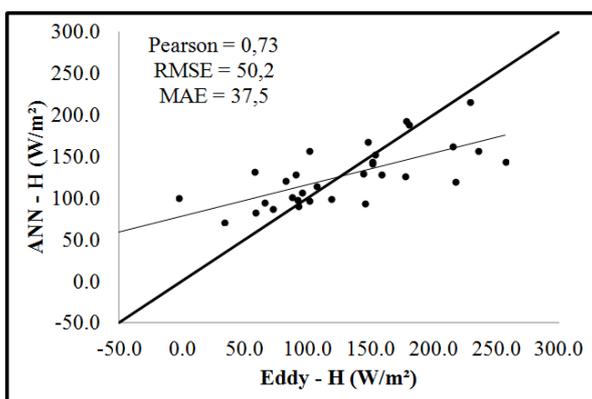


Figura 4.3.1. H (W/m²) e LE (W/m²) obtido pelo método *eddy covariance* (Eddy) vs. obtidos pelas ANNs, com respectivo coeficiente de Pearson, RMSE e MAE. A reta 1:1 (espessa) e a reta ajustada (delgada) também são mostradas.

Tabela 4.3.2. Dados gerados a partir das Redes Neurais Artificiais para os três sítios experimentais e respectivos erros associados aos dados de validação.

	Ilha do Bananal - TO		Rebio Jaru - RO		Sinop - MT	
Nº de Inputs	325		153		219	
	<i>Tipo de Dado</i>					
Fluxo (Wm⁻²)	H	LE	H	LE	H	LE
Média	128,0	287,9	111,7	218,7	136,7	227,5
Desvio Padrão	44,6	64,5	58,4	71,7	40,2	39,0
Máximo	246,8	513,3	244,9	418,9	235,0	328,4
Mínimo	0,6	152,0	10,9	81,2	26,8	140,2
	<i>Erros</i>					
Pearson	0,65	0,59	0,93	0,25	0,73	0,52
RMSE	60,1	79,3	30,8	83,7	50,2	98,0
MAE	46,4	63,7	26,9	72,4	37,5	72,1

Um resultado análogo, ao se comparar as ANNs dos fluxos de energia com as confeccionadas a partir dos dados de FCO₂, pode ser ressaltado. Pelo fato da Rebio Jaru apresentar cobertura contínua dos dados de AOD_{550nm} e, a partir daí, ser possível construir uma série temporal com registro de variações diárias, a ANN associada à variável H apresentou alto coeficiente de Pearson (0,93), que se refletiu no nível de “previsibilidade” desta ANN. O mesmo não foi observado ao se avaliar LE, que apresentou coeficiente de Pearson relativamente baixo (0,25). Em geral, os resultados globais de LE em comparação a H foram relativamente piores. Uma possibilidade para explicar este fato é que a distribuição temporal de H, ou seja, as curvas de H ao longo do dia tendem a ser mais bem comportadas em relação a LE. Este fato pode ser observado na **Figura 4.3.2**, que mostra a distribuição diária (para alguns dias do experimento) de H e LE observados (pontos pretos) e as respectivas curvas calculadas a partir das ANNs (linhas vermelhas). Este tipo de análise só é passível de ser realizada para a Rebio Jaru, pois, somente nesse sítio, a profundidade óptica do aerossol foi monitorada continuamente durante as atividades intensivas de campo.

Durante o período avaliado (agosto, setembro e outubro de 2007), a média de H observado foi de 117,4 Wm⁻², enquanto a média de H gerada pela ANN para o mesmo período foi de 111,7 Wm⁻², uma diferença relativa de 4,9%. Já para LE, a média dos valores observados foi de 218,1 Wm⁻² e a média dos valores gerados pela ANN foi de 218,7 Wm⁻², uma diferença relativa de 0,3%. Apesar das análises realizadas entre os dados de validação e

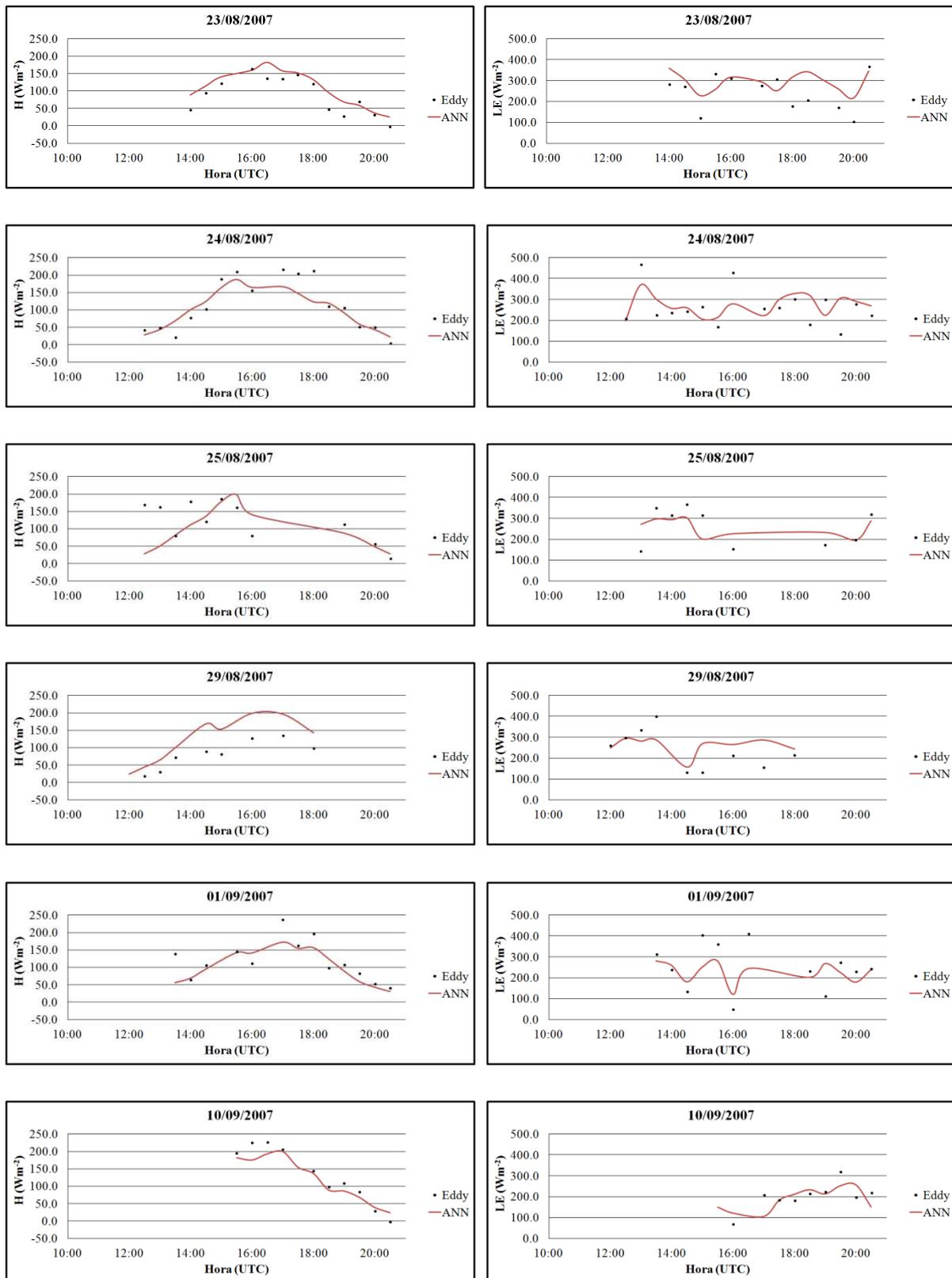


Figura 4.3.2. H (Wm^{-2}) e LE (Wm^{-2}) obtidos pelo método *eddy covariance* (Eddy) – pontos pretos – e obtidos pela ANN – linha vermelha – em relação às horas (UTC) do dia, de seis dias de 2007, na Rebio Jaru – RO.

os obtidos através das ANN apresentarem melhores resultados para H, a diferença relativa entre os valores médios de LE — calculado e observado — é menor.

É importante ressaltar que a análise feita entre os dados de validação e os dados obtidos pelas ANNs é uma maneira de se determinar se a rede neural é robusta, no sentido de obter resultados consistentes, inclusive ao avaliar um conjunto de dados que não participou dos processos de treinamento. Isso não significa que um coeficiente de Pearson pequeno, neste tipo de análise, indique que uma determinada ANN tem baixa capacidade de previsão.

Um meio de se colocar este ponto de outra forma é o desvio percentual da média entre os dados observados e os dados gerados pelas ANNs, ou o chamado erro relativo. Apesar de ser possível notar na **Figura 4.3.1.b** que a ANN de H pôde aproximar melhor seus resultados, dos observados, o erro relativo associado à ANN de LE foi em torno de 4,6% menor.

A Ilha do Bananal apresentou valores intermediários de coeficiente de Pearson (0,65 para H e 0,59 para LE), o que indica uma correlação média entre os dados observados e os dados calculados através das ANNs, mas quanto aos erros relativos, os valores foram menores que 3% para os dados de H e menores que 1% para LE.

Quanto a Sinop, as análises de H apresentaram um coeficiente de Pearson de 0,73, considerado de médio a elevado, e um erro relativo de 0,5%; para LE, o coeficiente de Pearson foi de 0,52 e o erro relativo foi de 1,2%.

4.3.2 Análise de Sensibilidade das Redes Neurais Artificiais para os Fluxos de Energia

O mesmo tipo de análise de sensibilidade, feita a partir das ANNs relacionadas ao FCO₂ (mais detalhes na seção 3.2 do capítulo 4), foi conduzida a fim de avaliar o impacto de cada uma das variáveis de entrada das ANNs nos fluxos de energia (variáveis de saída).

