

CAPÍTULO 7

FORÇANTES RADIATIVAS NATURAIS E ANTRÓPICAS

Autores principais: Alexandre L. Correia - USP; Marcia A. Yamasoe - USP

Autores colaboradores: Henrique M. J. Barbosa - USP; Simone S. Costa - INPE; Luiz Augusto T. Machado - INPE; Aline S. Procópio - UFJF; Rita Y. Ynoue – USP

Autores revisores: Juan C. Ceballos - INPE; Marcelo P. Corrêa - UNIFEI; Maria Assunção F. Silva Dias - USP; Fernando R. Martins – INPE

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	239
7.1 INTRODUÇÃO	242
7.1.1 OBJETIVOS E ESTRUTURA DO CAPÍTULO	242
7.1.2 O CONCEITO DE FORÇANTE RADIATIVA	244
7.2 FORÇANTE RADIATIVA NATURAL	245
7.2.1 EFEITOS CLIMÁTICOS ORBITAIS	246
7.2.2 EFEITOS CLIMÁTICOS DEVIDO A VARIAÇÕES DA ATIVIDADE SOLAR	248
7.2.3 EVIDÊNCIAS DO APORTE DE AEROSSOL MINERAL DA ÁFRICA PARA O BRASIL	249
7.2.4 O EFEITO RADIATIVO DE NUVENS	250
7.3 FORÇANTE RADIATIVA ANTRÓPICA	253
7.3.1 FORÇANTE RADIATIVA DIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO	255
7.3.2 FORÇANTE RADIATIVA INDIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO	256
7.4 EFEITOS DA QUÍMICA ATMOSFÉRICA NA COMPOSIÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE GASES DE EFEITO ESTUFA E AEROSSÓIS	258
7.5 MÉTRICAS E MEDIDAS DO IMPACTO DE GASES DE EFEITO ESTUFA	262
7.5.1. AS FONTES DE EMISSÕES DE GASES DE EFEITO ESTUFA	264
7.6 OBSERVAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES	267
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	270

SUMÁRIO EXECUTIVO

O clima é controlado por diversos fatores, chamados agentes climáticos, que podem ser naturais ou originados de atividades humanas (antrópicas). Um certo agente climático pode contribuir para aquecer o planeta, como por exemplo os gases de efeito estufa antrópicos, enquanto outro agente pode tender a resfriá-lo, como as nuvens. Ao tomador de decisões seria conveniente conhecer qual a influência quantitativa de cada agente climático para que suas ações possam ser baseadas em resultados científicos, e não apenas em questões de natureza política. Frente à magnitude numérica dos efeitos de um dado agente climático, o tomador de decisões poderá analisar o custo/benefício de determinadas ações para diminuir tais efeitos, ou eventualmente buscar soluções de adaptação a um cenário decorrente desses efeitos. Por exemplo, é importante conhecer qual a contribuição de cada agente climático para as variações de temperatura na superfície do planeta, ou mesmo no Brasil. No entanto, como qualquer ferramenta de modelagem do clima, os modelos climáticos atuais mais avançados, que vêm progressivamente fornecendo resultados cada vez mais confiáveis e consistentes para previsões de mudanças climáticas, devem ser alimentados com estimativas seguras das forçantes radiativas.

O conceito de forçante radiativa, definida no Painel S1, é um passo intermediário que não necessita, em princípio, de modelos climáticos para seu cálculo, por isso os valores de forçante radiativa podem ser interpretados de maneira mais objetiva. Uma forçante radiativa positiva significa que um agente tende a aquecer o planeta, ao passo que valores negativos indicam uma tendência de resfriamento. Uma inconveniência do conceito de forçante radiativa é que em geral ela é expressa em termos de $W m^{-2}$ (Watt, ou potência, por metro quadrado), que é uma unidade menos familiar que temperatura em graus Celsius, por exemplo. Se um agente climático representa uma forçante radiativa de $+2 W m^{-2}$, isso indica que ele tende a aquecer o planeta. Uma vez determinado o valor da forçante radiativa de um agente, pode-se usar esse valor em modelos climáticos que procurarão traduzi-lo, por exemplo, como mudanças de temperatura à superfície, ou mudanças no volume de chuvas, etc. Como os modelos climáticos ainda apresentam resultados bastante divergentes, um mesmo valor de forçante pode dar origem a diferentes previsões, dependendo do modelo climático escolhido e das condições em que ele é utilizado. É nesse contexto que o conceito de forçante radiativa oferece um meio de comparação entre diferentes agentes climáticos, independentemente da precisão dos modelos climáticos atuais. A quantificação numérica da intensidade da forçante radiativa permite ao tomador de decisão visualizar quais os agentes mais significativos, classificando-os por ordem de magnitude relativa. Calcular a forçante radiativa de um agente climático é como definir uma escala padrão, que permite a possibilidade de se estimar a intensidade de sua perturbação sobre o clima, para algum local ou região do globo.

Painel S1 – Definição de forçante radiativa

A forçante radiativa devido a um agente climático é definida como a diferença em irradiância líquida na tropopausa, entre um estado de referência e um estado perturbado devido ao agente climático. As temperaturas de superfície e da troposfera são mantidas fixas, mas permite-se que a estratosfera atinja o equilíbrio radiativo. O estado de referência pode ser a ausência do agente climático, ou seu impacto em uma dada situação ou época, como, por exemplo, no início da Revolução Industrial (ca. 1750) adotado pelo IPCC, *Intergovernmental Panel on Climate Change* (Forster et al., 2007).

Além de agentes climáticos independentes, ocorrem também situações de inter-dependência entre agentes, chamados processos de retroalimentação, que tornam ainda mais complexa a compreensão de qual o efeito climático final de um certo agente. Alguns agentes climáticos podem influenciar o ciclo hidrológico. Por exemplo, alguns estudos mostram que a fumaça emitida em queimadas na Amazônia pode alterar o funcionamento natural das nuvens, diminuindo o volume de chuvas que essas nuvens podem produzir. Se isso acontece, então a menor ocorrência de chuvas pode favorecer a ocorrência de um número ainda maior de queimadas, e assim se estabelece um ciclo de retroalimentação. Em tais ciclos de retroalimentação, as relações de causa e efeito são complexas, e por esse motivo a avaliação do impacto sobre o clima é denominada efeito radiativo, e não uma forçante radiativa. Essa distinção é utilizada de forma rigorosa neste capítulo: agentes climáticos que atuam de forma independente exercem forçantes radiativas; aqueles que interferem em ciclos de retroalimentação exercem efeitos radiativos.

É importante levar em consideração escalas de tempo e espaço. Mudanças climáticas que ocorrem em longo prazo, em escalas de milhares a milhões de anos, são controladas por variações orbitais do planeta. No entanto, numa escala de centenas de anos as mudanças orbitais são virtualmente irrelevantes, e outros fatores predominam. Um exemplo é a influência antrópica sobre o clima devido à emissão de gases de efeito estufa, que vem causando um aumento anômalo da temperatura média na superfície do planeta.

Este capítulo apresenta a definição formal de forçante radiativa, do potencial de aquecimento global e do potencial de temperatura global, que são grandezas utilizadas para padronizar uma metodologia de comparação, e que permitem estimar quantitativamente os efeitos de diferentes agentes climáticos. O capítulo apresenta uma revisão bibliográfica de estudos recentes, efetuados sobre o Brasil ou sobre a América do Sul, que identificaram alguns dos principais agentes climáticos naturais e antrópicos atuantes no país. Embora a intenção fosse apresentar, em números, a contribuição para a forçante radiativa atribuída aos diferentes agentes, a inexistência de trabalhos científicos no país para vários deles trouxe outra dimensão ao capítulo.

Os efeitos climáticos mais significativos em escalas de dezenas a centenas de anos, no Brasil, são os efeitos radiativos de nuvens, a forçante radiativa dos gases de efeito estufa, a forçante de mudança de uso do solo, e a dos aerossóis (fumaça) emitidos em queimadas por fontes antrópicas. A Tabela S1, discutida em detalhe no texto do capítulo, apresenta uma compilação de resultados encontrados na literatura científica sobre os principais efeitos radiativos de agentes climáticos no Brasil.

Nuvens exercem um efeito radiativo natural, mas suas propriedades podem ser alteradas pela ação humana (e.g. efeitos indiretos de aerossóis, mudança de propriedades da superfície, entre outros). Essas alterações podem envolver processos de retroalimentação, com possíveis impactos sobre o ciclo hidrológico, causando alterações na disponibilidade de água doce, ou na frequência de ocorrência de eventos extremos de precipitação, como secas ou tempestades severas. Os resultados compilados neste capítulo mostram que as nuvens constituem o agente climático mais importante do ponto de vista de balanço de radiação sobre a Amazônia, reduzindo em até 110 W m^{-2} a radiação à superfície, e contribuindo com cerca de $+26 \text{ W m}^{-2}$ no topo da atmosfera. Isso significa que as nuvens na Amazônia atuam causando em média um resfriamento da superfície, mas um aquecimento do planeta. Cabe ressaltar que o modo de distribuição vertical das nuvens desempenha um papel fundamental nos resultados obtidos: nuvens altas tendem a contribuir com um efeito de aquecimento do planeta, enquanto nuvens baixas tendem a resfriá-lo. Desse modo, é importante destacar que esse resultado não pode ser automaticamente estendido para outras regiões, com padrões de nuvens e características de superfície diferentes da região amazônica.

No Brasil, a principal fonte de gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos é a queima de biomassa, utilizada como prática agrícola ou na mudança da cobertura do solo. Como técnica agrícola, as queimadas são empregadas no combate de pragas e na limpeza de lavouras com objetivo de facilitar a colheita, como no caso do cultivo da cana de açúcar. O uso de queimadas para alteração do uso do solo é observado especialmente na região amazônica. No caso dos gases de efeito estufa, grande parte do esforço das pesquisas no Brasil atualmente se concentra na elaboração de inventários de emissão. Não se encontram na literatura científica estimativas de cálculos da forçante radiativa desses gases considerando as condições das emissões brasileiras.

Aerossóis antrópicos, emitidos principalmente em queimadas, podem absorver e refletir a radiação solar. Essa interação direta entre aerossóis e a radiação solar define a forçante radiativa direta de aerossóis. Vários estudos quantificaram essa forçante de aerossóis antrópicos, sobretudo na Amazônia. Uma média ponderada de alguns dos resultados compilados neste capítulo resultou em uma forçante radiativa de $-8,0 \pm 0,5 \text{ W m}^{-2}$, indicando que, em média, a fumaça emitida em queimadas contribui para resfriar o planeta, contrapondo-se parcialmente ao aquecimento causado por gases de efeito estufa antrópicos. É muito importante, no entanto, ressaltar que aerossóis e gases de efeito estufa têm escalas de tempo e espaço muito diferentes: enquanto gases de efeito estufa tendem a se espalhar aproximadamente de modo uniforme sobre o planeta, e têm tipicamente vida média de centenas de anos,

aerossóis emitidos em queimadas na Amazônia espalham-se sobre grande parte do continente da América do Sul, e têm vida média de dias (são removidos da atmosfera e depositam-se sobre a superfície). Assim, a comparação das forçantes de aerossóis e gases de efeito estufa não pode ser feita diretamente.

Tabela S1. Quantificação da forçante radiativa do aerossol antrópico, da mudança no uso do solo e do efeito radiativo de nuvens sobre o Brasil e a América do Sul.

Agente	Região	Condição ^a	Valor ^b (W m ⁻²)	Fonte de dados	Referência
Nuvens	Amazônia	SUP, 24h ^c	[-110; -50]	Modelo climático	Betts <i>et al.</i> , 2009
	Amazônia	SUP, 24h ^c	-76	Modelo climático	Miller <i>et al.</i> , 2012
		TDA, 24h ^c	+26		
Uso do Solo	Amazônia	TDA	-23,7±2,8	Satélite, modelo radiativo	Sena <i>et al.</i> , 2013
			-7,3±0,9		
Aerossol Antrópico: efeitos diretos	Amazônia	SUP, 24h ^d	-39,5±4,2	Sens. remoto, modelo radiativo	Procópio <i>et al.</i> , 2004
		ATM, 24h ^d	+31,2±3,6		
		TDA, 24h ^d	-8,3±0,6		
	Amazônia	TDA, 24h ^c	-16,5	Modelo climático, medidas in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e	-1,8	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		ATM, 24h ^e	+2,9		
	América do Sul	TDA, 24h	[-8; -1]	Modelo climático, satélite	Zhang <i>et al.</i> , 2008
		SUP, 24h	[-35; -10]		
	América do Sul	TDA, anual	[-1,0; -0,2]	Satélite	Quaas <i>et al.</i> , 2008
	Amazônia	TDA	-13,0±3,9	Satélite, modelo radiativo	Patadia <i>et al.</i> , 2008
		TDA, 24h	-7,6±1,9		
	Amazônia	TDA, 24h		Satélite, modelo radiativo	Sena <i>et al.</i> , 2013
			Floresta		
Cerrado			-4,6±1,6		
Aerossol Antrópico: efeitos indiretos	Hemisfério Sul	TDA, 24h ^c , alb	-0,70±0,45	Revisão da literatura	Lohmann e Feichter, 2005
	Global, sobre continentes	TDA, 24h ^c , ind	-1,9±1,3		
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e , alb	-1,5	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		TDA, 24h ^e , ind	-9,5		
	América do Sul	TDA, 24h, ind	[-5; +20]	Modelo climático	Zhang <i>et al.</i> , 2008
	América do Sul	TDA, anual, alb	[-0,10; -0,02]	Satélite	Quaas <i>et al.</i> , 2008
Atlântico tropical	[-5,00; -0,05]				
Total Aerossóis e Nuvens	Amazônia	TDA, 24h ^c	-9,8	Modelo climático, medidas in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e	-11,3	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		SUP, 24h ^e	-8,4		
	América do Sul	TDA, 24h	[-10; +15]	Modelo climático, satélite	Zhang <i>et al.</i> , 2008
		[-35; -5]			

a) Indica a posição vertical na coluna atmosférica (TDA: topo da atmosfera; SUP: superfície; ATM: coluna atmosférica) para a estimativa em questão, o domínio temporal de cálculo (valor instantâneo, média de 24h ou média anual), e o componente do efeito indireto analisado (alb: albedo; ind: total dos efeitos indiretos); b) Valores entre colchetes indicam intervalos de mínimo e máximo apresentados nas referências. Quando disponíveis, as incertezas apresentadas pelos autores são indicadas; c) Domínio temporal presumido (não informado explicitamente na referência); d) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,11; e) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,06.

As mudanças antrópicas no uso do solo como, por exemplo, o processo de longo prazo de urbanização das cidades brasileiras, ou a conversão de florestas para a agropecuária na região amazônica desde 1970, resultaram em modificações de propriedades da superfície vegetada como, por exemplo, o albedo (refletividade da superfície). No caso da Amazônia, em geral, substitui-se uma superfície mais escura (floresta), por superfícies mais brilhantes (e.g. plantações, estradas, construções, etc.), o que implica em uma maior fração da radiação solar sendo refletida de volta ao espaço. Encontrou-se um trabalho sobre a mudança de albedo em regiões desmatadas desde 1970 na Amazônia, que estimou em $-7,3 \pm 0,9 \text{ W m}^{-2}$ como a magnitude dessa forçante antrópica. Note-se que esse valor é semelhante à forçante de aerossóis antrópicos, porém, é importante salientar que o desmatamento na Amazônia tem caráter virtualmente “permanente” (i.e. a maioria das áreas degradadas em geral não volta a ser recomposta como floresta primária), enquanto aerossóis de queimada têm vida média da ordem de dias. Essas observações indicam a necessidade de se realizar estudos mais aprofundados sobre essa forçante originada nos processos de mudança de uso do solo, em especial, incluindo-se o efeito da urbanização histórica e da expansão agropecuária em nível nacional e em várias escalas temporais.

Aerossóis também interagem com nuvens, modificando suas propriedades. As nuvens modificadas, por sua vez, interagem com a radiação solar. Dessa forma, define-se a forçante indireta (i.e. mediada pela interação com nuvens) de aerossóis. As estimativas de forçante radiativa para os efeitos indiretos de aerossóis encontradas na literatura apresentaram uma ampla gama de valores. A maioria dos resultados tem sinal negativo, variando entre cerca de $-9,5$ a $-0,02 \text{ W m}^{-2}$ para diferentes tipos de superfície, indicando condições de resfriamento climático. Este é um tópico que ainda necessita de mais estudos de caracterização e verificações independentes, para que esse componente da forçante antrópica sobre o Brasil possa ser adequadamente representado em modelos climáticos.

Não foram encontrados trabalhos avaliando a forçante radiativa no Brasil devido ao aerossol de origem urbana, ao aerossol natural de poeira oriunda da África, ou de erupções vulcânicas, nem à formação de trilhas de condensação pelas atividades da aviação comercial. Essas forçantes radiativas, por hora desconhecidas, podem, ou não, serem comparáveis àquelas devido a gases de efeito estufa e aerossóis de queimadas. Os trabalhos analisados na elaboração deste capítulo evidenciam a existência de lacunas significativas em estudos de forçantes radiativas no Brasil. Conhecer com precisão a magnitude dessas forçantes, e aprimorar a compreensão de seus impactos, resultará em melhorias nos modelos de previsão de tempo e clima. Tais modelos são ferramentas importantes para instrumentalizar a tomada de decisões políticas e econômicas diante das mudanças climáticas que vêm atuando no país.

7.1 INTRODUÇÃO

7.1.1 OBJETIVOS E ESTRUTURA DO CAPÍTULO

Este capítulo discute estimativas da forçante radiativa e efeitos radiativos, sobre a atmosfera e a superfície, causados por agentes naturais e antrópicos sobre o Brasil. Resultados de medições *in situ*, inferências obtidas com sensoriamento remoto, e esforços de modelagem são considerados. As discussões deste capítulo abarcam estimativas para condições presentes. Observações climáticas sobre o passado são discutidas no capítulo 5 e cenários futuros de impacto climático são abordados no capítulo 9.

O capítulo inicia com a definição do conceito de forçante radiativa, explicando as sutilezas envolvendo essa definição, e o tipo de caracterização a ser considerada quando se comparam diferentes estimativas da forçante radiativa para um agente climático. O capítulo então aborda a importância da forçante radiativa devido às variações climáticas naturais, tais como a intensidade da atividade solar e o impacto de erupções vulcânicas, assim como a forçante de gases e aerossóis emitidos naturalmente por florestas, oceanos e a superfície terrestre. Efeitos radiativos importantes, tais como aqueles devidos às variações orbitais e ao efeito radiativo de nuvens, também são discutidos.

A forçante radiativa antrópica associada aos diversos agentes climáticos recebe ênfase destacada, uma vez que muito da literatura disponível cobre esse tópico. A mudança no uso do solo é a principal responsável pela emissão antrópica de CO₂ no Brasil, fazendo com que o país seja atualmente um importante emissor mundial desse gás (Cerri *et al.*, 2009). Represas e barragens construídas para a geração de energia hidroelétrica contribuem com a emissão de CH₄ devido à decomposição de matéria orgânica em vastas áreas alagadas (Fearnside, 2004; Rosa *et al.*, 2004). A quantificação e o monitoramento da forçante antrópica positiva (i.e. aquela que favorece um aumento das temperaturas na superfície do planeta) originada da emissão de gases de efeito estufa (GEE) são, portanto, relevantes para o país devido ao potencial impacto de grande escala dessas emissões. Mudanças do uso do solo na Bacia Amazônica também causam uma forçante radiativa devido à mudança do albedo de superfície. Em geral, essa mudança parte de uma condição de floresta, representada por baixo albedo, que é transformada em uma pastagem ou plantação com albedo mais elevado que o original (Sena *et al.*, 2013). Mudanças de temperatura, umidade, e fluxos de calor latente e sensível são também consequências de atividades de mudança do uso do solo (Von Randow *et al.*, 2004), mas não podem ser definidos como agentes de forçante radiativa uma vez que essas modificações são consideradas parte da resposta climática (cf. definição de forçante radiativa na seção 7.1.2).

Aerossóis emitidos em atividades de queima de biomassa no Brasil, e particularmente, na Amazônia e região central do país, são transportados até grandes distâncias das localidades originárias dos focos de incêndio. A fumaça cobre milhões de km² todos os anos, por cerca de 3 a 4 meses durante a estação seca (agosto a novembro) (Freitas *et al.*, 2009a; Martin *et al.*, 2010; Pereira *et al.*, 2009). Aerossóis de queimadas interagem diretamente com a radiação solar por absorção e espalhamento (efeitos radiativos diretos de aerossóis). Dependendo de características físicas e químicas das partículas de aerossóis e das propriedades de refletância da superfície, o efeito direto dos aerossóis pode exercer uma forçante radiativa significativa no topo da atmosfera. Em geral, isso representa um efeito líquido de resfriamento sobre o Brasil que se opõe parcialmente ao aquecimento induzido por emissões de GEE, embora as escalas temporais e espaciais de vida média de aerossóis e gases sejam muito diferentes. Aerossóis também interagem indiretamente com a radiação solar, causando a modificação de propriedades de nuvens que, por sua vez, exercem efeitos radiativos sobre o clima (efeitos radiativos indiretos de aerossóis). O efeito sobre o albedo de nuvens, também conhecido como efeito Twomey ou primeiro efeito indireto de aerossóis, refere-se à influência exercida por uma população aumentada de partículas de aerossóis, que causa a redução do raio efetivo de gotas de nuvens, sob a condição de manter-se fixo o conteúdo de água líquida em uma nuvem (Twomey, 1974). Gotas de nuvens menores resultam em nuvens mais brilhantes quando observadas do espaço, se comparadas a nuvens não perturbadas (Twomey, 1974). Isso resulta em um aumento líquido do albedo de nuvens que corresponde a uma forçante radiativa negativa, ou um efeito de resfriamento sobre o clima, já que uma maior fração da radiação solar é espalhada de volta ao espaço. O efeito de aumento do tempo de vida médio de nuvens (efeito Albrecht, ou segundo efeito indireto de aerossóis) postula que nuvens com gotas menores são menos eficientes na produção de precipitação, resultando numa extensão de seu tempo de vida médio, que contribui com um efeito de resfriamento sobre o clima, uma vez que mais radiação é espalhada de volta ao espaço devido ao maior período em que a nuvem está presente (Albrecht, 1989). O efeito semi-direto de aerossóis indica que a absorção e o espalhamento de radiação solar por aerossóis podem modificar o perfil de temperatura e de umidade na atmosfera, além de propriedades de superfície como temperatura e fluxos de umidade, calor sensível e latente (Hansen *et al.*, 1997). As características alteradas da atmosfera e da superfície acarretariam então em modificações em escala micro e macrofísica de propriedades de nuvens, que por sua vez induziriam efeitos climáticos. Ambos os efeitos, sobre a vida média de nuvens e o efeito semi-direto, não podem ser considerados agentes de forçante radiativa, uma vez que implicam em modificações de características atmosféricas e de superfície, as quais têm impacto sobre o ciclo hidrológico, levando inevitavelmente a processos de retroalimentação (cf. seção 7.3.2). Esses efeitos são, no entanto, discutidos neste capítulo, uma vez que esforços buscando sua quantificação são relevantes para estudos climáticos sobre o Brasil.

Este capítulo também discute a quantificação de efeitos da química atmosférica sobre a concentração e a distribuição espacial de aerossóis e GEE, que constituem os mais relevantes agentes antrópicos de forçante climática sobre o Brasil. Modelos numéricos regionais como o CATT-BRAMS (*Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*) (Freitas *et al.*, 2011; Longo *et al.*, 2010) têm sido desenvolvidos particularmente ao longo da última década para a incorporação de processos físicos e químicos específicos para o país, procurando reproduzir as complexas trocas de energia, matéria e momento através do sistema acoplado superfície-atmosfera no Brasil. O modelo trata fontes e sumidouros de aerossóis e GEE, levando em consideração padrões de uso da terra e modelos de emissão devido à combustão de biomassa, a maior fonte de aerossóis antrópicos e GEE no país. Esses esforços tornam possíveis investigações de padrões espaciais e temporais da forçante radiativa devido a essas duas classes de agentes climáticos, permitindo um melhor conhecimento de seu impacto em escalas regionais.

O capítulo também trata da quantificação de métricas de emissão para GEE no Brasil. Essas métricas permitem definir um arcabouço numérico comum contra o qual o impacto de diferentes emissões de GEE pode ser avaliado e apoiar a definição de políticas climáticas por tomadores de decisões. O Potencial de Aquecimento Global (PAG), mede quanto um dado volume de um GEE contribui fisicamente para o aquecimento global. Essa métrica é uma medida relativa que compara o potencial de aquecimento de um gás àquele causado por um mesmo volume de um gás de referência, tipicamente o CO₂. Um intervalo de tempo (e.g. 100 anos) deve ser definido para o cálculo do PAG. O Potencial de Temperatura Global (PTG) indica como a emissão de um dado GEE pode modificar a média global da temperatura da superfície, também usando um gás específico para comparação, usualmente tomando o CO₂ como referência (Shine *et al.*, 2005).

O capítulo conclui com observações finais e considerações, resumindo os principais resultados de pesquisas recentes sobre a forçante radiativa natural e antrópica, e efeitos climáticos sobre o Brasil. Recomendações de tópicos que necessitam de maior cobertura e considerações para próximos passos em pesquisas são indicados, procurando reduzir-se as incertezas que são mais relevantes para estudos climáticos no Brasil.

7.1.2 O CONCEITO DE FORÇANTE RADIATIVA

O Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (*IPCC AR4*) define o conceito de forçante radiativa (FR) como a diferença em irradiância líquida na tropopausa, em unidades de W m⁻², entre um estado de referência e um estado perturbado. A perturbação ocorre pela ação de um agente forçante enquanto as temperaturas de superfície e da troposfera são mantidas fixas, mas permitindo-se que a estratosfera atinja o equilíbrio radiativo (Forster *et al.*, 2007). O relaxamento da temperatura estratosférica é importante em processos que modificam o perfil de temperatura nessa camada da atmosfera (e.g. FR devido à redução de ozônio estratosférico) (Haywood e Boucher, 2000). Por exemplo, uma forçante negativa indica um maior fluxo de energia deixando o Sistema Terrestre na tropopausa em um estado perturbado devido a um agente climático, comparado ao estado de referência. Com isso, tal agente representaria um efeito líquido de resfriamento sobre o clima, enquanto um agente com FR positiva indica um efeito de aquecimento climático. A escolha de um estado de referência pode ser subjetiva, sendo que alguns autores definem a era pré-industrial, ou então o ano de 1750, como tal estado (e.g. *IPCC AR4*). Uma caracterização climática da era pré-industrial depende, no entanto, de um conjunto de hipóteses e considerações para sua modelagem e, necessariamente, essa escolha carrega certo grau de arbitrariedade. Outra opção é considerar a completa ausência do agente forçante como estado de referência (e.g. atmosfera sem aerossóis quando se avalia a FR de aerossóis, Forster *et al.*, 2007), ou ainda alguma definição de um nível “natural” ou não perturbado para o agente forçante (Forster *et al.*, 2007). Avaliações da FR feitas com definições diferentes sobre o estado de referência resultam em valores diversos para a mesma forçante, portanto qualquer comparação entre estimativas da FR deve esclarecer se a mesma referência foi utilizada.

A definição da FR delineada acima exclui processos de retroalimentação em estimativas de forçante,

uma vez que esses processos envolvem mudanças (i.e. respostas do sistema) em propriedades atmosféricas ou de superfície, que levam a modificações no agente em si. A distinção entre o que exatamente constitui um agente forçante do clima, e o que são as respostas climáticas ou processos de retroalimentação, pode estar sujeita a debate na comunidade científica (Forster *et al.*, 2007). Respostas do sistema climático e sua retroalimentação exercem um papel fundamental e precisam ser levados em consideração quando se pretende avaliar cenários climáticos completos e seus padrões espaciais e temporais. No entanto, não são considerados agentes de FR neste capítulo, assim como não o são no IPCC AR4. Pode-se discutir o “efeito radiativo” devido a uma resposta climática iniciada por um agente climático, mas é importante distinguir esse termo do conceito de FR (Haywood e Boucher, 2000). Neste capítulo, os termos “efeito radiativo” e “forçante radiativa” são empregados rigorosamente seguindo a definição acima, em acordo com o utilizado pelo IPCC AR4.

A utilidade do conceito de FR vem da ideia de linearidade entre a resposta climática e a forçante. Nesse modelo simplificado uma mudança na temperatura da superfície média global pode ser calculada pela multiplicação de um coeficiente linear (o parâmetro de sensibilidade climática) pela FR devido a um dado agente e, em princípio, a eficácia de diferentes agentes pode então ser comparada. Entretanto, em geral as comparações não são diretas, uma vez que os padrões espaciais e temporais da FR global podem diferir significativamente entre agentes. O conceito de FR tem a limitação de não descrever a resposta climática completa devido a certo agente. Porém, por outro lado, os modelos climáticos necessários para se avaliar tal resposta climática ainda têm grandes divergências. Assim, ultimamente, o conceito de FR, por ser mais simples que a resposta climática, representa, na verdade, uma ferramenta mais confiável para se medir e comparar os efeitos de agentes climáticos.