A **Figura 4.3.3** mostra, em valores relativos (%), a sensibilidade dos fluxos de calor sensível (esquerda) e latente (direita) em relação a cada uma das variáveis utilizadas como parâmetros de entrada para a geração das ANNs, nos três sítios experimentais avaliados.

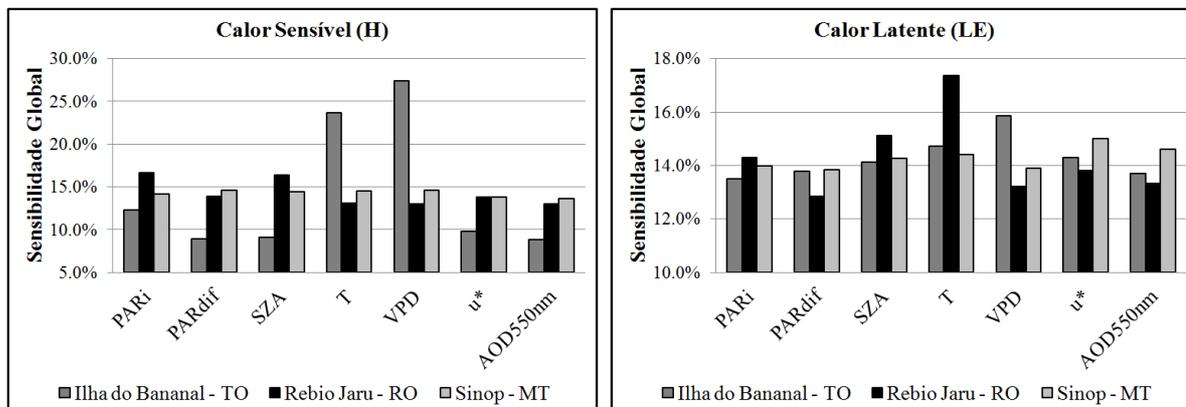


Figura 4.3.3. Sensibilidade Global das ANNs geradas para H (**esquerda**) e LE (**direita**), nos três locais de estudo, em valores relativos. As sete variáveis utilizadas como parâmetros de entrada são indicadas no eixo x.

Ao avaliar as variáveis que melhor explicaram a variância de H, para a Ilha do Bananal, pode-se observar que houve uma forte influência de VPD e T (27,4% e 23,7%, respectivamente). É interessante notar que a temperatura e o déficit da pressão de vapor também se mostraram bastante influentes no FCO₂ e no LE (15,8% para o VPD e 14,7% para T) para o mesmo sítio experimental. Esse fato indica que a Ilha do Bananal pode ter sido influenciada pela temperatura, que por sua vez, correlacionou-se com a disponibilidade de vapor d'água na atmosfera.

No caso da Rebio Jaru, a irradiância PAR incidente em superfície explicou cerca de 17% da variância de H, e no caso de LE, foi a temperatura (17,4%). No entanto, vale a pena destacar que o ângulo zenital solar foi responsável por explicar grande parte da variância tanto de H (16,4%), quanto de LE (15,1%) para a Rebio Jaru. Fato que pode ser explicado devido à característica contínua, ao longo do dia, dos dados desse sítio experimental.

Para Sinop, não ficou claro quais variáveis de entrada foram as principais responsáveis pelas explicações das variâncias de H e LE, no entanto, ao avaliar LE, a velocidade de fricção apresentou o maior índice de sensibilidade global (15%), o que pode indicar que a variância foi mais influenciada pelo próprio método de medição, isto é, a turbulência associada ao método *eddy covariance*.

4.3.3 Teste 1: Fluxos de Energia a partir das ANNs, com T, VPD e u^* Constantes

Assim como foram feitos alguns tipos de testes a partir das ANNs relacionadas ao FCO_2 , os fluxos de energia, H e LE, foram também submetidos. Para se determinar o comportamento de H e LE, sob diferentes cenários nos três sítios experimentais do estudo.

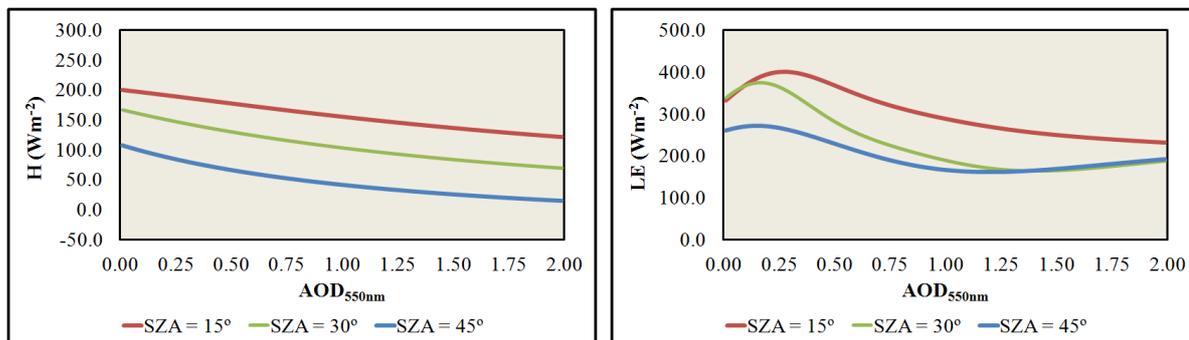
A metodologia referente a cada um dos testes encontra-se mais detalhada na seção 3 deste mesmo capítulo. Todos os cenários utilizados nos testes aplicados às ANNs geradas para os FCO_2 foram mantidos nestes que aqui serão descritos, contudo, o objetivo dos atuais é avaliar H e LE.

No primeiro teste, T, VPD e u^* foram fixados (ver **Tabela 4.3.2**), a fim de avaliar apenas o efeito dos aerossóis e, por sua vez, a disponibilidade de radiação fotossinteticamente ativa em superfície e a partição da mesma nas formas direta e difusa, e do ângulo zenital solar sobre os fluxos de energia. Os valores de PAR_i e PAR_{dif} foram obtidos através de um modelo de transferência radiativa (*libRadtran*), para três diferentes ângulos zenitais solar (15° , 30° e 45°). Os resultados podem ser vistos na **Figura 4.3.4**.

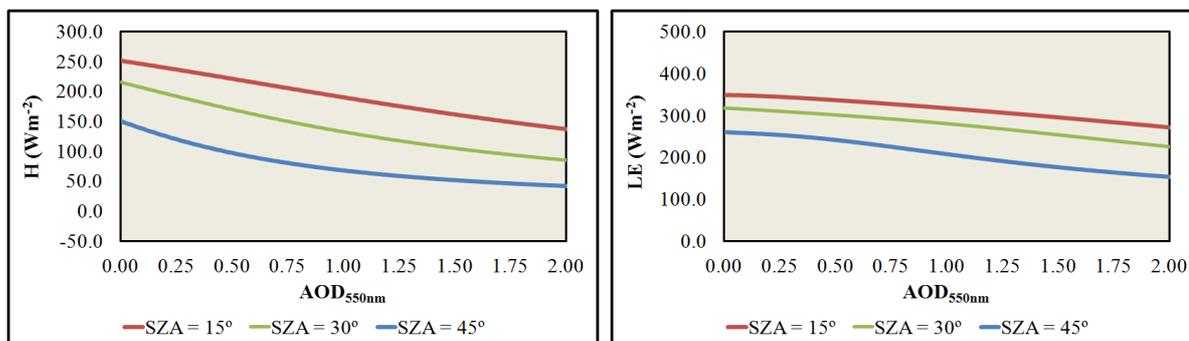
A **Figura 4.3.4** mostra a variação de H (esquerda) e LE (direita) em relação a AOD_{550nm} para três diferentes SZAs (15° , 30° e 45°), nos três sítios experimentais avaliados. Em geral, o comportamento dos fluxos com a AOD_{550nm} apresentou semelhanças bastante significantes nas três localidades avaliadas. O comportamento médio, tanto de H, quanto de LE, para os três SZAs, nas três localidades foi de decréscimo com o aumento na carga de aerossóis. Exceto pelo LE na Ilha do Bananal, que apresenta leve acréscimo no valor total do fluxo para valores de AOD_{550nm} de até no máximo 0,25. A partir daí, o comportamento é de decréscimo, assim como os demais locais.

Esse fato pode ser explicado, pois o aumento na carga de aerossóis diminui a energia radiativa total incidente em superfície, seja por absorção, seja por espalhamento. Um decréscimo no valor total da energia disponível em superfície gerou uma diminuição sistemática em H e LE.

a. Ilha do Bananal - TO



b. Rebio Jaru - RO



c. Sinop - MT

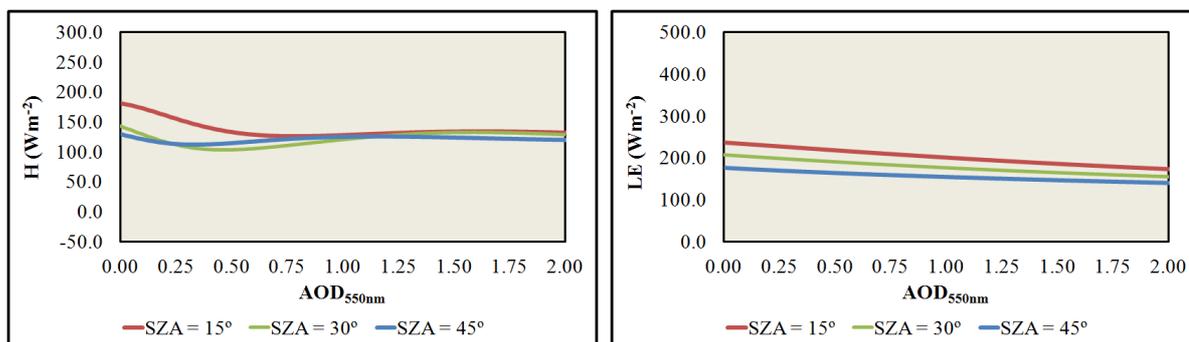


Figura 4.3.4 H (Wm^{-2}) — esquerda — e LE (Wm^{-2}) — direita — obtidos através das ANNs geradas em relação a AOD_{550nm} , em três SZAs (15° , 30° e 45°), para os três sítios experimentais estudados. Manteve-se constante T , VPD e u^* e variou-se PAR_i e PAR_{dif} a partir de cálculos com o modelo *libRadtran*.