Outras considerações devem ser levadas em conta ao se comparar diferentes avaliações da FR de um agente climático. Em geral, a FR depende do comprimento de onda da radiação; assim, uma distinção sobre o regime radiativo de ondas curtas, ondas longas ¹ ou um intervalo específico de comprimento de onda deve ser discutido. É possível definir ainda a forçante à superfície ou um perfil atmosférico da forçante para um agente, mas apesar dessas definições serem úteis para a quantificação de saldos de energia na interface superfície-atmosfera, elas não podem ser diretamente comparadas aos valores de FR que se referem estritamente à região da tropopausa (Forster *et al.*, 2007). A FR de um agente pode ainda ser avaliada instantaneamente, ou em médias temporais diárias, mensais, ou considerando outros intervalos de tempo. A variabilidade espacial da FR pode ser avaliada para uma região específica, ou uma estimativa global da FR pode ser estimada. É, portanto, necessário destacar possíveis divergências na metodologia usada para o cálculo de médias temporais e espaciais quando se comparam diferentes avaliações da FR.

7.2 FORÇANTE RADIATIVA NATURAL

O clima do Sistema Terrestre é controlado por diversos agentes e processos naturais, envolvendo relações complexas entre subsistemas e efeitos de retroalimentação. Alguns agentes climáticos naturais atuam modificando a irradiância líquida na tropopausa. Assim, é possível definir para tais agentes uma FR natural sobre o Sistema Terrestre, para os quais o estado de referência em geral é considerado como a ausência do agente em questão, ou uma estimativa de sua condição na era pré-industrial.

A importância relativa entre as várias FR naturais depende da escala de tempo considerada. Em escalas de milhares a milhões de anos o principal agente climático natural são as variações orbitais, que contribuem com uma FR pela modificação da irradiância descendente na tropopausa em razão de mudanças da geometria orbital (Le Treut *et al.*, 2007). Mudanças solares internas ou externas (e.g. ciclo de 11 anos do vento solar) contribuem também modificando a irradiância descendente na tropopausa e representam assim uma FR importante em escalas de dezenas a centenas de anos (Laut, 2003; Tinsley,

¹Termos em geral utilizados ao se referir à radiação solar e à radiação terrestre, respectivamente.

2008). Há estudos que buscam quantificar a influência de raios cósmicos na nucleação de partículas de aerossóis na atmosfera, com impacto sobre a microfísica de nuvens e, portanto, sobre o clima (e.g. Dorman, 2006; Enghoff *et al.*, 2011). No Brasil, há ainda uma lacuna no estudo de efeitos de raios cósmicos sobre o clima, e em particular da quantificação dessa FR natural.

Na ausência de perturbações antrópicas, a influência de emissões de gases e aerossóis por florestas, solos (aerossóis minerais), e pela superfície oceânica traduz-se em uma FR natural, pela interação desses aerossóis e gases com a radiação solar. Em regiões da floresta amazônica foram identificadas partículas de aerossol natural provenientes de áreas desérticas na África (Ben-Ami *et al.*, 2010), o que pode ter influências na biogeoquímica da região amazônica, mas também apresentar uma FR com impacto importante em escalas de tempo geológicas, apesar de não haverem quantificações dessa forçante. Emissões vulcânicas de gases e aerossóis exercem uma FR natural devido à absorção e ao espalhamento de radiação solar, podendo modificar o equilíbrio radiativo da atmosfera globalmente após grandes erupções (Gleckler *et al.*, 2006), inclusive com impactos sobre a precipitação (Trenberth e Dai, 2007). Os efeitos dessas emissões podem durar de meses até décadas (Gleckler *et al.*, 2006), porém ainda não são encontrados trabalhos mostrando estimativas dessa FR natural no Brasil.

Até a presente data os estudos efetuados no Brasil sobre agentes climáticos naturais, a serem discutidos nas próximas seções, não buscaram estimar sua contribuição para a FR natural, mas inferir sua influência sobre partes isoladas do sistema climático brasileiro. Alguns trabalhos, por exemplo, estudaram as variabilidades observadas na quantidade de precipitação (Souza Echer *et al.*, 2008) e na espessura de anéis de crescimento de árvores (Nordemann *et al.*, 2005; Rigozo *et al.*, 2007, 2008), considerando distintas escalas temporais. Esses trabalhos avaliaram principalmente a influência de variações na irradiância solar através da análise de manchas solares sobre as variáveis estudadas. A influência das partículas de aerossol natural sobre o clima acontece tanto do ponto de vista radiativo, quanto por afetar o ciclo biogeoquímico de alguns elementos essenciais ao ecossistema terrestre. Do ponto de vista de ciclos biogeoquímicos, estudou-se o aporte de minerais a partir do transporte de poeira do deserto do Saara para a região amazônica (Ansmann *et al.*, 2009; Ben-Ami *et al.*, 2010; Huang *et al.*, 2010). A quantificação da FR exercida por agentes naturais sobre o Brasil constitui assim um tópico ainda incipiente na literatura científica.

7.2.1 EFEITOS CLIMÁTICOS ORBITAIS

Para ilustrar o impacto causado pelas variações da órbita terrestre ao redor do sol, cuja teoria foi proposta por Milankovitch em 1941, a Tabela 7.1 apresenta valores da irradiância média incidente sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera, para os meses de junho e dezembro sobre as latitudes de 0° (equador), 30°S e 60°S, de acordo com Berger e Loutre (1991)². Para efetuar as estimativas dessa tabela, Berger e Loutre (1991) adotaram o valor de 1360 W m⁻² para a constante solar³. Embora já mencionado no IPCC AR4, acrescenta-se, a título de comparação, que os valores médios diários da constante solar oscilaram entre 1363 a 1368 W m⁻² em medições efetuadas com satélites de 1979 a 2003 (Fröhlich e Lean, 2004). Tais variações foram atribuídas ao ciclo de aproximadamente 11 anos da atividade solar. Na Tabela 7.1, são comparados, para cada latitude, os valores médios de irradiância solar para o milênio atual, os valores mínimos e máximos mais recentes (isto é, referentes ao ciclo, de máximo e mínimo, que antecedeu o tempo presente) e os valores mínimos e máximos observados em toda a série de um milhão de anos, nos meses considerados. Para referência é indicado o milênio de ocorrência de cada máximo e mínimo. Nota-se que, quanto mais distante do equador, a diferença sazonal é mais significativa do que a diferença causada pelas variações orbitais num mesmo mês. Cabe ressaltar, obviamente, que as escalas temporais são ordens de grandeza distintas.

²Valores obtidos em <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/insolation/>

Tabela 7.1. Valor da irradiância solar média diária no topo da atmosfera quando a distância Terra-Sol é igual a uma unidade astronômica, ou $1,49598 \times 10^{11}$ m³.

Equador			
Junho		Dezembro	
Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)	Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)
atual	384,5	atual	410,7
-1	383,6 ^a	-11	380,2 ^a
-11	410,7 ^b	-22	414,6 ^b
-209	357,9 ^c	-959	357,4 ^c
-600	445,1 ^d	-970	445,1 ^d
30° S			
Junho		Dezembro	
Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)	Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)
atual	212,6	atual	506,6
-2	210,7 ^a	-12	474,1 ^a
-12	223,3 ^b	-1	507,5 ^b
-210	193,7 ^c	-600	439,3 ^c
-600	251,8 ^d	-209	546,8 ^d
60° S			
Junho		Dezembro	
Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)	Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)
atual	22,8	atual	508,5
-8	19,9 ^a	-12	482,3 ^a
-30	31,0 ^b	-2	511,9 ^b
-211	17,0 ^c	-600	433,4 ^c
-600	32,0 ^d	-209	558,4 ^d

a) valor mínimo do último ciclo; b) valor máximo do último ciclo; c) valor mínimo observado no último milhão de anos; d) valor máximo observado no último milhão de anos.

As variações sazonais, como pode ser visto na própria Tabela 7.1, sempre ocorreram e têm duração de meses, ao passo que o efeito das variações orbitais tem duração de pelo menos mil anos. Exemplos de evidências paleoclimáticas dos efeitos das variações orbitais no Brasil são discutidos no Capítulo 5.

No próximo tópico são discutidos alguns efeitos climáticos associados às variações na atividade solar. Note-se que vários podem ser os fenômenos climáticos que afetaram as variáveis analisadas. Discussões mais aprofundadas sobre as observações de mudanças climáticas sobre o Brasil são discutidas no Capítulo 2.

³ Irradiância solar incidente sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera quando a distância Terra-Sol é igual a uma unidade astronômica, ou $1,49598 \times 10^{11}$ m.

7.2.2 EFEITOS CLIMÁTICOS DEVIDO A VARIAÇÕES DAS ATIVIDADES SOLARES

Souza Echer *et al.* (2008) analisaram totais anuais de precipitação em uma escala temporal de cem anos a partir de medidas realizadas na região de Pelotas, Rio Grande do Sul, e utilizaram as técnicas espectrais clássicas, de ondeletas e de potência cruzada de ondeletas. A potência cruzada indica a escala de alta covariância entre duas séries temporais. A série temporal de precipitação cobriu os anos de 1895 a 1994 e os agentes climáticos naturais analisados foram o *El Niño*, a partir do índice de oscilação sul, oscilação quase bienal e atividade solar, esta, a partir da série temporal de manchas solares (Rz^4 , com ciclo característico de aproximadamente 11 anos e $Rz22$, ciclo de aproximadamente 22 anos, também denominado ciclo duplo de manchas solares). A análise clássica mostrou que a precipitação, durante o período coberto pela análise, apresentou vários ciclos de períodos curtos, entre 2,2 e 5,6 anos e períodos de 8,9 a 11,7 anos. A análise de ondeletas identificou um ciclo intermitente com período de aproximadamente 2 a 8 anos. A análise de potência cruzada mostrou que a precipitação e a oscilação quase bienal apresentaram correlação em períodos de 2 a 3 anos de forma contínua ao longo do intervalo temporal analisado. A precipitação e o índice de oscilação sul apresentaram potências cruzadas maiores ao redor de 4 a 8 anos, de forma esporádica. O número de manchas solares e a precipitação apresentaram elevada potência cruzada ao redor do período de 11 anos do ciclo solar, embora de forma esporádica. Finalmente, com $Rz22$ a potência cruzada com a precipitação mostrou-se elevada ao redor de 20 a 22 anos, com duração mais persistente quando comparada ao ciclo de 11 anos.

Souza Echer *et al.* (2008) concluíram que o principal agente climático a influenciar a variabilidade da precipitação observada em Pelotas é o *El Niño*, com aumento da quantidade de precipitação na região durante a fase quente do fenômeno. A dependência multilinear simples entre a atividade solar, *El Niño* e oscilação quase bienal explicou apenas 30% da variabilidade observada. Os 70% restantes poderiam estar associados a acoplamentos não lineares entre a atividade solar, *El Niño*, oscilação quase bienal, e outros fatores ainda passíveis de investigação. No entanto, cabe notar que a influência de outros agentes climáticos, inclusive antrópicos, não foi considerada pelos autores.

Gusev *et al.* (2004) estudaram a variabilidade da precipitação em três localidades no Brasil, em Pelotas, no Rio Grande do Sul, Campinas, em São Paulo, e em Fortaleza, no Ceará, de 1849 a 2000. Os autores encontraram uma periodicidade bidecadal pronunciada ao longo de até 150 anos, com correlações significativas com o ciclo solar de 22 anos, exceto para Campinas. Gusev *et al.* (2004) advertiram, no entanto, que para se obter tais correlações é necessário impor uma mudança arbitrária da fase de correlação entre as séries temporais de precipitação e de número de manchas solares. Para Fortaleza, os autores impuseram a ocorrência de uma mudança de fase localizada entre os anos de 1942 e 1945, e com isso a correlação obtida foi de aproximadamente 0,80, significativa⁵ ao nível de 0,1%. Para Pelotas, Gusev *et al.* (2004) situaram uma mudança de fase entre 1920 e 1922, e assim a correlação entre precipitação e manchas solares atingiu patamares entre 0,60 e 0,80, significativa ao nível de 0,1%. As fases de correlação foram distintas para as duas localidades, isto é, enquanto em Fortaleza no início da série temporal notou-se uma anticorrelação entre o número de manchas solares e a precipitação, em Pelotas as duas séries temporais foram inicialmente correlacionadas positivamente. A ocorrência de fases distintas para cada localidade, juntamente com a necessidade de imposições artificiais de mudanças de fase, são pontos controversos desse estudo de Gusev *et al.* (2004). Essas

⁴ Rz é o número relativo de manchas solares (Izenman, 1983).

⁵ A significância estatística indica a probabilidade de que a correlação seja devido unicamente a flutuações espúrias. Alguns autores apresentam como significância o valor complementar, e.g. 99,9% ao invés de 0,1%.

questões apontam para a necessidade de mais investigações visando o estudo dos potenciais mecanismos físicos que possam explicar os fenômenos observados nas interações entre atividade solar e precipitação.

Estudos da influência de agentes climáticos naturais sobre a espessura de anéis de crescimento de árvores também foram baseados em análise espectral e de ondeletas. Amostras foram coletadas no Brasil e no Chile (Nordemann *et al.*, 2005; Rigozo *et al.*, 2007) e apenas no Brasil (Rigozo *et al.*, 2008). No estudo de Nordemann *et al.* (2005), as árvores analisadas tinham cerca de 200 anos (brasileira) e 2500 anos (chilena). No trabalho de Rigozo *et al.* (2007) as árvores analisadas tanto brasileiras quanto chilenas correspondiam ao período entre 1837 e 1994. Finalmente, as árvores analisadas no trabalho de Rigozo *et al.* (2008) representaram o período entre 1741 e 2004. As árvores brasileiras foram coletadas em localidades do sul do país, mais especificamente dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Os agentes avaliados foram a atividade solar, através do número de manchas solares, e o *El Niño*, a partir do índice de oscilação sul. Os resultados mostraram que as árvores sofreram influência tanto da atividade solar quanto de efeitos locais, como o *El Niño*, sendo que as árvores brasileiras são mais sensíveis à variação na atividade solar, ao passo que as espécies chilenas apresentaram maior variabilidade associada aos períodos característicos do *El Niño*. Vale ressaltar que a influência do número de manchas solares diretamente sobre o crescimento das árvores ainda não é bem compreendida. A variabilidade na irradiância solar total, devido ao ciclo de manchas solares, em princípio é desprezível no que diz respeito à atividade fotossintética e, por esse motivo, argumenta-se sobre a possibilidade de que variações na atividade solar causem alterações no padrão de precipitação ou do perfil vertical de temperatura, afetando indiretamente o crescimento das árvores.

7.2.3 EVIDÊNCIAS DO APORTE DE AEROSSOL MINERAL DA ÁFRICA PARA O BRASIL

Desde a década de 1980, vários autores discutiram o transporte de poeira do deserto do Saara para a região amazônica (e.g. Swap *et al.*, 1992), a partir de medidas *in situ* ou a bordo de aeronaves. Huang e colaboradores (2010) analisaram inferências da profundidade óptica do aerossol a partir de medições realizadas pelo sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), a bordo do satélite Aqua, e de perfis verticais de poeira obtidos com o sensor CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*). As imagens analisadas foram obtidas durante os anos de 2003 a 2007. Os autores observaram que a pluma de poeira viaja a uma velocidade média de 1000 km por dia e atinge a América do Sul em média uma semana após sua emissão. Os eventos que atingem a América do Sul são mais frequentes nos períodos de verão e outono no Hemisfério Sul (entre dezembro e maio), e estão relacionados ao movimento sazonal da ZCIT (*Zona de Convergência Intertropical*).

Ben-Ami e colaboradores (2010) analisaram um evento de transporte de poeira para a Amazônia entre os dias 11 e 27 de fevereiro de 2008. Nesse estudo analisaram imagens dos satélites Terra, Aqua, do sensor CALIPSO e a concentração de elementos químicos em amostras coletadas em filtros durante o experimento AMAZE-08 (*Amazonian Aerosol Characterization Experiment*), realizado entre 7 de fevereiro e 14 de março de 2008, em um sítio experimental localizado a 60 km de Manaus. A partir da emissão, detectada por meio de imagens de satélite, os autores acompanharam a pluma durante o deslocamento sobre o oceano Atlântico, incluindo informações sobre a profundidade óptica do aerossol obtida, ainda sobre o continente africano, em Ilorin, Nigéria, a partir de um fotômetro da rede AERONET (*Aerosol Robotic Network*). Após a chegada da pluma sobre a Amazônia, a análise elementar dos filtros permitiu a observação do aumento das concentrações de metais traçadores de poeira, como Al, Si, Ti, Fe e Mn, em aproximadamente uma ordem de magnitude. Finalmente uma análise de trajetórias obtidas com o modelo HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) corroborou o trabalho de Koren *et al.* (2006) que indicaram a origem das massas de ar sobre a depressão de Bodélé, na África, uma das mais ativas fontes de poeira, cuja emissão é máxima durante os meses de verão no Hemisfério Sul.

Cabe ressaltar que durante o verão no Hemisfério Sul a região do Sahel africano produz grandes quantidades de aerossol devido à queima de biomassa e, portanto, grande parte do transporte de poeira chega à América do Sul misturada com a fumaça das queimadas. Em alguns casos, a contribuição de partículas oriundas das queimadas pode ser maior que a de poeira, conforme discutido por Ansmann *et al.* (2009). Esses autores estudaram o transporte de partículas de aerossol de poeira e de queimadas utilizando dois instrumentos Raman Lidar, um deles instalado em Praia, Cabo Verde, e o segundo em Manaus, Brasil, também durante o mês de fevereiro de 2008. Na região de Cabo Verde, a pluma de aerossóis consiste de várias camadas, atingindo altitudes de até 5,5 km. Com a chegada de tais plumas à região amazônica, a profundidade óptica do aerossol pode chegar a 0,3 na faixa espectral de 550 nm, com a pluma distribuída de forma mais uniforme verticalmente e com altura máxima de 3,5 km.

Nos trabalhos relacionados ao aporte de aerossóis de poeira de deserto da África para a região amazônica não há discussões ou tentativas de se estimar a FR natural devido ao impacto desse agente climático. Por outro lado, uma vez que o aporte de poeira pode conter contaminação importante de fumaça de queimadas na África, a obtenção de uma estimativa da FR natural sobre a região amazônica devido ao transporte de poeira é dificultada pela presença desse aerossol de origem antrópica.

7.2.4 O EFEITO RADIATIVO DE NUVENS

Segundo a definição apresentada na seção 7.1.2, formalmente os efeitos radiativos de nuvens não se ajustam à definição de FR devido à incidência de processos de retroalimentação climática através de sua influência sobre o ciclo hidrológico. No entanto, esses efeitos radiativos naturais são fundamentais para o clima em escalas de tempo de décadas a séculos, sendo um dos tópicos que mais necessitam de estudos e avanços conceituais em modelos climáticos.

As nuvens constituem um dos principais componentes do sistema climático para a determinação da quantidade de energia solar absorvida pela superfície terrestre, da radiação térmica emitida para o espaço e dos processos de retroalimentação do sistema climático. Enquanto as nuvens controlam a energia do sistema climático, elas são extremamente dependentes da superfície e das condições atmosféricas que originam diferentes tipos de nuvens, com diferentes propriedades radiativas. A convecção na região tropical é o principal mecanismo para exportar o excesso de energia para as regiões com déficit de energia. Neelin e Held (1987) argumentaram que a divergência do fluxo de energia radiativa no topo da atmosfera foi positiva se os fluxos na superfície (latente e sensível) foram maiores que o resfriamento radiativo da troposfera. Os fluxos na superfície são as principais fontes de energia estática úmida na camada abaixo da nuvem.

Esses fluxos geram movimentos ascendentes e formam nuvens convectivas, modificando os processos de resfriamento e aquecimento radiativo da atmosfera. Esse complexo sistema radiativo é acoplado ao sistema dinâmico e termodinâmico que determinam a dinâmica das nuvens. O conhecimento dos processos de interação das nuvens com a radiação, e vice-versa, é fundamental para simular com precisão os diferentes cenários de mudanças climáticas. Os processos de retroalimentação entre nuvens e radiação estão relacionados ao tipo de nuvens, à sua interação com aerossóis naturais e antrópicos (cf. seção 7.3.2.) e aos processos de formação dos diferentes hidrometeoros.

Um aumento da temperatura média do planeta poderia gerar uma mudança no comportamento e na distribuição das nuvens e de suas propriedades. Tais mudanças podem ser significativas através de uma retroalimentação positiva ou negativa, favorecendo ainda mais o aquecimento, ou agindo como um termostato, resfriando a temperatura do planeta de forma a compensar parcialmente o aumento devido aos gases do efeito estufa. Para a análise específica do efeito de retroalimentação das nuvens, foram concebidos vários sensores orbitais, como o ERBE (*Earth Radiation Budget Experiment*, cf. Barkstrom (1984) para uma descrição detalhada). Os radiômetros desenvolvidos para esse fim medem basicamente a radiação emergente no topo da atmosfera na banda das ondas curtas (a radiação solar refletida pelo sistema terrestre) e no infravermelho (a radiação emitida pelo sistema terrestre). Atualmente o radiômetro orbital que é a referência para esse tipo de estudo é o CERES (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System*) (Wielicki et al., 1996). Esse sensor está instalado nos satélites polares Terra, Aqua e no satélite equatorial TRMM atualmente em órbita, e está previsto também para a próxima geração de satélites NPP (*National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System (NPOESS) Preparatory Project*). O GERB (*Geostationary Earth Radiation Budget*), (Harries et al., 2005) é outro sensor do mesmo tipo, a bordo do satélite MSG (*Meteosat Second Generation*), sendo o primeiro radiômetro para avaliação do balanço de radiação em um satélite geoestacionário, portanto, com medidas de grande resolução temporal comparadas a medidas efetuadas em satélites polares. A resolução temporal é um aspecto muito importante no estudo do balanço radiativo do planeta dado que o tempo de vida médio de nuvens varia entre minutos e horas. Com base nas medidas disponíveis, diversos grupos se esforçaram para compilar resultados globais buscando avaliar o balanço de radiação do planeta e compreender os possíveis efeitos de retroalimentação das nuvens. Dois conjuntos de dados podem ser considerados como os mais importantes à disposição, o ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*) (Schiffer e Rossow, 1983) e o ERBE (Wielicki e Green, 1989).

Além da observação com o uso de satélites, o efeito radiativo das nuvens pode ser analisado por intermédio da combinação de propriedades médias das nuvens e da atmosfera, e pelo uso de modelos radiativos. Esses modelos permitem simular o balanço de radiação e estudar em detalhes o efeito de cada tipo de nuvem e seus mecanismos de retroalimentação. Modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) descrevem as propriedades físicas da atmosfera, e modelos radiativos acoplados aos MCGA permitem avaliar o efeito no clima devido a mudanças antrópicas ou naturais. Embora tenha havido um significativo aumento no conhecimento que permitiu desenvolver tais modelos, ainda existem muitas incógnitas para descrever com precisão os processos que controlam a interação da radiação solar e térmica com a superfície da Terra, atmosfera e nuvens. Existem incoerências entre observações e as simulações utilizando esses modelos radiativos. As nuvens são as principais fontes de incertezas desses modelos principalmente na quantificação dos processos de gelo (cristais de gelo com diferentes formatos e diferentes densidades) e na camada mista água-gelo, isto é, ainda há divergências significativas na determinação e na parametrização dessa camada no interior de nuvens. Além disso, os efeitos tridimensionais dos processos de espalhamento radiativo das nuvens e sua interação com os outros campos de nuvens precisam ser ainda muito aprimorados (Cahalan et al., 2005). Mesmo a parametrização dos processos que envolvem a radiação de céu claro na faixa do infravermelho, também importante no balanço radiativo, e que atingiu significativo avanço em modelos radiativos (Turner et al., 2004), ainda apresenta discrepâncias importantes devido ao complexo espectro de absorção do vapor d'água (Ptashnik et al., 2004). Machado e Rossow (1993) apresentaram um estudo discutindo o efeito dos sistemas convectivos nos mecanismos de retroalimentação das nuvens para a região tropical, levando em conta não somente o efeito no topo da atmosfera, como é comumente analisado, mas os efeitos do aquecimento na coluna atmosférica que podem estabilizar ou instabilizar a coluna inibindo ou auxiliando o desenvolvimento da convecção.

Esses estudos concluíram que o efeito radiativo médio diário das nuvens no topo da atmosfera devido aos sistemas convectivos é relativamente pequeno: a parcela composta por nuvens cirrus contribui com um efeito radiativo positivo, mas nuvens convectivas e estratiformes apresentam efeitos negativos, resfriando o sistema terrestre. Essa ação média quase nula é resultado de um ajuste de efeitos que aquecem e resfriam em diferentes níveis da atmosfera. O efeito médio geral das nuvens de resfriarem a superfície e aquecerem a atmosfera contribui para a estabilização da atmosfera e pode favorecer o decréscimo da ocorrência de nuvens rasas e assim gerar um importante efeito de retroalimentação com o resfriamento do planeta. Os perfis verticais de aquecimento e resfriamento radiativo podem ser importantes para sistemas convectivos de longa duração. Por exemplo, o ciclo diurno da convecção nos oceanos, com máximo no período da noite, pode ser explicado pelo efeito de aquecimento da coluna atmosférica e resfriamento do topo da atmosfera gerando uma circulação direta (Gray e Jacobson, 1977).

Além disso, Chen e Cotton (1988) mostraram que o efeito radiativo das nuvens pode ser importante para a dinâmica dos sistemas de mesoescala e, conseqüentemente, para a circulação geral do planeta. Nesses sistemas, o efeito radiativo age para instabilizar as camadas médias da atmosfera, que reforça a circulação em mesoescala, que por sua vez sustenta uma maior intensidade de convecção. Embora mencionado que o efeito radiativo líquido do sistema convectivo no topo da atmosfera é praticamente nulo (um pequeno resfriamento), esses resultados foram obtidos considerando as propriedades médias de nuvens e as mantendo durante todo o dia. Contudo, esse efeito deve ser considerado regionalmente e em função do ciclo de vida do sistema convectivo e do ciclo diurno. Sistemas noturnos tendem a ter um efeito radiativo líquido positivo, enquanto nuvens diurnas tendem a apresentar efeitos radiativos negativos. Miller *et al.* (2012) estimaram o efeito radiativo de diferentes tipos de nuvens em diferentes regiões. Na região amazônica os cálculos mostraram que as nuvens contribuíram com -76 W m^{-2} para o balanço radiativo à superfície e com $+26 \text{ W m}^{-2}$ no topo da atmosfera. A Figura 7.1, extraída do trabalho de Betts *et al.* (2009), mostra o efeito radiativo médio mensal das nuvens sobre a região amazônica a partir da análise de dados de 1990 a 2001 do ISCCP (curvas verdes) e de reanálises de modelos hidrológicos (curvas azuis e vermelhas). Foram comparadas as situações de céu claro com situações nas quais foi detectada a presença de nuvens. Na Figura 7.1a, concentrando-se apenas nos resultados do ISCCP (curva verde) observa-se que a presença de nuvens reduziu significativamente a irradiância solar incidente em superfície, podendo causar um déficit médio da ordem de 50 W m^{-2} nos meses de junho e julho a até aproximadamente 110 W m^{-2} em fevereiro.

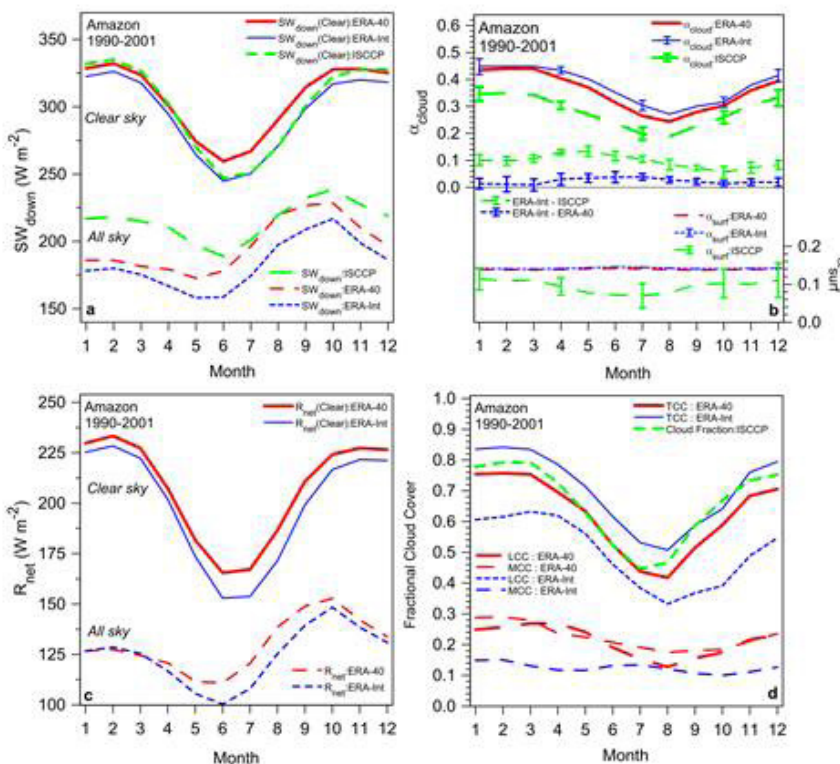


Figura 7.1. Ciclo médio anual e a) irradiância solar descendente em superfície para situações de céu claro e na presença de nuvens; b) albedo efetivo de nuvens (vide definição no texto); c) saldo de radiação líquida para céu claro e na presença de nuvens; d) fração de cobertura de nuvens. Extraída de Betts *et al.* (2009).