4.3.4 Teste 2: Fluxos de Energia a partir das ANNs, com T, VPD e u^* Variando

O segundo teste tenta se aproximar das condições reais dos locais. Como no primeiro teste, as variáveis T, VPD e u^* foram mantidas fixas e sabe-se que estas variáveis apresentam variações, foram criadas outras ANNs, a partir da mesma base de dados, porém com diferentes *inputs* e *outputs*.

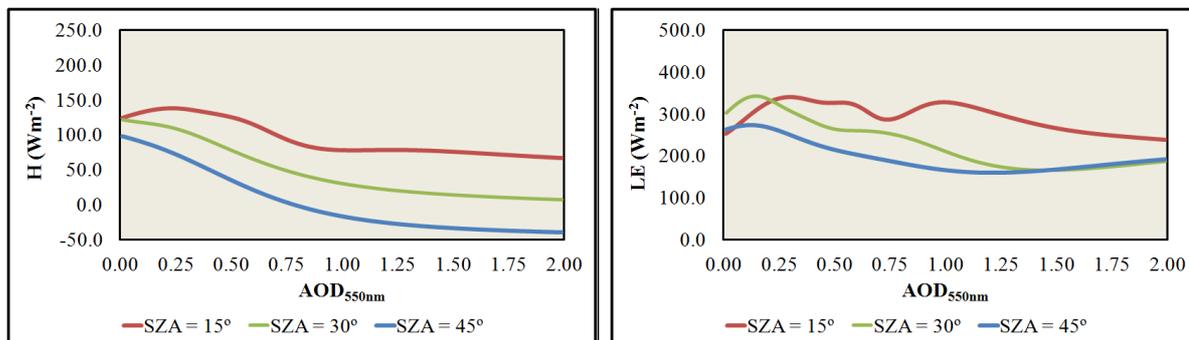
Para se obter detalhadamente uma descrição do processo de treinamento dessas ANNs, sugere-se uma releitura atenta da seção 4.2, deste capítulo, onde os resultados são mostrados e discutidos.

A partir dos valores de T, VPD e u^* obtidos através das ANNs, e dos valores de PAR_i e PAR_{dif} calculados pelo *libRadtran* foi possível fazer um estudo de H e LE, como feito no Teste 1. Contudo, no Teste 2, a diferença está na “liberdade” de todas as variáveis. O mesmo tipo de análise foi feita, isto é, escolheram-se três SZAs (15°, 30° e 45°) e avaliou-se o comportamento das curvas de H e LE em relação à AOD_{550nm} . A **Figura 4.3.5** mostra as saídas geradas.

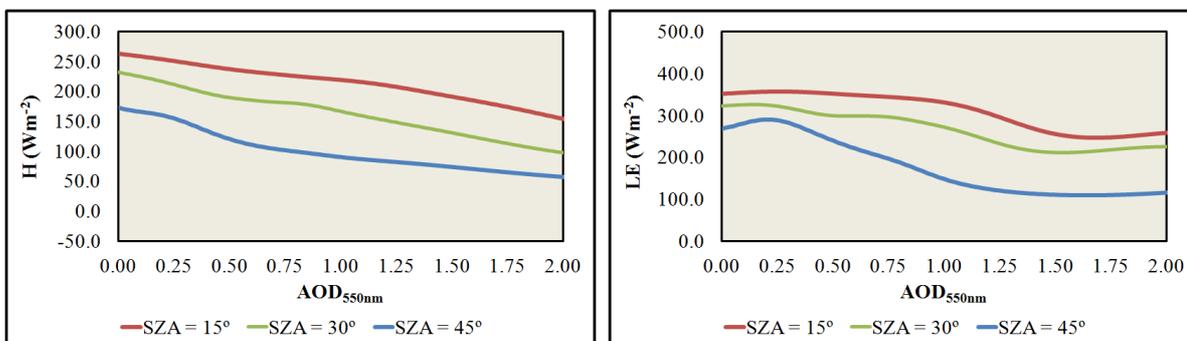
É possível notar que as curvas associadas ao Teste 1 são mais “bem comportadas”, se comparadas ao Teste 2. A variação das demais variáveis afetou os fluxos e forneceu outros tipos de resposta. Apesar de algumas diferenças serem bastante visíveis, o comportamento geral dos fluxos de energia se manteve, ou seja, no limite, o valor dos fluxos decresceu em relação ao aumento de AOD_{550nm} .

Na Ilha do Bananal, H parece responder mais fortemente à variação da AOD_{550nm} até aproximadamente 0,75. Após esse valor, a declinação da curva tornou-se menos acentuada. Para LE, associado ao SZA de 15°, é possível notar uma espécie de “degrau” com declinação não acentuada, até o valor de 1,0 na AOD_{550nm} . Esse mesmo comportamento se observa nos valores de LE da Rebio Jaru, para SZA de 15°. H apresentou declinação basicamente contínua ao variar a AOD_{550nm} de 0,0 até 2,0, para os três valores de SZA. Já em Sinop, H apresentou comportamento não definido para valores de AOD_{550nm} até aproximadamente 0,5. LE diminuiu com o aumento da AOD_{550nm} , mas com resposta mais suave, de 300 a 200 Wm^{-2} .

a. Ilha do Bananal - TO



b. Rebio Jaru – RO



c. Sinop – MT

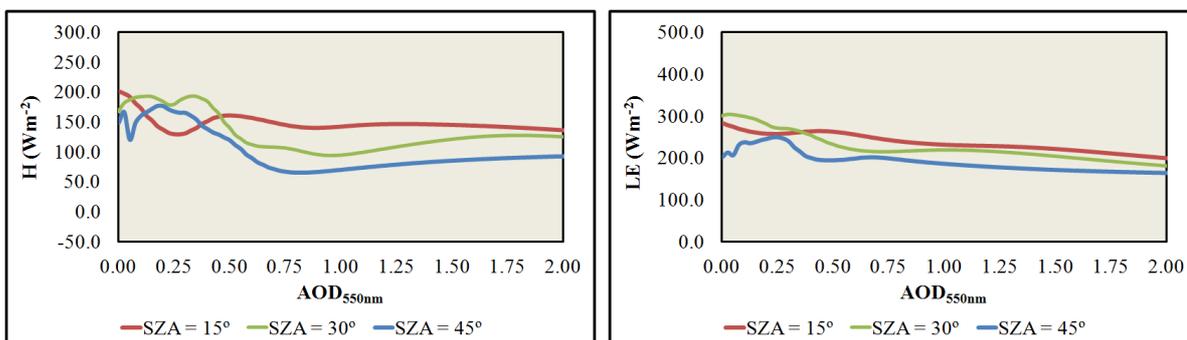


Figura 4.3.5 H (Wm^{-2}) — esquerda — e LE (Wm^{-2}) — direita — obtidos através das ANNs geradas em relação a AOD_{550nm} , em três SZAs (15° , 30° e 45°), para os três sítios experimentais estudados. Variaram-se T , VPD e u^* , através das ANNs e PAR_i e PAR_{dif} a partir de cálculos com o modelo *libRadtran*.

4.3.5 Avaliações de H e LE a partir das ANNs para Episódios sem Aerossóis

Um terceiro tipo de teste, desta vez hipotético, foi realizado a fim de avaliar quais seriam as diferenças relativas em H e LE, nas condições de uma atmosfera observada e outra atmosfera sem aerossóis, isto é, com $AOD_{550nm} = 0,0$. O mesmo teste foi efetuado na seção 4.2, deste capítulo, ao avaliar o FCO_2 . Para maior detalhamento nos procedimentos, sugere-se uma releitura atenta.

Neste teste, os cálculos dos fluxos de energia (H e LE) foram efetuados fazendo uso de variáveis obtidas pelos modelos (*libRadtran* e ANNs), exceto pelos valores de AOD_{550nm} (0,0) e dos SZAs, que foram obtidos através da base de dados original. A **Tabela 4.3.3** mostra os valores reais médios e os desvios padrão dos fluxos, H e LE, para a base de dados observados, os valores modelados médios e a diferença relativa entre as médias dos valores reais e dos valores simulados, com sinais algébricos, que indicam se o modelo apresentou valores maiores que os reais (positivo), ou menores (negativo). Para saber a os valores associados às outras variáveis utilizadas, é indicada uma consulta detalhada da **Tabela 4.3.4**.

Tabela 4.3.3 Valores médios e desvios padrão dos fluxos de energia, H e LE, em Wm^{-2} , utilizados como parâmetros de entrada nas construções das ANNs (**Real**), valores médios e desvios padrão gerados a partir dos modelos sem aerossol (**Modelo**) e diferenças relativas entre os valores médios (**Diferença Relativa**), para os três sítios experimentais.