A presença das nuvens reduziu a quantidade de radiação solar incidente na superfície de 20 a 35%. O efeito pode ser observado na Figura 7.1b, que mostra a variação mensal no período analisado do albedo efetivo das nuvens para radiação solar descendente, definido na equação 7.1:

$$\alpha(\text{nuvem}) = \frac{\text{Irradiância}(\text{nuvem}) - \text{Irradiância}(\text{céu claro})}{\text{Irradiância}(\text{céu claro})} \quad \text{eq. 7.1}$$

onde Irradiância (nuvem) é a irradiância solar descendente em superfície para situações com nuvens e Irradiância(céu claro) é a irradiância solar descendente em superfície na ausência total de nuvens. O déficit de radiação solar em superfície claramente afetou o saldo líquido de radiação (Figura 7.1c), isto é, a quantidade de energia disponível em superfície para gerar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Finalmente, a Figura 7.1d mostra que durante todos os meses do ano, a fração média mensal de cobertura de nuvens na Amazônia é significativa, mesmo nos mais secos, entre julho a setembro.

7.3 FORÇANTE RADIATIVA ANTRÓPICA

As atividades humanas induzem mudanças em componentes-chave do Sistema Climático Terrestre, conforme discutido no IPCC AR4 (Le Treut *et al.*, 2007). De acordo com a definição apresentada na seção 7.1.2, algumas dessas modificações podem ser quantificadas e expressas em termos de FR, significando alterações líquidas na irradiância total descendente à tropopausa. As escalas de tempo em que os agentes antrópicos exercem sua influência são consideravelmente heterogêneas, podendo variar desde dias a séculos. Similarmente, as escalas espaciais da atuação de agentes responsáveis pela FR antrópica podem variar desde centenas de quilômetros até extensões globais, como no caso da emissão de GEE.

As atividades de uso do solo e sua modificação são responsáveis pela maior contribuição brasileira para o aquecimento global antrópico devido à emissão de GEE em queimadas, tais como CO₂, CH₄ e N₂O (Cerri *et al.*, 2009, cf. seção 7.5). Ainda assim não foram encontradas referências sobre cálculos da FR antrópica sobre o Brasil devido à emissão desses gases. Por hora há apenas um esforço para a organização de inventários de emissões de GEE, que constitui um passo anterior necessário à quantificação da FR devida a esses gases. Além de GEE, as queimadas originadas de atividades antrópicas emitem grande quantidade de aerossóis, partículas microscópicas que constituem a fumaça originada em processos de combustão. Essas partículas são agentes que influenciam o clima devido à sua interação direta com a radiação solar, ou indireta pelo fato de causarem perturbações em nuvens, que por sua vez interagem com a radiação solar e terrestre (Kahn *et al.*, 2009). No Brasil, a FR antrópica, devido às interações direta e indireta de aerossóis com a radiação solar vem sendo estudada há décadas, utilizando-se combinações de resultados de medidas *in situ*, sensoriamento remoto e modelos radiativos. Dentre todos os agentes climáticos antrópicos, a FR de aerossóis no Brasil é a melhor conhecida, com resultados que mostram seu impacto à tropopausa (i.e. definição formal da FR), seu efeito radiativo sobre a coluna atmosférica, sobre a superfície, interações indiretas envolvendo nuvens e alterações de sua microfísica (e.g. Martins *et al.*, 2011). Mais recentemente, há trabalhos que procuram explorar a variabilidade espacial e temporal da FR antrópica devido a aerossóis (e.g. Patadia *et al.*, 2008; Rosário, 2011). O monitoramento desse componente da FR antrópica é essencial para conhecer o balanço de radiação sobre o Brasil e suas consequências climáticas.

Em contraste com a FR de aerossóis, a FR para o Brasil devido a outros agentes climáticos de origem antrópica ainda é pouco conhecida. Algumas vezes a FR não é nem mesmo mencionada na literatura científica, de modo que sua importância relativa não pode ser quantificada: não há números que permitam comparar sua magnitude com a FR devido a outros agentes antrópicos ou naturais. Por exemplo, o impacto radiativo do ozônio estratosférico, ou efeitos radiativos do ozônio fotoquímico troposférico, ainda não parecem ter sido adequadamente estudados. No setor de transportes, a aviação é responsável pela injeção de vapor d'água na região da tropopausa, com a formação de trilhas de condensação de vapor e nuvens cirrus persistentes. Isso pode contribuir com uma FR positiva resultando em aquecimento da superfície terrestre, mas não há resultados disponíveis para o impacto climático do tráfego aéreo no Brasil.

As mudanças antrópicas no uso do solo como, por exemplo, o processo de longo prazo de urbanização das cidades brasileiras a partir de 1808⁶, ou a conversão de florestas para a agropecuária na região amazônica desde 1970, resultaram em modificações de propriedades da superfície vegetada. Vários estudos realizados nas últimas décadas estudaram mudanças de propriedades da superfície, como o albedo, fluxos de umidade, calor sensível e latente (Alvalá *et al.*, 2002; Fisch *et al.*, 2004; Loarie *et al.*, 2011; von Randow *et al.*, 2004). Recentemente, Loarie *et al.* (2011) analisaram o impacto da conversão de cerrado para produção agrícola ou pastagem, e destes para cana-de-açúcar, em cinco estados brasileiros. De acordo com seus resultados, a conversão da vegetação natural para agricultura ou pastagem causou aumento da temperatura e do albedo da superfície e diminuição da evapotranspiração. Por outro lado, a conversão de pastagem ou outro produto agrícola para cana-de-açúcar, resultou em diminuição da temperatura da superfície e aumento da evapotranspiração e do albedo da superfície. Essas alterações podem afetar os fluxos turbulentos em superfície que controlam processos de formação de nuvens e precipitação. Note-se que, segundo a definição discutida na seção 7.1.2, os efeitos radiativos decorrentes de mudanças em fluxos de umidade, calor sensível e latente, embora importantes para o balanço de radiação, não podem ser considerados como FR uma vez que tais fluxos modificam a estrutura do perfil termodinâmico atmosférico influenciando a formação de nuvens e o ciclo hidrológico.

A mudança do albedo da superfície, decorrente de alterações antrópicas no uso do solo, resulta numa FR devido à substituição de uma superfície, em geral mais escura (floresta), por superfícies mais brilhantes (e.g. plantações, estradas, construções, etc.), o que implica em uma maior fração da radiação solar sendo refletida de volta ao espaço. Do ponto de vista histórico, o processo de modificação do albedo da superfície vegetada no Brasil decorre da expansão da ocupação urbana, da industrialização e da intensificação da agropecuária, particularmente desde o início do século XIX. A literatura não registra trabalhos que avaliem o impacto radiativo da mudança histórica de albedo da superfície para o Brasil nesse período. Na Amazônia, o processo de ocupação intensificou-se desde 1970, com a abertura de estradas e a adoção de políticas de favorecimento de colonização. Segundo Fausto (2002), o número de habitantes em Rondônia passou de cerca de 110 mil em 1970 para cerca de 1,1 milhão em 1990. O INPE monitora o desflorestamento na Amazônia desde 1988 utilizando instrumentos a bordo de satélites. Estima-se que cerca de 7000 km² de floresta foram desmatadas em 2010⁷. O desmatamento na Amazônia é motivado por razões econômicas, com a conversão de florestas para pastagens e campos agrícolas. Sena *et al.* (2013) estudaram a FR de mudança de albedo em regiões desmatadas da Amazônia usando medidas efetuadas pelos sensores CERES e MODIS a bordo do satélite Terra. Esses autores analisaram a irradiância ascendente no topo da atmosfera em condições de céu limpo (sem nuvens e sem aerossóis) ao longo de dez anos entre 2000 e 2009 (meses de agosto e setembro), para duas regiões próximas em Rondônia. Uma das regiões tem cobertura vegetal de floresta primária, representando a mata nativa, enquanto a outra foi desmatada após 1970. A diferença na irradiância média no topo da atmosfera entre a área de floresta primária e a área desmatada representa o efeito radiativo devido à mudança de albedo da superfície decorrente da modificação do uso do solo. Sena *et al.* (2013) estimaram em $-7,3 \pm 0,9 \text{ Wm}^{-2}$ como a intensidade média de 24h dessa FR antrópica. Esse valor é da mesma ordem de grandeza que a FR direta de aerossóis antrópicos, conforme discutido na próxima seção. Não há outros trabalhos que avaliem essa fração da FR antrópica devido à mudança do albedo de superfície na Amazônia.

Para o tomador de decisão, a quantificação e o monitoramento de todos os aspectos da FR antrópica é fundamental, por se tratar de uma esfera em que a sociedade organizada tem a capacidade de agir de forma a minimizar impactos deletérios sobre o meio ambiente. Por esse motivo é essencial conhecer e comparar a FR dos diversos agentes antrópicos para se determinar sua importância relativa e elaborar cursos de ação política que sejam realmente eficazes numa escala de tempo determinada.

⁶ A data corresponde à chegada da Família Real portuguesa ao Brasil, iniciando uma fase de desenvolvimento econômico acelerado (Fausto, 2002).

⁷ Estimativas anuais de desflorestamento disponíveis em <http://www.obt.inpe.br/prodes/index.html>

7.3.1 FORÇANTE RADIATIVA DIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO

Aerossóis naturais ou antrópicos podem afetar o sistema climático interagindo diretamente com a radiação, pelo espalhamento e absorção de radiação solar e terrestre. A esse efeito pode corresponder tanto uma FR positiva, contribuindo para o aquecimento da superfície terrestre, quanto uma FR negativa, correspondendo ao resfriamento da superfície, dependendo ultimamente das propriedades ópticas dos aerossóis e da refletância da superfície. O estado de referência pode variar entre trabalhos distintos, dificultando a comparação entre eles. Os autores adotam diferentes cenários, que variam desde uma comparação com uma atmosfera sem a presença de aerossóis a uma atmosfera com concentração de fundo de aerossóis. Esta concentração de fundo é subjetiva, pois pode ser a concentração da era pré-industrial (referência adotada no IPCC AR4), que, por sua vez, depende de várias hipóteses consideradas nos modelos, ou pode ser a concentração natural dos aerossóis na atmosfera, antes da perturbação imposta pela atividade antrópica em questão.

Patadia *et al.* (2008) utilizaram observações por satélite com o uso de múltiplos sensores (MODIS, MISR – *Multi-angle Imaging Spectroradiometer* e CERES, a bordo da plataforma Terra) sobre a região amazônica para a estimativa das médias diurnas da FR direta dos aerossóis no topo da atmosfera para dias sem nuvens. A FR foi encontrada pela diferença entre as irradiâncias obtidas pelo CERES na ausência e na presença de aerossóis. Estes valores não podem ser obtidos simultaneamente para um mesmo *pixel*. Portanto foi utilizada uma aproximação para a irradiância quando a profundidade óptica dos aerossóis fosse igual a zero, através da interceptação da linha de regressão entre a profundidade óptica do aerossol e a irradiância solar, obtidas, respectivamente, pelo MISR e pelo CERES. Os autores analisaram observações de cinco anos entre 2000 a 2005 (com exceção de 2004), obtendo a FR antrópica do aerossol entre $-5,2 \text{ W m}^{-2}$ a $-9,4 \text{ W m}^{-2}$, com média no período de $-7,6 \pm 1,9 \text{ W m}^{-2}$. A profundidade óptica do aerossol (em 560 nm) variou de 0,15 a 0,36, sendo a média dos cinco anos para os meses de agosto e setembro⁸ igual a 0,24.

Utilizando uma metodologia semelhante àquela de Patadia *et al.* (2008), Sena *et al.* (2013) calcularam a forçante direta de aerossóis antrópicos sobre a Amazônia entre 2000 e 2009, sobre regiões com cobertura vegetal de floresta primária e de cerrado. Esses autores utilizaram medidas dos sensores CERES e MODIS para avaliar a FR direta instantânea do aerossol antrópico, e desenvolveram um modelo radiativo para a descrição do albedo de superfície para cálculos da FR média de 24h. Sobre a Amazônia como um todo, Sena *et al.*, (2013) estimaram a FR de aerossóis como $5,6 \pm 1,7 \text{ W m}^{-2}$, semelhante ao valor encontrado por Patadia *et al.* (2008). Sena *et al.* (2013) estimaram a FR em $6,2 \pm 1,9 \text{ W m}^{-2}$ sobre pixels classificados como floresta, e em $4,6 \pm 1,6 \text{ W m}^{-2}$ para pixels sobre o cerrado. As diferenças entre intensidades da FR sobre floresta e cerrado refletem heterogeneidades em escalas regionais, devido principalmente a diferenças no albedo de superfície e na profundidade óptica média do aerossol antrópico sobre esses biomas.

Zhang *et al.* (2008) utilizaram simulações com o modelo climático regional RegCM3 para estimar a distribuição espacial da FR antrópica direta dos aerossóis sobre a América do Sul. O sensor MODIS e o modelo global GOCART (*Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport*) forneceram dados de entrada da distribuição espacial da profundidade óptica dos aerossóis (em 550 nm), do fator de assimetria e do albedo simples para o mês de setembro de 2002. A FR foi calculada considerando uma pluma de fumaça distribuída homogênea na vertical em uma camada de 3 km de altitude e adotando-se, como estado de referência, a ausência de aerossóis atmosféricos. Os autores obtiveram resultados que apontam valores da FR direta dos aerossóis sem a presença de nuvens variando entre cerca de -8 a -1 W m^{-2} no topo da atmosfera, e um efeito radiativo à superfície entre cerca de -35 a -10 W m^{-2} . A eficiência da FR direta sem nuvens, definida como a FR normalizada pela profundidade óptica dos aerossóis (τ), foi de aproximadamente -10 a $-15 \text{ W m}^{-2} \tau^{-1}$ no topo da atmosfera, e a eficiência do efeito radiativo à superfície foi de -70 a $-80 \text{ W m}^{-2} \tau^{-1}$.

⁸Agosto e setembro são os meses com maior concentração de aerossóis na atmosfera devido à estação seca e da maior ocorrência de queimadas (Martin *et al.*, 2010).