Sítio Experimental	Variáveis	Real	Modelo	Diferença Relativa
Ilha do Bananal - TO	H (Wm^{-2})	130,9 ± 66,8	346,6 ± 111,7	+62,2%
	LE (Wm^{-2})	286,9 ± 107,9	305,9 ± 26,3	+6,2%
Rebio Jaru - RO	H (Wm^{-2})	117,4 ± 73,6	183,7 ± 65,3	+36,1%
	LE (Wm^{-2})	215,4 ± 97,7	219,1 ± 69,7	+1,7%
Sinop - MT	H (Wm^{-2})	138,6 ± 70,7	162,0 ± 23,7	+14,5%
	LE (Wm^{-2})	227,2 ± 88,6	262,0 ± 38,3	+13,3%

Para os três locais avaliados, os valores dos fluxos de calor sensível e latente, calculados através das ANNs para cenários sem aerossol, apresentaram-se maiores do que a média dos valores observados, ou seja, de uma atmosfera real, que contém aerossóis.

Nos resultados apresentados na seção anterior deste capítulo, observou-se que, para todos os sítios experimentais, uma atmosfera livre de aerossóis estava associada com valores maiores de PAR_i e menores de PAR_{dif} . Isso significa que em uma atmosfera sem aerossóis, há mais energia dessa natureza disponível em superfície, o que pode explicar o fato do aumento nos valores médios dos fluxos de calor sensível e latente. A maior disponibilidade de energia radiativa em superfície comprovou ser utilizada para o aumento na temperatura, como discutido na seção anterior. Agora, a análise dos fluxos mostra que na presença de aerossóis, há uma redução tanto na troca de energia térmica, quanto de água entre a superfície e a atmosfera.

Outro ponto que pode ser destacado é que em todos os sítios experimentais, o calor sensível mostrou ser mais susceptível às alterações na AOD_{550nm} , se comparado ao calor latente. Esse fato é reportado na Ilha do Bananal e Rebio Jaru e menos para Sinop. Uma possível explicação para isso pode ser obtida ao avaliar o espectro de absorção do vapor d'água. A região espectral mais afetada pela presença dos aerossóis de queimada é o visível, e apenas essa região foi avaliada. Essa região espectral interage muito pouco com o vapor d'água. Outra possível explicação é devido ao aumento de temperatura do dossel em si. A vegetação responde ao aumento de temperatura com um fechamento estomático e dificulta a evapotranspiração. Ou seja, os aerossóis são mais eficientes em afetar a troca de calor entre a atmosfera e a vegetação, do que a troca de umidade, já que esta sofre influências maiores de outras variáveis, como a umidade do solo, por exemplo.

5. Conclusões

5.1 Considerações Finais

O presente projeto teve como objetivo geral o estudo do comportamento dos fluxos de gás carbônico, calor sensível e calor latente em relação às variações da profundidade óptica do aerossol, em três diferentes localidades situadas na região do Arco do Desflorestamento da Amazônia Legal Brasileira. A motivação deste trabalho se deu, principalmente, pela investigação dos mecanismos e possíveis impactos dos aerossóis sobre a produtividade dos ecossistemas da América do Sul (em especial a floresta Amazônica), que ainda continuam sendo pouco conhecidos. Além disso, a profundidade óptica dos aerossóis da região atingiram valores elevados, em função da queima de biomassa, durante a estação seca e, forneceram cenários experimentais poluídos, que possibilitaram uma oportunidade única de exploração de uma possível relação entre os aerossóis e a produtividade desses ecossistemas tropicais.

Para tal, foram analisados diferentes grupos de dados, coletados através de experimentos de campo em diferentes localidades, relativamente bem espaçadas entre si, para uma melhor representação da região do Arco do Desflorestamento Amazônico como um todo. Os dados dos fluxos de CO₂, calor sensível e latente foram obtidos através da técnica da covariância dos vórtices turbulentos (“*eddy covariance*”), derivados de anemômetros sônicos e analisadores de gás no infravermelho, instalados em torres micrometeorológicas localizadas em cada um dos três sítios experimentais: na Ilha do Bananal, em Tocantins, em Sinop, no Mato Grosso e na Reserva Biológica do Jaru, em Rondônia. Todas as torres também apresentaram medidas de variáveis meteorológicas, como temperatura, umidade relativa, velocidade de fricção. Exceto pela torre de Sinop, as outras torres também apresentaram medidas radiativas dos campos do balanço de radiação, tais como a radiação solar e a radiação fotossinteticamente ativa incidente e refletida. Para Sinop, essas variáveis foram calculadas por um modelo de transferência radiativa. A profundidade óptica dos aerossóis foi obtida através do sensor MODIS, a bordo dos satélites TERRA e AQUA, para os sítios experimentais da Ilha do Bananal e de Sinop. Na Rebio Jaru, os valores de AOD foram obtidos através de um radiômetro *in situ*. Outro ponto que diferiu os três sítios experimentais foram os tamanhos das séries temporais. Na Rebio Jaru, o experimento de campo foi conduzido em um curto período de tempo, abrangendo apenas parte da estação seca do ano de 2007, contudo a característica dos dados de profundidade óptica do aerossol (medição contínua ao longo de um dia, de minuto a minuto) possibilitou uma análise mais robusta do ciclo diurno. Em contrapartida, na Ilha do Bananal e em Sinop, a série temporal de medição

dos fluxos foi mais longa (de 2003 a 2008, e de 2005 a 2008, respectivamente), no entanto, por conta dos dados de AOD serem de origem satelital, com medições de no máximo duas vezes ao dia, a análise desses sítios experimentais apresentou possibilidades de caracterização dos ciclos interanuais.

Os estudos deste trabalho foram limitados ao período majoritariamente seco e comum às três localidades avaliadas, pois **(a)** os máximos de números de focos de incêndio ocorreram em agosto, setembro e outubro. O estado do Mato Grosso apresentou um número muito maior de focos de incêndio, entretanto, nos meses de agosto, setembro e outubro, o número de focos de incêndio dos estados de Tocantins e Rondônia cresceu muito e se tornou bastante semelhante. Foram verificadas algumas variações na magnitude da profundidade óptica do aerossol, na forma como ela se distribuiu ao longo do ano e essas variações foram diretamente ligadas às queimadas, sua intensidade, o número de focos de incêndio, o tipo de vegetação que se queima e, portanto, a avaliação espacial foi importante. Em agosto, algumas regiões passaram a apresentar um conjunto elevado (maior que 50) de focos de incêndio que persistiram ao longo dos anos. Em setembro, houve uma intensificação no número de focos de incêndio no noroeste de Rondônia e a aparição de muitos focos também no sul do estado. No Mato Grosso, também houve intensificação no número de focos no estado como um todo, preferencialmente na parte nordeste e central. No estado do Pará, ocorreu uma intensificação na parte sudeste, imediatamente na fronteira com o Tocantins, que também apresentou aumentos significativos no número de focos de incêndio por todo o estado. **(b)** Em termos da distribuição temporal dos valores da profundidade óptica dos aerossóis pode-se notar que, em todos os sítios experimentais, houve um significativo aumento associado aos meses de agosto, setembro e outubro. Na Ilha do Bananal, o valor médio máximo foi de $AOD_{550nm} = 0,7 \pm 0,4$ e aconteceu no mês de outubro. Em Sinop, o valor máximo de AOD_{550nm} apareceu um mês antes, $AOD_{550nm} = 1,3 \pm 1,2$. Na Rebio Jaru, o valor máximo foi de $AOD_{550nm} = 1,2 \pm 0,2$, também no mês de setembro. Na Ilha do Bananal os valores máximos de AOD_{550nm} foram inferiores se comparados aos de Sinop e da Rebio Jaru. Esses dois sítios experimentais mostraram um aumento significativo nos valores de AOD_{550nm} que começou em agosto, teve seu máximo em setembro e iniciou sua queda em outubro. Ao se tratar da Ilha do Bananal, o comportamento da AOD_{550nm} foi relativamente diferente. Os máximos foram mais “alargados”, se comparados com as outras localidades e, apesar do valor máximo apresentar-se em outubro e bem menor, os meses de outubro e setembro apresentaram diferenças relativas pequenas. Portanto, **(c)** a análise das propriedades intrínsecas dos aerossóis faz-se

importante, pois, ao contrário da profundidade óptica dos aerossóis, apresenta indícios sobre a composição química, tamanho ou estrutura das partículas. Com a utilização do modelo GOCART, os aerossóis foram divididos em quatro subgrupos: os aerossóis de poeira (*DUST*), os aerossóis de proveniência marinha (*SEA SALT*), os aerossóis de enxofre (*SULFATE*) e os aerossóis carbonáceos, isto é, a soma entre o particulado orgânico e o carbono elementar (OC + BC). Durante o início do ano, ocorreu um significativo aumento na presença de poeira sobre as três localidades analisadas. Nesse período, o aerossol de poeira pode representar até 14% da AOD_{550nm} da região. A Ilha do Bananal apresentou sistematicamente maiores valores absolutos e relativos de aerossol de proveniência marinha em comparação às demais localidades. O aumento significativo dos valores absolutos de AOD_{550nm} referente aos aerossóis de enxofre nos meses de agosto, setembro e outubro esteve ligado à queima de biomassa na região, contudo são os aerossóis carbonáceos os mais presentes. Representaram, ao longo de todo o ano, mais de 40% da AOD_{550nm} e, nos meses de agosto e setembro, ultrapassaram os 90% devido à influência das queimadas. A maior parte deste total deveu-se ao material orgânico particulado. Quanto ao carbono elementar, nos meses associados à queima de biomassa, houve um significativo aumento, podendo chegar a representar até 20% do aerossol da região.

Portanto, nesse contexto, foram considerados apenas os meses de agosto, setembro e outubro, para que apenas o efeito do aerossol, majoritariamente de queimada, fosse avaliado, já que a proporção dos tipos de aerossol foi muito semelhante nas três localidades avaliadas nesse período.

Os aerossóis mostraram-se responsáveis por alterar a quantidade de radiação solar disponível em superfície e a partição entre a radiação direta e difusa. Isto, por sua vez, ocasionou variações na temperatura, na disponibilidade de vapor d'água na atmosfera, dentre outras modificações capazes de ocasionar mudanças no modo como um dado tipo de vegetação realiza a troca de carbono com a atmosfera.

As análises apresentadas neste estudo foram realizadas com a utilização da técnica das Redes Neurais Artificiais. Nos estudos dos FCO_2 , a saída gerada pela ANN encontrada para a Rebio Jarú apresentou forte dependência com o ângulo zenital solar. A temperatura e o déficit da pressão de vapor mostraram-se importantes na explicação da variância do FCO_2 para todos os locais estudados.

Alguns testes foram realizados, a fim de determinar o comportamento de FCO_2 em diferentes cenários, com a utilização das ANNs. No primeiro teste, foram fixados os valores de T , VPD e u^* , a fim de avaliar apenas o efeito dos aerossóis e, por sua vez, a disponibilidade de radiação fotossinteticamente ativa em superfície e a partição da mesma, nas formas direta e difusa, e do ângulo zenital solar. Para a Ilha do Bananal e Rebio Jaru, o aumento da $\text{AOD}_{550\text{nm}}$ gerou, inicialmente, uma diminuição nos valores absolutos do FCO_2 até $\text{AOD}_{550\text{nm}} \sim 0,25$, contudo, a partir desse valor, os valores do FCO_2 passaram a apresentar um comportamento de decréscimo. Em Sinop não se verificou esse comportamento de decréscimo no valor absoluto do FCO_2 com o aumento da $\text{AOD}_{550\text{nm}}$. O segundo teste foi realizado, a fim de tentar se aproximar das condições reais, ou seja, a disponibilidade de radiação afetando também as demais variáveis meteorológicas. Foi possível notar algumas diferenças bastante significativas entre os resultados obtidos pelo Teste 1 e o Teste 2 (onde variaram-se os valores de T , VPD e u^*). Para a Ilha do Bananal, o comportamento de decréscimo do FCO_2 com o aumento da $\text{AOD}_{550\text{nm}}$ manteve-se até adquirir um comportamento estável. Para a Rebio Jaru, o FCO_2 apresentou comportamento de decréscimo com a $\text{AOD}_{550\text{nm}}$ até um certo ponto e, depois disso, apresentou comportamento oposto. Para o *site* de Sinop, o comportamento entre o Teste 1 e o Teste 2 manteve-se basicamente o mesmo. O terceiro teste consistiu em um estudo hipotético para definir quais seriam as diferenças relativas no FCO_2 entre condições de uma atmosfera observada (com algum tipo de aerossol) e outra atmosfera sem aerossóis. A média dos valores modelados de PAR_i , sem aerossol, foi maior que a média dos valores reais, para todos os locais. Em contrapartida, a média dos valores modelados de PAR_{dif} foi menor. A temperatura também aumentou em valores médios modelados em relação aos valores médios reais, na presença dos aerossóis. A diferença relativa entre os valores médios reais e modelados de VPD e u^* não mostrou concordância para os três sítios experimentais. Quanto ao FCO_2 , a Ilha do Bananal e a Rebio Jaru apresentaram valores médios modelados maiores, isto é, nesse cenário hipotético (sem aerossol) ocorreu uma troca menor de CO_2 com a atmosfera. Sinop apresentou resultado oposto. Uma possível explicação foi devido às áreas ao entorno de Sinop, que apresentaram várias regiões de plantação de grãos. Por essa razão, os dosséis mais simples da região possuíam resposta contrária ao proposto pela teoria do “efeito da fertilização difusa”.

O mesmo tipo de estudo realizado para o FCO_2 foi realizado com o intuito de avaliar o comportamento dos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE), através do uso das ANNs. Ao avaliar as variáveis que melhor explicaram a variância de H , para a Ilha do Bananal, houve

uma forte influência de VPD e T (27,4% e 23,7%, respectivamente). Esse fato indicou que os fluxos de energia da Ilha do Bananal poderiam ser influenciados pela temperatura. No caso da Rebio Jaru, PAR_i explicou cerca de 17% da variância de H. Para Sinop, não fica claro quais as variáveis que explicam melhor as variâncias de H e LE, no entanto, a velocidade de fricção (u^*) apresentou o maior índice de sensibilidade global (15%), o que pode indicar que a variância foi mais influenciada pelo próprio método de medição. No primeiro teste, em geral, o comportamento dos fluxos com a AOD_{550nm} apresentou semelhanças bastante significativas nas três localidades. O comportamento médio, tanto de H, quanto de LE foi de decréscimo com o aumento na carga de aerossóis. Esse fato pode ser explicado, pois o aumento na carga de aerossóis diminui a energia radiativa total incidente em superfície. Um decréscimo no valor total da energia disponível em superfície gera uma diminuição sistemática em H e LE. No segundo teste, a modificação das demais variáveis afetou os fluxos e apesar de algumas diferenças terem sido bastante visíveis, o comportamento geral dos fluxos de energia se manteve, ou seja, no limite, o valor dos fluxos decresceu em relação ao aumento de AOD_{550nm} . No cenário hipotético, com $AOD_{550nm} = 0,0$, nos três locais avaliados, os valores dos fluxos de calor sensível e latente apresentaram-se maiores do que a média dos valores observados. Novamente, corrobora a hipótese de que em uma atmosfera sem aerossóis, há mais energia disponível em superfície. O calor sensível mostrou ser mais susceptível às alterações na AOD_{550nm} , se comparado ao calor latente. Esse fato é grandemente reportado na Ilha do Bananal e Rebio Jaru, e menos em Sinop. Uma possível explicação é que devido ao aumento de temperatura do dossel, o fechamento estomático dificulta a evapotranspiração.

5.2 Sugestões para trabalhos futuros

Uma primeira recomendação para trabalhos futuros que sigam nesta linha de pesquisa, ou seja, busquem por uma maior compreensão dos efeitos dos aerossóis nos fluxos de ecossistemas tropicais, é um maior detalhamento temporal da profundidade óptica do aerossol. Apesar de o sensor MODIS cobrir uma vasta área do globo e apresentar uma razoável cobertura espacial, sua cobertura temporal é limitada a, no máximo, duas passagens diárias. Neste trabalho, foi possível fazer um estudo mais detalhado do comportamento dos fluxos com os aerossóis ao longo de um ciclo diurno, apenas para o sítio experimental da Rebio Jaru, que possuía um radiômetro em superfície.

É importante ressaltar uma atenção maior com a qualidade dos dados de fluxos ao longo do tempo, pois podem apresentar muitos erros, caso não passem por vistorias contínuas e adequadas. Grandes séries temporais, como as da Ilha do Bananal, com alto padrão de qualidade, são imprescindíveis para análises interanuais e estudos que possibilitem fazer generalizações.

Além disso, um perfil vertical da incidência de radiação, principalmente, fotossinteticamente ativa, dentro do dossel, possibilitaria um estudo ainda mais detalhado sobre o espalhamento da luz, e como essa se relaciona com a produtividade.

Em estudos de produtividade, é importante fazer avaliações mais precisas sobre o termo de armazenamento (fluxo não-turbulento) do fluxo de CO₂, para se ter uma maior precisão na definição do comportamento dos ecossistemas, isto é, se funcionam como sumidor ou fonte.

Por fim, um detalhamento espectral da incidência da radiação no dossel, e como ela se espalha, seria interessante no sentido de contribuir para o maior entendimento dos efeitos e distinções entre a radiação azul e vermelha no efeito da fertilização difusa, por exemplo.

Referências Bibliográficas

- ALADOS, I; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Direct and diffuse photosynthetically active radiation: measurements and modeling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 93, 27-38, 1999.
- ALBRECHT, B. Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science*, 245, 1227-1230, 1989.
- ALTON, P. B. Reduced carbon sequestration in terrestrial ecosystems under overcast skies compared to clear skies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148, 1641-1653, 2008.
- ANDRADE, N. L. R.; AGUIAR, R. G.; SANCHES, L.; ALVES, E. C. R. F.; NOGUEIRA, J. S. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta amazônica e floresta de transição Amazônia – Cerrado. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v.24, n.3, 346-355,2009.
- ANDRADE, R. de P. "Conquistar a terra, dominar a água, sujeitar a floresta": Getúlio Vargas e a revista "Cultura Política" redescobrem a Amazônia (1940-1941). *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Ciênc. hum.* [online]. vol.5, n.2, pp. 453-468, 2010.
- ANDRES, R. J.; e A. KASGNOC, D. A time-averaged inventory of sub aerial volcanic sulfur emissions. *J. Geophys. Res.*, 103, 25 251–25 261, 1998.
- ARINO, O., e MELINOTTE, J.-M. Fire index atlas. *Earth Obs. Quart.*, 50, 11–16, 1995.
- ARINO, O.; e ROSAZ, J.-M. 1997 and 1998 World ATSR Fire Atlas using ERS-2 and ATSR-2 data. *Proc. Joint Fire Science Conf .*, Boise, ID, University of Idaho and International Association of Wildland Fire, 177–182, 1999.
- ARMENTERASA, D.; M. ROMERO; G. GALINDO, 2005: Vegetation fire in the savannas of the llanos orientales of colombia. *World Resource Review*, 17, 531-543.
- ARTAXO, P. *et al.*: Efeitos Climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, p. 1-22, 2006.
- BAEDE, A.P.M.; AHLONSOU, E.; DING, Y.; SCHIMEL, D.; BOLIN, B.; POLLONAI, S. The Climate System: an Overview. In: *Climate Change 2001: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom e New York, NY, USA, 2001.