Liu (2005) efetuou cálculos com um modelo climático regional acoplado a um modelo de transferência radiativa na coluna atmosférica (ambos do NCAR – *National Center for Atmospheric Research*, Estados Unidos), considerando como estado de referência a ausência de aerossóis. Assim, estimou a FR dos aerossóis sem a presença de nuvens e o efeito radiativo de aerossóis com a presença de nuvens, para os meses de agosto e setembro de 1995 na região amazônica. O autor obteve a FR regional média no topo da atmosfera para o caso sem nuvens de $-16,5 \text{ W m}^{-2}$, enquanto com a presença de nuvens e considerando retroalimentações atmosféricas, o efeito radiativo foi de $-9,8 \text{ W m}^{-2}$. Nas simulações, a pluma de fumaça foi distribuída homogênea em uma camada de 2,5 km de altitude e a profundidade óptica dos aerossóis foi considerada constante e igual a 0,75 (no visível médio). O albedo simples adotado foi de 0,88 (em 550 nm) e a dependência espectral das propriedades ópticas dos aerossóis foi determinada com base em polinômios de quarta ordem.

Procópio *et al.* (2004) utilizaram medidas de sensoriamento remoto obtidas através da AERONET do MODIS (satélite Terra) para realizar análises temporais e espaciais da FR dos aerossóis na região amazônica. Os autores apresentaram uma análise de sete anos (de 1993 a 1995 e de 1999 a 2002) das médias diárias da FR dos aerossóis sem a presença de nuvens para dois locais impactados pelas partículas de queimadas. A FR diária foi calculada com um modelo de transferência radiativa (SBDART). Adotou-se a condição de referência de profundidade óptica do aerossol igual a 0,11, no comprimento de onda de 500 nm, valor médio obtido para os períodos de estação úmida, através da AERONET. A pluma de fumaça foi distribuída homogênea em uma camada de 1,6 km de altitude. A FR foi parametrizada em função da profundidade óptica dos aerossóis, considerando-se, nos cálculos, a dinâmica espectral das suas propriedades ópticas. As médias calculadas da FR dos aerossóis durante a estação seca (de agosto a outubro) variaram entre $-5,3$ e $-12,0 \text{ W m}^{-2}$, no topo da atmosfera, e o efeito radiativo à superfície variou entre $-21,5$ e $-73,6 \text{ W m}^{-2}$, para profundidades ópticas médias, observadas pela AERONET, entre 0,52 e 1,83 no comprimento de onda de 500 nm. A distribuição espacial da FR derivada das profundidades ópticas obtidas pelo MODIS sobre a Amazônia mostrou que a área afetada é de cerca de 1,2 a 2,6 milhões de quilômetros quadrados.

Os trabalhos que avaliaram a FR direta de aerossóis antrópicos sobre o Brasil apresentaram discrepâncias entre os valores estimados, que ocorreram principalmente em função das diferentes metodologias adotadas nos estudos, e ilustram a complexidade da determinação deste impacto. Na região amazônica, a queima da biomassa afeta significativamente o balanço regional de radiação solar, sendo fundamental o monitoramento contínuo desse componente da FR antrópica para possibilitar um melhor entendimento de como o funcionamento do ecossistema pode ser alterado e quais suas consequências climáticas.

7.3.2 FORÇANTE RADIATIVA INDIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO

Além da interação direta entre aerossóis e radiação solar e terrestre, os aerossóis também influenciam o clima indiretamente, por atuarem como núcleos de condensação de nuvens e de gelo, com o potencial de modificar a estrutura micro e microfísica de nuvens, que por sua vez interagem com a radiação solar e terrestre. Esses mecanismos são chamados coletivamente de efeito indireto de aerossóis sobre o clima.

O efeito de aumento do tempo de vida médio de nuvens (efeito Albrecht, ou segundo efeito indireto de aerossóis) considera que a redução no tamanho das gotas afeta a eficiência de precipitação, aumentando o conteúdo de água líquida e o tempo de vida médio de nuvens (Albrecht, 1989). O efeito semi-direto de aerossóis (Hansen *et al.*, 1997) considera que a interação de aerossóis com a radiação solar modifica o perfil de temperatura e de umidade da atmosfera e propriedades da superfície, tais como temperatura e fluxos de umidade, calor sensível e latente, fundamentais na determinação de propriedades de nuvens. Ambos os efeitos, sobre a vida média de nuvens e o semi-direto, não podem ser considerados

agentes de FR de acordo com a definição da seção 7.2.1, uma vez que implicam modificações sobre o ciclo hidrológico que levam a processos de retroalimentação climática.

Lohmann e Feichter (2005) analisaram trabalhos publicados após 2001, com estimativas da FR indireta global devido ao efeito de albedo de nuvens, encontrando uma FR média de $-1,0 \pm 0,4 \text{ W m}^{-2}$. Para o Hemisfério Sul, a FR indireta devido ao albedo foi de $-0,70 \pm 0,45 \text{ W m}^{-2}$, enquanto no Hemisfério Norte foi de $-1,7 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$. Trabalhos que consideraram o aerossol composto apenas de sulfato (e.g. Quaas *et al.*, 2004) apresentaram maiores valores da razão entre a FR no Hemisfério Norte e no Hemisfério Sul porque as emissões de queimadas, predominantes no Hemisfério Sul, foram modeladas como pobres em sulfato e ricas em carbono.

Em escala regional, os efeitos radiativos indiretos dos aerossóis podem ser consideravelmente maiores que as médias globais. Kaufman *et al.* (2005) estudaram os efeitos dos aerossóis em nuvens rasas sobre o Oceano Atlântico usando inferências de cobertura de nuvens e de aerossóis do sensor MODIS entre junho e agosto de 2002. Reanálises do NCEP-NCAR e uma regressão multivariada foram utilizadas para separar a influência da meteorologia e isolar o efeito dos aerossóis. Os autores identificaram um aumento da cobertura de nuvens rasas associado ao aumento da concentração de aerossóis. A média do efeito radiativo total no topo da atmosfera devido aos aerossóis foi de $-11 \pm 3 \text{ W m}^{-2}$, sendo cerca de 2/3 devido ao efeito indireto e 1/3 devido à FR direta. Na região entre o Brasil e a África (20°S a 5°N), que sofre grande influência de aerossóis de queimadas, Kaufman *et al.* (2005) encontraram um aumento de $0,30 \pm 0,07$ na cobertura de nuvens rasas ao comparar os casos poluídos e não poluídos. A FR devida apenas ao efeito de aumento do albedo de nuvens foi estimada em $-1,5 \text{ W m}^{-2}$. Incluindo-se também o aumento do conteúdo de água líquida e a mudança na cobertura de nuvens rasas, o efeito indireto total chegou a $-9,5 \text{ W m}^{-2}$ nessa região. Este esfriamento é apenas parcialmente compensado pela absorção de $+2,9 \text{ W m}^{-2}$ ao longo da coluna atmosférica. Um efeito semelhante pode ser esperado para regiões do Pacífico Leste e da costa Sudeste do Brasil que sofrem influência das queimadas na Amazônia.

Zhang *et al.* (2008) estudaram o impacto de queimadas sobre as interações biosfera-atmosfera na América do Sul. Os autores realizaram dois conjuntos de simulações com o RegCM3 (Pal *et al.*, 2007) para o período da campanha LBA-SMOCC 2002, um considerando os aerossóis de queimada e outro excluindo-os. A diferença entre as simulações com e sem aerossóis para o fluxo resultante no topo da atmosfera variou entre cerca de -8 e -1 W m^{-2} , correlacionada com a distribuição espacial da profundidade óptica de aerossóis. Já para céu com nuvens, a diferença ficou entre cerca de -10 a $+15 \text{ W m}^{-2}$ na América do Sul, e cerca de $+5$ a $+15 \text{ W m}^{-2}$ na parte sul do arco do desmatamento, mostrando uma dominância do efeito das nuvens. A diferença entre os dois resultados de efeitos radiativos das nuvens entre simulações com e sem aerossóis, que os autores interpretaram como o efeito total indireto dos aerossóis, variou entre cerca de $+5$ a $+20 \text{ W m}^{-2}$ na região amazônica.

Ten Hoeve *et al.* (2011) usaram inferências da profundidade óptica de aerossóis, nuvens, vapor de água e temperatura do sensor MODIS para examinar o efeito de aerossóis nas nuvens durante a estação de queimada na Amazônia de agosto a outubro de 2004 a 2007. Os resultados foram analisados separadamente para diferentes conteúdos de água na coluna atmosférica para isolar o efeito dos aerossóis do efeito meteorológico. Os autores encontraram que a profundidade óptica das nuvens aumentou com a profundidade óptica do aerossol até o limiar de aproximadamente 0,25, devido ao primeiro efeito indireto. Acima deste limiar, a profundidade óptica das nuvens diminuiu, devido à inibição de formação de gotas pelo efeito semi-direto. Os autores, entretanto, não forneceram estimativas numéricas da FR indireta.

No estudo de Quaas *et al.* (2008), no qual foi feita a primeira estimativa global dos efeitos indiretos dos aerossóis com uma metodologia inteiramente observacional, o globo foi dividido em 14 regiões e as quatro estações do ano foram analisadas. De particular interesse para o Brasil, foram as regiões: Pacífico tropical (20°S-20°N), América do Sul e Atlântico tropical (20°S-20°N). A partir de cinco anos de dados dos sensores CERES e MODIS, os autores estimaram valores anuais da FR devido ao efeito de albedo de nuvens entre -0,5 e -0,01 W m⁻² para o Pacífico, -0,1 e -0,02 W m⁻² na América do Sul, e entre -5 e -0,05 W m⁻² no Atlântico. O resultado foi bastante diferente do obtido por Zhang *et al.* (2008). Isso aconteceu em parte porque a média estimada foi anual e sobre toda a América do Sul, e não apenas sobre a estação de queimada da Amazônia; e em parte porque o modelo de Zhang *et al.* (2008) não utilizou observações experimentais ou inferências de satélites.

Efeitos de retroalimentação podem atuar simultaneamente aos efeitos indiretos de aerossóis. Andreae *et al.* (2004) observaram que queimadas na Amazônia reduziram o tamanho de gotas de nuvem e tenderam a inibir a precipitação, sugerindo que esse processo elevaria a altitude do início da precipitação, de 1,5 km acima da base das nuvens, típica da precipitação quente amazônica, para 5 km em nuvens poluídas, e para mais de 7 km em pirocumulus. A liberação de calor latente em níveis mais altos tornaria a convecção mais vigorosa provocando tempestades de raios e formação de granizo. Um estudo observacional, realizado por Lin *et al.* (2006), mostrou, a partir da análise de dados obtidos via satélites, a existência de correlações entre o aumento da concentração dos aerossóis emitidos por queimadas na Amazônia e (1) o aumento da taxa de precipitação, (2) o aumento da ocorrência de eventos extremos de precipitação, (3) aumento da cobertura de nuvens, (4) aumento da altura do topo das nuvens, (5) aumento do conteúdo de água dentro das nuvens e (6) maior formação de gelo. Do ponto de vista de estudos numéricos, Martins *et al.* (2009) obtiveram resultados similares num estudo de caso, no qual o aumento da concentração de núcleos de condensação de nuvens, devido ao aumento da concentração de aerossóis emitidos pelas queimadas na Amazônia, intensificou a taxa de precipitação de chuvas intensas, ao passo que reduziu a probabilidade de ocorrência de nuvens precipitantes de intensidade baixa e moderada. Segundo os autores, o aumento da poluição contribuiu para alterar o processo de formação de chuva, de quente para frio, isto é, envolvendo a fase de gelo, embora apresentando grande variabilidade espacial e temporal. Esses resultados mostraram o quão complexas são as interações entre os diversos agentes climáticos e os efeitos que precisam ser entendidos e quantificados, e as dificuldades em separá-los dos mecanismos de retroalimentação.

7.4 EFEITOS DA QUÍMICA ATMOSFÉRICA NA COMPOSIÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE GASES DE EFEITO ESTUFA E AEROSSÓIS

A emissão de GEE e de aerossóis corresponde a uma das parcelas mais significativas da FR antrópica. Designados em geral como poluentes atmosféricos, esses gases e aerossóis costumam ser divididos em duas categorias: poluentes primários ou secundários. Poluentes primários são aqueles diretamente emitidos por uma fonte. O carvão negro⁹ (aerossol produzido em processos de combustão) e o monóxido de carbono (CO), por exemplo, são poluentes primários, ambos resultantes diretos da queima de matéria orgânica. Já os poluentes secundários são aqueles formados na atmosfera através de reações químicas entre poluentes primários e/ou componentes naturais da atmosfera. O ozônio (O₃), um importante GEE, é um dos principais poluentes secundários, resultante de reações químicas que envolvem óxidos de nitrogênio (NO_x) e compostos orgânicos voláteis (COV) na presença de radiação solar. Material particulado secundário também pode ser formado na atmosfera a partir de reações químicas que envolvem gases como dióxido de enxofre (SO₂), NO_x e COV. A concentração atmosférica desses poluentes depende de vários fatores e processos físicos: intensidade de emissões, reações químicas das fases gasosa e aquosa, conversão gás-partícula, crescimento do aerossol por condensação ou dissolução, nucleação homogênea e heterogênea, coagulação, transportes advectivo, convectivo e turbulento e remoções seca e úmida. No Brasil, esses processos físico-químicos da atmosfera têm sido estudados tanto através de modelos numéricos de dispersão e qualidade do ar quanto em campanhas experimentais.

⁹ Usualmente em publicações científicas no Brasil utiliza-se o termo original em inglês “black carbon”.

Recentemente realizaram-se campanhas experimentais para o estudo de poluentes atmosféricos em diferentes ambientes, tais como: região amazônica (e.g. Ahlm *et al.*, 2010; Artaxo *et al.*, 2005; Carmo *et al.*, 2006; Chen *et al.*, 2010; Gatti *et al.*, 2010; Soto-García *et al.*, 2011), área urbana (e.g. Albuquerque *et al.*, 2011; Andrade *et al.*, 2012; Martins *et al.*, 2008; Miranda *et al.*, 2012; Paulino *et al.*, 2010; Sánchez-Ccoyllo *et al.*, 2009), região industrial (Quiterio *et al.*, 2004), áreas de cultivo de cana-de-açúcar (Lara *et al.*, 2005), cerrado (Metay *et al.*, 2007), entre outras. Nessas campanhas, em geral de curta duração, monitoraram-se a concentração de gases traço (CO , NO_x , O_3 , COV , SO_2 , CO_2 , CH_4 , N_2O) e foram realizadas diversas análises físico-químicas do material particulado. A Tabela 7.2 mostra resumidamente a variedade de equipamentos, condições de amostragem e poluentes monitorados em campanhas recentes, indicando-se as concentrações médias e estimativas de emissões de espécies químicas.