BALDOCCHI, D. 'Breathing' of terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. *Australian Journal of Botany*, 56, 1-26, 2008.

BALDOCCHI, D. Measuring and modeling carbon dioxide and water vapour exchange over a temperature broad-leaved forest during the 1995 summer drought. *Plant, Cell and Environment*, 20, 1108-1122, 1997.

BALKANSKI, Y. J.; JACOB, D. J.; GARDNER, G. M.; GRAUSTEIN, W. C.; TUREKIAN, K. K. Transport and residence times of tropospheric aerosols inferred from a global three-dimensional simulation of 210Ph. *J. Geophys. Res.*, 98, 20 573–20 586, 1993.

BISHOP, C. M. *Neural Networks for Patter Recognition*. New York: Oxford University Press, 1995. 482p.,

BLACK, K.; DAVIS, P.; LYNCH, P.; JONES, M.; MCGETTINGEN, M.; OSBORNE, B. Long-term trends in solar irradiance in Ireland and their potential effects on gross primary productivity. *Agricultural and Forest Meteorology*, 141, 118-132, 2006.

BONAN, G. *Ecological Climatology*. England: Cambridge University Press, 2002. 690p.

BOSVELD, F. C., BELJAARS, A. C. M. The impact of sampling rate on Eddy-covariance flux estimates. *Agricultural Forest Meteorology*, 109, p. 39-45, 2001.

BURNHAM, P. *Capitalism: The Concise Oxford Dictionary of Politics*. New York: Oxford University Press, 2003. 656 p.

BUTLER, R.; 2012. *Fires in the rainforest*. Disponível em: <http://rainforests.mongabay.com/0809.htm>. Acessado em: 14 de abril de 2013.

CARN, S. A.; A. J. KRUEGER; N. A. KROTKOV; K. YANG, e co-autores, 2007: Sulfur dioxide emissions from Peruvian copper smelters detected by the Ozone Monitoring Instrument. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09801.

CHAMEIDES, W. L.; YU, H.; LIU, S. C.; BERGIN, M.; ZHOU, X.; MEARN, L.; WANG, G.; KIANG, C. S.; SAYLOR, R. D.; LUO, C.; HUANG, Y.; STEINER, A., GIORGI, F. Case study of the effects of atmospheric aerosols and regional haze on agriculture: An opportunity to enhance crop yields in China through emission controls?, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 96, 13 626–13 633, 1999.

- CHANDRASEKHAR, S. *Radiative Transfer*. Oxford University press, Oxford, 1950.
- CHIN, M.; GINOUX, P.; KINNE, S.; TORRES, O; HOLBEN, B. N.; DUNCAN, B. N.; MARTIN, R. V.; LOGAN, J. A.; HIGURASHI, A.; NAKAJIMA, T. Tropospheric Aerosol Optical Thickness from the GOCART Model and Comparisons with Satellite and Sun Photometer Measurements. *American Meteorological Society*, 59, 461-483, 2002.
- CHIN, M.; ROOD, R. B.; LIN, S-J.; MULLER, J-F.; THOMPSON, A. M. Atmospheric sulfur cycle simulated in the global model GOCART: Model description and global properties. *Journal of Geophysical Research*, 24, 671-687, 2000.
- COHAN, D. S., XU, J., GREENWALD, R., BERGIN, M. H., e CHAMEIDES, W. L. Impact of atmospheric aerosol light scattering and absorption on terrestrial net primary productivity, *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4), 1090, doi:10.1029/2001GB001441, 2002.
- COOKE, W. F.; LIOUSSE, C.; CACHIER, H.; e FEICHTER, J. Construction of a 1° x 1° fossil fuel emission data set for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM4 model. *J. Geophys. Res.*, 104, 22 137–22 162, 1999.
- DOUGHTY, C. E.; FLANNER, M. G.; GOULDEN, M. L. Effect of smoke on subcanopy shaded light, canopy temperature, and carbon dioxide uptake in an Amazon rainforest, *Global Biogeochemical Cycles*, 24, GB3015, doi:10.1029/2009GB003670, 2010.
- DOUGHTY, C. E.; GOULDEN, M. L. Are tropical forests near a high temperature threshold?, *Journal Geophysical Research*, 113,G00B07, doi:10.1029/2007JG000632. 2008.
- DUNCAN, B. N.,MARTIN, R. V., STAUDT, A. C., YEVICH, R., e LOGAN, J. A.: Interannual and Seasonal Variability of Biomass Burning Emissions Constrained by Satellite Observations, *J. Geophys. Res.*, 108(D2), 4040, doi:10.1029/2002JD002378, 2003.
- EVANS, K. F. e STEPHENS, G. L.: A new polarized atmospheric radiative transfer model, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 46, 413–423, 1991.
- FARQUHAR, G.D; RODERICK, M. L. Pinatubo, Diffuse Light and the Carbon Cycle. *Science*, 299, 1997-1998, 2003.
- FORMENTI, P.; ANDREAEE, M. O.; LANGE, L.; ROBERTS, G. e co-autores. Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in

Amazonia (LBA)-Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in March 1998. *J. Geophys. Res.*, 106, 14919-14934, 2001.

FORSTER, P.; V. RAMASWAMY; P. ARTAXO; T. BERNTSEN; R. BETTS; D.W. FAHEY; J. HAYWOOD; J. LEAN; D.C. LOWE; G. MYHRE; J. NGANGA; R. PRINN; G. RAGA; M. SCHULZ e R. VAN DORLAND, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom e New York, NY, USA.

GINOUX, P., M. CHIN, I. TEGEN, J. PROSPERO, B. HOLBEN, O. DUBOVIK, e S.-J. LIN, 2001: Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. *J. Geophys. Res.*, 106, 20 225–20 273.

GIORGI, F.; e CHAMEIDES, W. L. Rainout lifetimes of highly soluble aerosols and gases as inferred from simulations with a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 91, 14 367–14 376, 1986.

GOMES, J. B. *Conversão de florestas tropicais em sistemas pecuários na Amazônia: quais são as implicações no microclima da região?* 2011. 61 p. Trabalho de conclusão (Bacharel em Engenharia Ambiental) – Departamento de Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Rondônia, Ji-Paraná, 2011.

GONG, S.; BARRIE, L. A.; e BLANCHET, J.-P. Modeling sea salt aerosols in the atmosphere. 1: Model development. *J. Geophys. Res.*, 102, 3805–3818, 1997.

GOUDIE, A. S.; N. J. MIDDLETON, 2006: *Desert Dust in the Global System*. Springer, New York.

GOUDRIAAN, J. *Crop micrometeorology: A simulation study*, Pudoc: Center for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, S600.43.M37 G68, 1977, 249p.

- GOULDEN, M. L.; MUNGER, J. W.; FAN, S. M.; DAUBE, B. C.; WOSFY, S. C. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: Methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology*, v. 2, p 169-182, 1996.
- GU, L., BALDOCCHI, D., VERMA, S. B., BLACK, T. A., VESALA, T., FALGE, E. M.; DOWTY, P. R. Advantages of diffuse radiation for terrestrial ecosystem productivity, *Journal Geophysical Research*, 107(D6), 4050, ACL 2-1 to ACL 2-23, 2002.
- GU, L., BALDOCCHI, D., WOSFY, S. C., MUNGER, J. W., MICHALSKY, J. J., URBANSKI, S. P., and BODEN, T. A.: Response of a deciduous forest to the Mount Pinatubo eruption: Enhanced Photosynthesis, *Science*, 299, 2035–2038, 2003.
- GU, L.; FUENTES, J. D.; SHUGART, H. H.; STAEBLER, R. M; BLACK, T. A. Responses of net ecosystem exchanges of carbon dioxide to changes in cloudiness: Results from two North American deciduous forest. *Journal of Geophysical Research*, 104, 31 p, 1999.
- GUENTHER, A.; e co-autores. A global model of natural volatile organic compound emissions. *J. Geophys. Res.*, 100, 8873–8892, 1995.
- HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; KRANE, K. S. Física 4. Livros Técnicos e Científicos, LTC, 4ª Ed, 270-271, 309-325, 1996.
- HANBA, Y.T.; SHIBASAKA, M.; HAYASHI, Y.; HAYAKAWA, T.; KASAMO, K.; TERASHIMA, I.; KATSUHARA, M. Overexpression of the barley aquaporin HvPIP2;1 increases internal CO₂ conductance and CO₂ assimilation in the leaves of transgenic rice plants. *Plant Cell Physiology*. 45 521–529, 2004.
- HANSEN, J. E.; SATO, M.; RUEDY, R. Radiative forcing and climate response. *J. Geophys.Res.*, 102, 6831-6864, 1997.
- HAYWOOD, J.; BOUCHER, O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *Rev. Geophys.*, 38, 513-543, 2000.
- HELFAND, H. M.; e LABRAGA, J. C. Design of a nonsingular level 2.5 second-order closure model for the prediction of atmospheric turbulence. *J. Atmos. Sci.*, 45, 113–132, 1988.
- HENYEY, L.G.; GREENSTEIN, J.L. Diffuse radiation in the galaxy, *Astrophysical Journal* 93:70-83, 1941.

HORVATH, H. Atmospheric light absorption – A review, *Atmos. Environ.*, 27, 293-317, 1993.

HUBANKS, P. A. *MODIS Atmosphere QA Plan for Collection 005*, Greenbelt, MD USA, NASA Goddard Space Flight Center, 57, 2012.

HUNEEUS, N.; L. GALLARDO; J. A. RUTLLANT, 2006: Offshore transport episodes of anthropogenic sulfur in Northern Chile: Potential impact upon the stratocumulus cloud deck. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19819.

Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, 2007: *The fourth assessment report to the intergovernmental panel on climate change*. Technical Report, Cambridge, New York.

JANSEN, E., J. OVERPECK, K.R. BRIFFA, J.-C. DUPLESSY, F. JOOS, V. MASSON-DELMOTTE, D. OLAGO, B. OTTO-BLIESNER, W.R. PELTIER, S. RAHMSTORF, R. RAMESH, D. RAYNAUD, D. RIND, O. SOLOMINA, R. VILLABA e D. ZHANG, 2007: Palaeoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor E H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom E New York, NY, USA.

JOESTEN, M. D.; JOHNSTON D. O.; NETTERVILLE, J. T. *World of Chemistry*. Saunders College Publishing, 1991.

KANNIAH, K. D., 2009: *Environmental controls on the spatial and temporal variability of savanna productivity in the Northern Territory, Australia*. Tese de doutorado não publicada. Universidade de Monash, Australia, 2009.

KANNIAH, K. D.; BERINGER, J.; NORTH, P.; HUTLEY, L. Control of atmospheric particles on diffuse radiation and terrestrial plant productivity: A review. *Progress in Physical Geography*, 36(2), 209-237, 2012.

KAUFMAN, Y. J.; TANRE, D.; BOUCHER, O. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, 419, 215-223, 2002.

KETTLE, A. J., e co-autores. A global database of sea surface dimethylsulfide (DMS) measurements and a simple model to predict sea surface DMS as a function of latitude, longitude, and month. *Global Biogeochem. Cycles*, 13, 399–344, 1999.

KIEHL, J. T., TRENBERTH, K. E. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 197–208, 1997.

KINNE, S.; M. SCHULZ; C. TEXTOR; S. GUIBERT, e co-autores. An AeroCom initial assessment - optical properties in aerosol component modules of global models. *Atmos.Chem. Phys.*, 6, 1815-1834, 2006.

KNOHL, A.; BALDOCCHI, D.D. Effects of diffuse radiation on canopy gas exchange processes in forest ecosystems. *Journal of Geophysical Research, Biogeosciences*. 113 : G02023, doi:10.1029/2007JG000663, 2008.

KOREN, I.; KAUFMAN, Y. J.; WASHINGTON, R.; TODD, M. C. e co-autores. The Bodele depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. *Environ. Res. Lett.*, 1, 14005, 2006.

KOREN, I.; KAUFMAN, Y.; REMER, L. A.; MAERTINS, J. V. Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. *Science*, 303, 1342-1345, 2004.

KURUCZ, R.: Synthetic infrared spectra, in: *Proceedings of the 154th Symposium of the International Astronomical Union (IAU)*; Tucson, Arizona, March 2-6, 1992, Kluwer, Acad., Norwell, MA, 1992.

KYLLING, A. *Radiation transport in cloudy and aerosol loaded atmospheres*, Tese (Doutorado), Alaska University, Fairbanks., 1992.

KYLLING, A.; STAMNES, K.; TSAY, S.-C. A reliable and efficient two-stream algorithm for spherical radiative transfer: documentation of accuracy in realistic layered media , *J. of Atmospheric Chemistry*, 21, 115–150, 1995.

LANGNER, J.; H. RHODE, 1991: A global three-dimensional model of the global sulfur cycle. *J. Atmos. Chem.*, 13, 225-263.

LEVY, R.; REMER, L.; TANRE, D.; MATOO, S.; KAUFMAN, Y. Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol over dark targets from MODIS: Collections 005 and 051: Revision 2, February 2009, *MODIS Algorithm Theoretical Basis Document*, 2009.

LIEBETHAL, C.; FOKEN, T. On the significance on the Webb correction to fluxes. *Boundary – Layer Meteorology*, v. 109, p. 99-106, 2003.

LIN, S.-J., e R. B. ROOD, 1996: Multidimensional flux-form semi- Lagrangian transport schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2046–2070.

LIOU, K. N. *An introduction to atmospheric radiation*. San Diego: Academic Press, 2002. 583 p.

LISS, P. S., e L. MERLIVAT, 1986: Air–sea gas exchange rates: Introduction and synthesis. *The Role of Air–Sea Exchange in Geochemical Cycling*, P. Buat-Ménard, Ed., D. Riedel, 113–127.

LONGO, K. *Estudos de partículas de aerossóis e gases traços na atmosfera da bacia Amazônica: Influências das circulações regionais e de larga escala*. 1999. Tese (Doutorado em Física) - Instituto de Física, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

MAYER, B. e KYLLING, A.: Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1855– 1877, 2005.

Ministério do Meio Ambiente; IBAMA; Prevfogo; *Plano de prevenção e combate aos incêndios florestais da Reserva Biológica do Jaru (2006 – 2007)*. Relatório técnico, Ji-Paraná, RO, 2006.

MISSON, L; LUNDEN, M; McKAY, M; GOLDSTEIN, A. H. Atmospheric aerosol light scattering and surface wetness influence the diurnal pattern of net ecosystem exchange in a semi-arid ponderosa pine plantation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 129 (2005) 69–83, 2004.

MODIS, NASA, 2012. Disponível em <<http://modis.gsfc.nasa.gov>>. Acesso em: 06/03/2012.

MONAHAN, E. C., SPIEL, D. E.; DAVIDASON, K. L. A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption. *Oceanic Whitecaps*, E. C. Monahan and G. Mac Niocaill, Eds., D. Reidel, 167–174, 1986.

MÜLLER, J.-F.; e BRASEUR, G. IMAGES: A three-dimensional chemical transport model of the global troposphere. *J. Geophys. Res.*, 100, 16 445–16 490, 1995.

NEMANI, R.R.; KEELING, C.D.; HASHIMOTO, H.; JOLLY, W.M.; PIPER, S.C.; TUCKER, C.J.; MYNEMI, R.B.; RUNNING, S.W. Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science*, 300: 1560-1563, 2003.

NIOYOGI, D.; CHANG, H. I.; SAXENA, V.K.; HOLT, T.; ALAPATY, K.; BOOKER, F.; CHEN, F.; DAVIS, K.J.; HOLBEN, B.; MATSUI, T.; MEYERS, T.; OECHEL, W.C.; PIELKE, R.A.S.; WELLS, R.; WILSON, K.; XUE, Y. Direct observations of the effects of aerosol loading on net ecosystem CO₂ exchanges over different landscapes. *Journal of Geophysical Research*. Lett. 31 (20), L20506, 2004.

OLIVEIRA, L. S. *Fluxos atmosféricos de superfície sobre uma área de eco tono na ilha do bananal*. 2006. 97 p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

OLIVEIRA, P. H. F.; ARTAXO, P.; PIRES, Jr. C.; LUCCA, S. de; PROCÓPIO, A.; HOLBEN, B.; SCHAFFER, J.; CARDOSO, L. F.; WOFSY, S. C.; ROCHA, H. R da. The effects of biomass burning aerosols and clouds on the CO₂ flux in Amazonia. *Tellus B*. 59B, 338-349, 2007.

OLIVEIRA, P. J. C.; DAVIN, E. L.; LEVIS, S.; SENEVIRATNE, S. I. Vegetation-Mediated impacts of trends in global radiation on land hydrology: a global sensitivity study. *Global Change Biology*, 17, 3453-3467, 2011.

OLIVIER, J. G. J., e co-autores. Description of EDGAR version 2.0: A set of global emission inventories of greenhouse gases and ozone-depleting substances for all anthropogenic and most natural sources on a per country basis and on 1° x 1° grid. RIVM/TNO Rep. 771060-002. 140 pp, 1996.

PAPALE, D.; VALENTINI, R. A new assessment of European forests carbon exchanges by eddy fluxes and artificial neural network spatialization. *Global Change Biology*. 9, 525-535, 2003.

PENNER, J. E., e co-autores. A comparison of model- and satellite-derived optical depth and reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, 59, 441–460, 2002.

RAES, F. Entrainment of free tropospheric aerosols as a regulating mechanism for cloud condensation nuclei in the remote marine boundary layer. *J. Geophys. Res.*, 100, 2893-2903, 1995.

RAES, F.; WILSON, J.; VAN DINGENE, R. Aerosol Dynamics and Its Implication for the Global Aerosol Climatology. In: *Dahlem Workshop on Aerosol Forcing of Climate*. Editado por R. J. CHARLSON; J. HEINTZENBERG. Wiley, Chichester. pp. 153–169, 1995.

Rayleigh-Jeans Law, Wikipedia, 2013 em
<http://en.wikipedia.org/wiki/Rayleigh%E2%80%93Jeans_law> Acesso em: 14/03/2013.

REINDL, D. T.; BECKMAN, W. A.; et al. Diffuse Fraction Correlations. *Solar Energy* 45: 2., 1990.

RICCHIAZZI, P. SBDART: A research and teaching software tool for plane – parallel radiative transfer in the Earth’s Atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, p. 2101 – 2114, 1998.

RIEHL, H. *Climate and weather in the tropics*. London: Academic Press, 1979. 530 p.

RIPLEY, B. D. *Pattern Recognition and Neural Networks*. Cambridge University Press, 1996.

ROCHA, H. R. da, et al. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil, *Journal Geophysical Research*, 114, G00B12, 2009.