Modelos numéricos, por sua vez, permitem uma avaliação mais ampla da distribuição dos poluentes em comparação com as medidas realizadas em campanhas experimentais, i.e., possibilitam uma maior cobertura, tanto no espaço quanto no tempo, da evolução de concentração de poluentes. Essa evolução é realizada através da solução numérica da equação da continuidade, na qual a concentração de uma espécie química é função da sua dispersão pelo vento, sua produção ou consumo, sua emissão e remoção. Atualmente, os modelos numéricos de dispersão e/ou de qualidade do ar têm sido divididos em modelos acoplados (*on-line*) ou não acoplados (*off-line*).

Normalmente, nos modelos não acoplados o campo de vento e outras propriedades que descrevem a atmosfera são fornecidos por um campo numérico meteorológico externo. O modelo de dispersão ou qualidade do ar considera as fontes emissoras de uma espécie química e os processos que controlam a dispersão, as reações químicas e a sua remoção da atmosfera. Os primeiros estudos numéricos de qualidade do ar para a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) foram realizados no final da década de 1990 com o modelo fotoquímico não acoplado CIT, desenvolvido no *California Institute of Technology*, apenas para os poluentes gasosos. No estudo de Martins (2006) o modelo CIT, alimentado com as saídas meteorológicas dos modelos RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*, <http://rams.atmos.colostate.edu/>) e BRAMS (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*, <http://brams.cptec.inpe.br/>), foi utilizado para avaliar a sensibilidade da formação do ozônio troposférico às emissões veiculares de COV e NO_x na RMSP. O modelo CMAQ (*Community Multiscale Air Quality*, <http://www.cmaq-model.org/>) é o modelo de qualidade do ar atualmente recomendado pela Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos para a descrição da formação de partículas de aerossol e de ozônio troposférico. O CMAQ é um modelo não acoplado que utiliza as saídas meteorológicas do modelo WRF (*Weather Research and Forecasting Model*, <http://wrf-model.org>) e as emissões geradas pelo modelo SMOKE (*Sparse Matrix Operator Kernel Emissions*, <http://smoke-model.org>). Sua estrutura conta com um modelo de transporte químico (CMAQ Chemical Transport Model – CCTM), responsável pela simulação dos processos químicos, de transporte e deposição envolvidos na modelagem da qualidade do ar. São consideradas as reações químicas na fase gasosa, a influência de nuvens no transporte, a química da fase aquosa e a remoção úmida dos gases e aerossóis, além da modelagem do aerossol (nucleação, condensação, coagulação, distribuição de tamanho, composição química, deposição seca e úmida). Albuquerque (2010) utilizou este modelo para avaliar a sensibilidade da formação dos aerossóis inorgânicos finos na RMSP ao controle da emissão de seus precursores, os gases SO_2 , NO_x e NH_3 .

Tabela 7.2. Concentração e emissão de gases e aerossóis em campanhas experimentais no Brasil.

Região	Período	Plataforma ^a	Espécie ^b	Concentração ou emissão	Referência
Atlântico Sul	Nov2000	navio, n=9	CH ₄ (2000)	1707,3±8,4ppb	Alvalá <i>et al.</i> , 2004
			CO (2000)	52,7±6,5ppb	
	Mar2001	navio, n=7	CH ₄ (2001)	1688,8±7,3ppb	
			CO (2001)	41,1±7,6ppb	
Amazônia	Mai2009	avião, cont	CO ₂	400,59±0,09 ppm	Chen <i>et al.</i> , 2010
			CH ₄	1950,07±0,68 ppb	
	Mar-Mai2008 ^c	in situ, cont	CO ₂	392±41 ppm	Ahlm <i>et al.</i> , 2010
	Jul-Ago2008 ^d		CO ₂	368±18 ppm	
	Set-Out2002 ^d	in situ, n=6	MP2,5, mf	59,8±41 µg m ⁻³	Soto-García <i>et al.</i> , 2011
			MP2,5-10, mg	4,1±2 µg m ⁻³	
C, mf; mg			44±18 µg m ⁻³ ; 3±2 µg m ⁻³		
CE, mf; mg			18±9 µg m ⁻³ ; 1,1±0,6 µg m ⁻³		
São Paulo	Jun2007- Ago2008	in situ, 24h	MP2,5, mf	28,1±13,6 µg m ⁻³	Miranda <i>et al.</i> , 2012
			BC, mf	10,6±6,4 µg m ⁻³	
			MP2,5, mf	17,2±11,2 µg m ⁻³	
			BC, mf	3,4±2,5 µg m ⁻³	
			MP2,5, mf	14,7±7,7 µg m ⁻³	
			BC, mf	4,5±3,3 µg m ⁻³	
			MP2,5, mf	7,3±3,1 µg m ⁻³	
			BC, mf	1,9±1,1 µg m ⁻³	
SE do Brasil (cerrado)	Abr1997- Mar1998	in situ, cont	MP2,5-10, mg ^{c,d}	22,6±14,4 µg m ⁻³ ; 68,1±43,2 µg m ⁻³	Lara <i>et al.</i> , 2005
			MP2,5, mf ^{c,d}	11,6±5,9 µg m ⁻³ ; 22,7±14,5 µg m ⁻³	
			BC, mf ^{c,d}	2,1±0,9 µg m ⁻³ ; 4,2±2,2 µg m ⁻³	
Goiânia	Ago2002- Jul2003	câmara, sem	E N ₂ O, NA	35,3±31,46 g N ha ⁻¹ ano ⁻¹	Metay <i>et al.</i> , 2007
			E N ₂ O, AA	30,7±39,19 g N ha ⁻¹ ano ⁻¹	
			E CH ₄ , NA	403±683 g C ha ⁻¹ ano ⁻¹	
			E CH ₄ , AA	245±572 g C ha ⁻¹ ano ⁻¹	
			Total GEE, NA	7,8±9,4 kg CO ₂ -e ano ⁻¹	
			Total GEE, AA	6,0±9,6 kg CO ₂ -e ano ⁻¹	
São Paulo	Mar e Mai2004	túnel, n=10 a 18	E BC, vl; vp	16±5 mg km ⁻¹ ; 452±112 mg km ⁻¹	Sanchez-Ccoyllo <i>et al.</i> , 2009
			E MP10, vl; vp	197±118 mg km ⁻¹ ; 755±401 mg km ⁻¹	
			E MP2,5-10, mg, vl; vp	127±67 mg km ⁻¹ ; 715±585 mg km ⁻¹	
			E MP2,5, mf, vl; vp	92±20 mg km ⁻¹ ; 588±364 mg km ⁻¹	
		túnel, cont	E NO _x , vl	1,6±0,3 g km ⁻¹	
			E NO _x , vp	22±10 g km ⁻¹	
			E CO, vl	15±2 g km ⁻¹	
			E CO, vp	21±5 g km ⁻¹	

a) número de amostras (n) e frequência de amostragem: contínua (cont), diária (24h), ou semanal (sem); b) concentração de material particulado com diâmetro aerodinâmico $2,5 \mu\text{m}$ (MP2,5) ou $10 \mu\text{m}$ (MP10), moda fina (mf) ou grossa (mg), carbono total (C), carbono elementar (CE), *Black Carbon* (BC). Emissão (E) de GEE em áreas aradas (AA) ou não aradas (NA), e emissão de gases e aerossóis por frota predominante de veículos leves (vl) ou pesados (vp); c) estação chuvosa; d) estação seca.

Os modelos não acoplados são ferramentas importantes no estudo de reatividade atmosférica, considerando principalmente uma escala espacial mais regional e uma escala de tempo da ordem de dias. Entretanto, nestes modelos, o efeito da variação das concentrações dos gases e dos aerossóis não é incorporado à simulação meteorológica. O modelo SPM-BRAMS (*Simple Photochemical Module*, Freitas *et al.*, 2005) é um modelo on-line que realiza as reações químicas na fase gasosa de poluentes como CO, NO_x, SO₂, O₃ e COV, simultaneamente aos processos atmosféricos. Balbino (2008) fez um estudo do impacto de intensa atividade convectiva ou de períodos secos em concentrações simuladas de ozônio, e Carvalho (2010) aplicou-o às Regiões Metropolitanas de São Paulo e Rio de Janeiro. O CATT-BRAMS (*Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*, <http://meioambiente.cptec.inpe.br/>) é um modelo de transporte 3D acoplado com um modelo de emissões. As emissões de material particulado fino (i.e. partículas de aerossol com diâmetros aerodinâmicos menores que $2,5 \mu\text{m}$, ou MP2,5) e de CO oriundas de queimadas são alocadas espacialmente conforme a posição de focos de queimadas obtidos por imagens de satélite. Existem evidências experimentais que mostram que a queima de biomassa afeta a convecção profunda (Roberts *et al.*, 2003), o que requer um aperfeiçoamento das parametrizações de convecção em modelos. Freitas e colaboradores (2007) incluíram no CATT-BRAMS a formação de pirocumulus, introduzindo um modelo de levantamento de pluma, considerando que a temperatura das queimadas pode chegar a 1800 K. A inclusão desse efeito tornou possível a obtenção de simulações mais precisas da injeção de aerossóis no nível correto da atmosfera, e a obtenção de resultados numéricos compatíveis entre as observações de profundidade óptica do aerossol do sensor MODIS e aquelas previstas pelo modelo CATT-BRAMS (Longo *et al.*, 2010). Um estudo sobre o impacto dos aerossóis na precipitação utilizando o CATT-BRAMS foi apresentado por Freitas *et al.* (2009b). Neste mesmo trabalho foram apresentados resultados obtidos com um mecanismo químico da fase gasosa, mostrando a formação de ozônio a partir dos precursores emitidos tanto em queimadas quanto em regiões urbanas.

Finalmente, o WRF-CHEM é o modelo meteorológico WRF acoplado a um módulo de processamento de reações químicas (<http://www.acd.ucar.edu/wrf-chem/>). O modelo simula a emissão, o transporte, a mistura e transformações químicas de gases traço e aerossóis simultaneamente à meteorologia, com variações de escala espacial de nuvens a escalas regionais. Silva Júnior (2009) utilizou o WRF-CHEM para avaliar o impacto na simulação dos poluentes fotoquímicos, do uso de diferentes parametrizações da camada limite planetária na RMSP. Este modelo também pode ser utilizado para o estudo de processos importantes para as mudanças climáticas globais, incluindo a FR direta e indireta dos aerossóis, entretanto o custo computacional para isto ainda é elevado.

Até o momento, os trabalhos encontrados na literatura científica têm se limitado à aplicação de modelos numéricos em regiões delimitadas (e.g. CATT-BRAMS para a América do Sul e Oceano Atlântico, SPM-BRAMS e WRF-CHEM para regiões Sul e Sudeste do Brasil), e simulações com duração temporal de dias. Como se tratam de modelos de qualidade do ar, o objetivo principal das análises é acompanhar as espécies poluentes que exercem impacto sobre a saúde humana. Os GEE, com exceção do ozônio, são considerados pouco reativos (daí sua longevidade na atmosfera e significância sobre o clima). Desta forma, a dispersão é considerada o principal processo físico a que os GEE estariam submetidos. Além disso, o domínio vertical dos modelos normalmente se restringe à troposfera, sendo poucos os estudos numéricos que incluem a interação com a estratosfera e a camada de ozônio, outro fator que pode influenciar o clima.

As principais limitações apontadas em estudos realizados no Brasil são: a falta de um inventário de emissões com alta resolução espacial e temporal para as várias espécies químicas (GEE, especiação dos compostos de carbono orgânico voláteis, caracterização química dos aerossóis, em especial sua composição orgânica; produtos dos vários processos de combustão, especiação das emissões biogênicas); alto custo computacional dos módulos responsáveis pelas reações químicas, do módulo de aerossol e sua interação com a radiação; e carência de observações experimentais para validar os resultados dos

modelos com maior abrangência espacial e temporal.

No que concerne a representação de aerossóis em modelos computacionais, atualmente a maioria dos modelos inclui aerossóis de sulfato, sal marinho, carvão negro e alguma forma de aerossol orgânico. A falta de inventários de emissão confiáveis (Bond *et al.*, 2004) dificulta a simulação numérica dos processos radiativos. Recentemente houve uma melhora na representação dos inventários de queimada no Brasil e na América do Sul (Hoelzemann *et al.*, 2004), mas esse fator ainda representa uma grande fonte de incertezas. Outra limitação está relacionada ao fato que a maioria dos modelos numéricos não leva em consideração a crescente evidência de que partículas de aerossóis são compostos principalmente de aglomerados de diferentes substâncias químicas misturadas (Kojima *et al.*, 2004). Alguns modelos usados no Brasil incluem corretamente o grau de mistura dos aerossóis (Freitas *et al.*, 2011; Longo *et al.*, 2010), algo que precisa ser feito por todos os modelos para melhorar a descrição da interação aerossol-radiação e aerossol-nuvens, e assim buscar a redução das incertezas devido à descrição de processos físicos envolvendo aerossóis em previsões climáticas.

7.5 MÉTRICAS E MEDIDAS DO IMPACTO DE GASES DE EFEITO ESTUFA

O impacto de GEE no sistema climático pode ser expresso em termos de métricas de emissões, as quais avaliam simultaneamente a quantidade de gás emitido e seu potencial impacto climático global. A estimativa do volume emitido de cada GEE é apenas um indicativo quantitativo da presença de gases na atmosfera. A contribuição efetiva de cada gás na atmosfera deve ser ponderada pelo seu peso molecular, seu tempo médio de permanência na atmosfera e pelo efeito de aquecimento cumulativo de cada gás. As métricas de emissão permitem comparar o efeito potencial da emissão de vários GEE e auxiliam nas formulações de políticas públicas em relação às mudanças do clima. Diferentes formulações de métricas de emissão são apresentadas na literatura (Kandlikar, 1996; Manne e Richels, 2001; Shine *et al.*, 2005), e aquelas utilizadas em inventários e relatórios oficiais brasileiros são apresentadas no Painel 7.1.

Há um grande esforço nacional para se estimar a emissão de GEE no território brasileiro. O Brasil, como signatário da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas (UNFCCC, da sigla em inglês), tem como uma de suas principais obrigações a elaboração e a atualização periódica do Inventário Nacional de Emissões e Remoção Antrópica de Gases de Efeito Estufa. O primeiro inventário brasileiro de GEE foi publicado em 2004 (MCT, 2004), e incluía dados de emissão e sequestro de GEE para o período entre 1990 e 1994. Dados mais recentes foram publicados no Segundo Inventário Nacional, que apresenta valores referentes aos anos de 1990 e 2005, e que utiliza a metodologia do IPCC e da UNFCCC (MCT, 2009).