ROCHA, H. R. da; FREITAS, H. C.; PINTO, L. D. V. O.; MENTON, M.; GOULDEN, M; MILLER, S; FIGUEIRA, M. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. *Ecological applications*, EUA, v. 14, n. 4, p. S22-S32, 2004.

ROSÁRIO, N. E.; YAMASOE, M. A.; BRINDLEY, H.; ECK, T. F.; SCHAFER, J. Downwelling solar irradiance in the biomass burning region of the southern Amazon: Dependence on aerosol intensive optical properties and role of water vapor, *J. Geophys. Res.*, 116, D18304, 2011.

ROSÁRIO, N. M. E. *Comparação de profundidades ópticas espectrais do aerossol obtidas para São Paulo a partir de um Multifilter Rotating shadowband Radiometer e do fotômetro solar da AERONET*. 2006. 118 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

ROSÁRIO, N. M. E. *Estudo da Variabilidade das Propriedades Ópticas dos Aerossóis sobre a América do Sul e dos Impactos do Efeito Radiativo Direto das Partículas de Queimadas*. 2011. 212 p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

ROSÁRIO, N.E.; YAMASOE M.A.; LONGO, K.M. Aerosol Optical Depth and Ångström Coefficient retrievals over the Amazon Forest during 2007 biomass burning season. *AIP Conf. Proc.* 1100, 494, 2009.

ROUSE, J. W.; HAAS, R. H.; SCHELL, J. A.; DEERING, D. W. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS, *Third ERTS Symposium*, NASA SP-351 I, 309-317, 1973.

SAYÃO, A. C. *Estudo da variabilidade sazonal da profundidade óptica do aerossol em São Paulo a partir de radiômetros MFRSR*. 2008. 112 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. *Atmospheric Chemistry and Physics: From air Pollution to Climate Change*. New Jersey, John Wiley & Sons, inc., 2006. 1225 p.

SENNA, M. C. A.; COSTA, M. H.; SHIMABUKURO, Y. E. Fraction of photosynthetically active radiation absorbed by Amazon tropical forest: A comparison of field measurements, modeling, and remote sensing, *Journal of Geophysical Research*, 110, G01008, 2005.

SILVA, B. L. *Estudo do efeito das partículas de aerossol emitidas por queimadas sobre a radiação solar incidente em superfície a partir de medições efetuadas na Reserva Biológica do Jarú*. 2012. 101 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

Simulated Spectral Optical Depth Profile. Institute of Environmental Physics - Institute of Remote Sensing. Universidade de Bremen. Alemanha - http://atmos.caf.dlr.de/projects/scops/sciamachy_book/sciamachy_book_figures/chapter_7_figures.html> Acessado em 20 de abril de 2013.

SPITTERS, C.J.T.; TOUSSAINT, H.A.J.M.; GOUDRIAAN, J. Separating the diffuse and direct component of global radiation and its implications for modeling canopy photosynthesis. I. Components of incoming radiation. *Agric. For. Meteorol.*, 38, pp. 225–237, 1986.

STANHILL, G. e COHEN, S. Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agricultural and Forest Meteorology* 107: 255-278, 2001.

Statistica Documentation, 2012, <http://documentation.statsoft.com/STATISTICAHelp.aspx?path=SANN/Overview/SANNNeuralNetworksAnOverview>> Último acesso em: 04/04/2013.

STULL, R. B. *An Introduction to boundary layer meteorology*. Holanda: Kluwer Academic Publishers, 1988. 655 p.

SWAP, R.; M. GARSTANG; S. A. MACKO; P. D. TYSON, e co-autores. The long range transport of southern African aerosols to the tropical South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 101, 23777-23791, 1996.

SWAP, R.; ULANSKI, S.; COBBETT, M.; GARSTANG, M. Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks. *J. Geophys. Res.*, 101, 4205-4220, 1996.

TANNUS, R. N. *Funcionalidade e sazonalidade sobre Cerrado e sobre ecótono Floresta-Cerrado: uma investigação com dados micrometeorológicos de energia e CO₂*. 2004. 92 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agroecossistemas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.

TEXTOR, C.; SCHULZ, M.; GUIBERT, S.; KINNE, S. Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1777-1813, 2006.

THOMAS, G.E.; STAMNES, K. Radiative Transfer in the Atmosphere and Oceans, Cambridge University Press, Cambridge, 1401 p, 1999.

TWOMEY, S., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149-1152.

VOURLITIS, G. L.; NOGUEIRA, J. S.; LOBO, F. A.; SENDALL, K. M.; PAULO, S. R.; DIAS, C. A. A.; PINTO JR., O. B.; ANDRADE, N. L. R. 2008: Energy balance and canopy conductance of a tropical semi-deciduous Forest of the southern Amazon Basin. *Water Resources Research*, vol. 44, W03412 ,2008.

WEBB, E.K.; PEARMAN, G.I; LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 106, 85-100, 1980.

WEISS, A.; NORMAN J. M. Partitioning solar radiation into direct and diffuse, visible, and near infrared components. *Agric Forest Meteorol*, 34: 205–213, 1985.

WESELEY, M. L. Parameterization of surface resistance to gaseous dry deposition in regional-scale numerical models. *Atmos. Environ.*, 23, 1293–1304, 1989.

WHITLEY, R.; MACINNIS-NG, C.; HUTLEY, L.B.; BERINGER, J.; ZEPPEL, M.; WILLIAMS, M.; *et al.* Is productivity of mesic savannas light limited or water limited? Results of a simulation study. *Global Change Biology*, 17(10), 3130–3149, 2011.

YAMASOE, M. A., 1999: *Estudo de propriedades ópticas de partículas de aerossóis a partir de uma rede de radiômetros*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, 213pp.

YAMASOE, M. A.; ARTAXO, P., MIGUEL, A. H.; ALLEN, A. G. Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of vegetation fires in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements, *Atmos. Environ.*, 34, 1641–1653, 2000.

YAMASOE, M. A.; VON RANDOW, C.; MANZI, A.; *et al.* Effect of Smoke on the Transmissivity of Photosynthetically Active Radiation Inside the Canopy. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, Germany, 6, p. 1646-1656, 2006.

YEGNANARAYANA, B. *Artificial Neural Networks*. New Delhi: Prentice-Hall of India, 2005. 461 p.

ZDUNKOWSKI, W.; TRAUTMANN, T; BOTT, A. *Radiation in the Atmosphere: A Course in Theoretical Meteorology*. New York: Cambridge University Press, 2007. 482 p.

ZHANG, Y.; FU, R.; YU, H.; DICKINSON, R. E.; JUAREZ, R. N.; CHIN, M.; WANG, H;. A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over Amazon. *Journal of Geophysical Research*, 113, 2008.

Apêndice A

O modelo de decomposição das componentes da radiação, primeiramente calcula a fração difusa total (PAR difusa mais NIR difusa) da radiação solar global. Utiliza-se do “índice de limpidez” (k_t , livremente traduzido do inglês “*clearness index*”), ângulo zenital solar (θ), temperatura ambiente (T) e umidade relativa (UR) das relações propostas em Reindl *et al.* (1990) e reescritas em Gu *et al.* (1999 e 2002). O índice de limpidez é definido como a razão entre a irradiância solar global incidente na superfície e a irradiância solar global incidente no TOA.

$$K_t = \frac{K_i}{K_0} \quad (A1)$$

Onde K_i é a irradiância solar global incidente na superfície e K_0 é a irradiância solar global incidente no TOA, calculado através da equação (A.2) representada abaixo:

$$K_0 = S_0 \left(1 + 0,033 \cos \left(\frac{360t_d}{365} \right) \right) \cos \theta \quad (A2)$$

Onde S_0 é a constante solar ($\sim 1370 \text{ W/m}^2$) e t_d é o dia do ano (de 0 a 365).

Se $0 \leq k_t \leq 0,3$, então:

$$\frac{K_{idif}}{K_0} = k_t (1 - 0,232k_t + 0,0239 \cos \theta - 6,82 \times 10^{-4}T + 0,0195UR) \quad (A3a)$$

Se $0,3 < k_t < 0,78$, então:

$$\frac{K_{idif}}{K_0} = k_t (1,329 - 1,716k_t + 0,267 \cos \theta - 3,57 \times 10^{-3}T + 0,106UR) \quad (A3b)$$

Se $k_t \geq 0,78$, então:

$$\frac{K_{idif}}{K_0} = k_t (0,426k_t + 0,256 \cos \theta - 3,49 \times 10^{-3}T + 0,0734UR) \quad (A3c)$$

A partir de K_{idif} (irradiância solar difusa incidente em superfície), PAR_{dif} (irradiância PAR difusa incidente em superfície) é calculado através da relação descrita em Alados e Alados – Arboledas (1999), citado em Gu *et al.* (2002):

$$\frac{PAR_{dif}}{K_{idif}} = 2,282 - 0,78\Delta + 0,067 \ln \varepsilon + 0,007T_d \quad (A4)$$

Onde T_d é a temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$), PAR_{dif} tem a unidade de $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ e ε e Δ são a limpidez do céu e o brilho do céu claro, respectivamente, dados por:

$$\varepsilon = \frac{1 + \frac{K_i - K_{idif}}{K_{idif} \cos \theta} + 1,041\theta^3}{1 + 1,041\theta^3} \quad (A5) \quad e \quad \Delta = \frac{K_{idif}}{K_0} \quad (A6)$$

Depois de se obter PAR_{dif} , PAR_{dir} (irradiância PAR direta) é obtida através da diferença entre a global e a difusa. A unidade $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ é convertida em W/m^2 ao dividir os valores por 4,6 (Bonan, 2002).