Painel 7.1 - Métricas de Emissão: Definições e Formulações

Diferentes formulações de métricas de emissão são encontradas na literatura. As adotadas pelo IPCC são apresentadas abaixo.

Potencial de Aquecimento Global (PAG) é uma métrica que estima a contribuição relativa de um determinado gás de efeito estufa para o aquecimento global em relação à mesma quantidade de um gás de referência, geralmente CO₂, cujo PAG é definido como 1. A definição do PAG para um composto *i* é apresentada na equação 7.2:

$$PAG_i \equiv \frac{\int_0^{t_f} FR_i(t) dt}{\int_0^{t_f} FR_r(t) dt} \quad (\text{eq. 7.2})$$

onde FR_i é a FR do composto *i* ao longo do tempo τ , FR_r é a FR do gás de referência *r* ao longo do tempo τ , e t_f é o período de tempo para o qual se pretende estimar o PAG_{*i*}.

O Potencial de Aquecimento Global é calculado sobre um intervalo de tempo específico, o qual deve ser declarado juntamente com o valor de PAG. Como exemplo, o potencial de aquecimento global do gás metano em 100 anos é 21 vezes maior do que o potencial do CO₂, o que significa que uma tonelada de metano absorve 21 vezes mais radiação do que uma tonelada de CO₂. Interessante observar que o PAG do óxido nitroso (N₂O) é 310.

Potencial de Temperatura Global (PTG) indica o potencial da variação da temperatura à superfície devido à emissão de um determinado gás de efeito estufa, tendo como referência a emissão de um gás adotado como referência, comumente o CO₂ (Shine *et al.*, 2005). A definição do PTG para um composto *i* é apresentada na equação 7.3:

$$PTG_i \equiv \frac{\Delta T_i^{t_f}}{\Delta T_r^{t_f}} \quad (\text{eq. 7.3})$$

onde $\Delta T_i^{t_f}$ é a variação de temperatura à superfície devido ao composto *i* no intervalo de tempo t_f e $\Delta T_r^{t_f}$ é a variação de temperatura à superfície devido ao gás de referência *r* no mesmo intervalo de tempo t_f .

Dióxido de Carbono Equivalente (CO₂-e) é uma métrica obtida através da multiplicação das toneladas emitidas de GEE por seu potencial de aquecimento global. Esta métrica é utilizada para comparar as emissões de vários gases de efeito estufa baseado no potencial de aquecimento global de cada gás em um horizonte de tempo determinado.

Os GEE incluídos nos inventários oficiais são mostrados na Tabela 7.3, juntamente com suas principais fontes de emissão. Esses GEE são aqueles reconhecidos internacionalmente pela ratificação do Protocolo de Quioto: dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), hexa-fluoreto de enxofre (SF₆), hidrofluorcarbonos (HFC) e perfluorcarbonos (PFC). Outros gases que influenciam as reações químicas que ocorrem na atmosfera, como monóxido de carbono (CO), óxidos de nitrogênio (NO_x) e compostos orgânicos voláteis que não contêm metano (NMVOC, da sigla em inglês), também poderão ser incluídos no inventário brasileiro futuramente. A Figura 7.2 apresenta dados preliminares do inventário de emissões de GEE (MCT, 2009), agrupando-os em termos de emissão segundo setores socioeconômicos. Na Figura 7.2 nota-se que, em 2005, o setor que mais contribuiu para a emissão de GEE no Brasil foi o de mudança do uso do solo e floresta (58% das emissões totais do país). O segundo setor foi a agricultura (22% do total), seguido pelos setores energético (16%), tratamento de resíduos (2%) e atividades industriais (2%).

Outro esforço nacional para contabilizar a emissão de GEE é o Programa Brasileiro GHG Protocol, implementado em 2008. Este programa é uma iniciativa do Centro de Estudos em Sustentabilidade, da Fundação Getúlio Vargas, e do *World Resources Institute* (WRI)¹⁰, em parceria com o Ministério do Meio Ambiente, o Conselho Empresarial Brasileiro para o Desenvolvimento Sustentável e o *World Business Council for Sustainable Development*. Esse programa tem o objetivo de promover, por meio de engajamento e capacitação técnica e institucional, uma cultura corporativa de caráter voluntário para a identificação, o cálculo e a elaboração de inventários de emissões de GEE (<http://www.ghgprotocolbrasil.com.br/>; Rusilo e Mañas, 2010).

Associado ao desenvolvimento metodológico (Brasil *et al.*, 2007, 2008; Carvalho Jr. *et al.*, 2007), à elaboração e à atualização de inventários para estimar a quantidade de emissão e remoção de GEE, existe um grande esforço da comunidade científica brasileira para identificar e estudar o perfil das fontes de emissão dos GEE. Na seção seguinte são apresentados alguns desses trabalhos.

7.5.1. AS FONTES DE EMISSÕES DE GASES DE EFEITO ESTUFA

Os estudos e dados obtidos pela comunidade científica têm contribuído para a elaboração do inventário nacional de emissões de GEE, sob coordenação do Ministério de Ciência e Tecnologia. O conhecimento do perfil de emissões de GEE ajuda a estabelecer estratégias, metas e planos para a redução e a gestão das emissões. A metodologia adotada para contabilizar essas emissões foi baseada em observações experimentais locais ou regionais durante períodos limitados do ano, que foram extrapoladas para todo o país. Essa metodologia inviabiliza uma análise temporal detalhada do comportamento das emissões. Adicionalmente, observou-se que os inventários não apresentaram as incertezas experimentais, inerentes a todo processo de medida, associadas às emissões. Resultados de emissão de GEE e suas incertezas são importantes para identificar e avaliar o perfil das fontes de emissões e também para projetar cenários futuros de emissões ou reduções das concentrações de GEE. As estimativas das emissões são necessárias para a análise de medidas mitigadoras dos efeitos do aquecimento global, sejam elas a escolha de tecnologias de controle, as avaliações de custos de abatimento, ou as ponderações da participação de cada fonte e de cada país nas emissões globais (OECD, 1991).

¹⁰ O WRI é referência internacional para elaboração de inventários corporativos de GEE. Os inventários corporativos têm como principal relator as indústrias (privadas ou públicas) de diversos setores econômicos.

Tabela 7.3. Gases responsáveis pelo efeito estufa no Brasil e suas respectivas fontes de emissão.

GEE	Fontes de Emissão
CO ₂	<ul style="list-style-type: none"> - Mudança no uso do solo e desflorestamento - Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis, principalmente pelos setores energético, industrial e de transportes) - Emissões fugitivas (mineração de carvão, extração e transporte de petróleo e gás natural) - Processos industriais (produção de cimento, cal, amônia, alumínio)
CH ₄	<ul style="list-style-type: none"> - Mudança no uso do solo e desflorestamento - Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis, principalmente, pelos setores energético, industrial e de transportes) - Agropecuária (fermentação entérica, manejo de dejetos de animais, cultura de arroz, queima de resíduos agrícolas) - Tratamento de resíduos (lixo e esgoto industrial e doméstico) - Emissões fugitivas (mineração de carvão, extração e transporte de petróleo e gás natural) - Processos industriais (indústria química)
N ₂ O	<ul style="list-style-type: none"> - Agropecuária (principalmente associado ao manejo de dejetos de animais, solos agrícolas, queima de resíduos agrícolas) - Mudança no uso do solo e desflorestamento - Processos industriais (indústria química - produção de ácido nítrico e adípico) - Tratamento de resíduos (esgoto doméstico)
HFC, PFC, SF ₆	<ul style="list-style-type: none"> - Estes gases não existiam originalmente na natureza, sendo produzidos em processos industriais, principalmente no consumo em equipamentos de refrigeração e elétricos, e na produção de alumínio.
GEE Indireto ^a	
CO	<ul style="list-style-type: none"> - Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis principalmente pelos setores energético, industrial, de transporte e residencial) - Processos industriais (indústria química, indústria de alumínio e papel e celulose) - Agropecuária (queima de cana-de-açúcar na colheita) - Queimadas em mudança no uso do solo e desflorestamento
NO _x	<ul style="list-style-type: none"> - Queima de combustíveis fósseis (uso energético de combustíveis fósseis principalmente nos setores energético, industrial, de transporte e residencial) - Processos industriais - Agropecuária (queima de resíduos de cana-de-açúcar e algodão) - Queimadas em mudança no uso do solo e desflorestamento
NMVOC ^b	<ul style="list-style-type: none"> - Queima de combustíveis fósseis (uso energético de combustíveis fósseis principalmente nos setores energético, industrial, de transporte e residencial) - Processos industriais (indústria química, de alumínio, papel e celulose, e de alimentos e bebidas) - Uso de solventes

a) Gases que influenciam as reações químicas na troposfera, e que indiretamente exercem aquecimento da atmosfera; b) Compostos orgânicos voláteis exceto metano, da sigla em inglês.

Emissões de gases de efeito estufa no Brasil

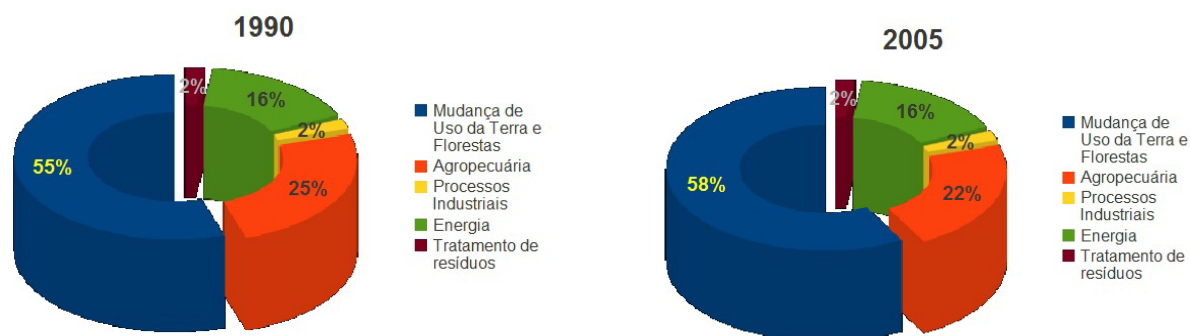


Figura 7.2. Resultados preliminares do Ministério da Ciência e Tecnologia das emissões de gases de efeito estufa no Brasil, por setor econômico. (Fonte: adaptação de MCT, 2009).

Os resultados comunicados pelos inventários de emissões de GEE indicam que o Brasil contribui significativamente para as emissões globais desses gases (Campos *et al.*, 2005; Cerri *et al.*, 2009). As fontes de emissões advêm principalmente do uso do solo e da mudança de cobertura do solo (USMS) (51,9% do total de emissões de GEE), queima de combustíveis fósseis (16,8%), fermentação entérica devido ao manejo de gado (12,0%), solos agrícolas (9,3%), e outras fontes (10,0%). No contexto geral, a emissão total de GEE em equivalente de CO₂ aumentou em 17,0% durante o período de 1994-2005 (Cerri *et al.*, 2009), sendo o CO₂ responsável por 72,3% do total. De acordo com os autores houve uma pequena diminuição em relação aos outros GEE, uma vez que em 1994 sua participação foi de 74,1%. O aumento de todas as fontes dos GEE, excluídos a mudança do uso do solo e o desmatamento, foi de 41,3% durante o período de 1994-2005. O *Climate Analysis Indicators Tool* (CAIT) do *World Resources Institute* estimou um crescimento maior desse subconjunto de fontes, equivalente a 48,9% das emissões em 2009 (WRI, 2009). O total de emissão apresentado nessa referência foi de 1005 Mt CO₂-e, incluindo as emissões de CH₄ e N₂O, mas excluindo USMS. A maior parcela de emissões de CO₂ no Brasil é devido a USMS (76% das emissões totais de CO₂), em particular associada à conversão da floresta em agropecuária (MCT, 2004, 2009). O desmatamento é causado pelo processo de derrubamento de árvores e por incêndios florestais.

Reservatórios de hidroelétricas são sistemas aquáticos artificiais e têm sido identificados como emissores de quantidades significativas de GEE (Fearnside, 2004; Kemenes *et al.*, 2007; Rosa *et al.*, 2004; Santos *et al.*, 2005, 2006, 2008; St Louis *et al.*, 2000), principalmente CO₂ e CH₄. A emissão de CO₂ em reservatórios ocorre devido à decomposição aeróbica de biomassa de floresta morta. O CH₄ é produzido principalmente por bactérias que participam do ciclo de decomposição subaquática do carbono existente na matéria orgânica remanescente da época da formação da represa, ou na matéria transportada, na forma de sedimentos, pelos rios que deságuam no reservatório (Giles, 2006; Rosa *et al.*, 2004). Em estudo realizado numa hidroelétrica localizada em área de floresta boreal, Teodoru *et al.* (2012) estimaram que as emissões de CO₂ e CH₄ se estabilizariam num intervalo de 10 a 15 anos, embora em patamares acima dos valores emitidos antes da inundação. Os autores sugerem que em regiões tropicais o tempo necessário pode ser ainda maior, devido aos maiores valores de temperatura dessas regiões. Um levantamento efetuado por Barros *et al.* (2011) mostrou alta variabilidade de emissões de CO₂ e CH₄ em função do tempo de inundação e da latitude das hidroelétricas, com concentrações elevadas em algumas das regiões estudadas mesmo após 40 anos da inundação. Fearnside e Pueyo (2012) também estimaram que as emissões após a inundação de hidroelétricas nas regiões tropicais podem continuar elevadas por décadas. O CH₄ permanece dissolvido na água, principalmente nas camadas mais profundas do reservatório, e escapa para a atmosfera quando passa pelas turbinas e pelos vertedouros de usinas hidrelétricas. As estimativas oficiais brasileiras apenas consideraram as emissões que ocorreram

na área superficial da represa, o que representa uma fração relativamente pequena do impacto total do gás (Fearnside, 2004). Santos (2000) apresentou uma metodologia para contabilizar as emissões de GEE derivadas de diferentes reservatórios hidrelétricos brasileiros e extrapolar os valores para o parque hidrelétrico do país. As estimativas das taxas de emissão foram baseadas em dados observados em experimentos realizados em sete hidrelétricas brasileiras com características distintas. O estudo mostrou que a fonte de emissão advinda de hidrelétricas variou de acordo com o tipo de ecossistema pré-existente inundado (e.g. floresta, cerrado, caatinga, etc.), idade do lago (anos), potência gerada (MW) e densidade superficial de potência de funcionamento (Wm^{-2}). A metodologia usada foi por amostragem em diversos pontos da represa e extrapolada para toda represa. Diversos estudos têm concentrado particular atenção à emissão de GEE nos afluentes do Rio Amazonas (Devol *et al.*, 1988; Kemenes *et al.*, 2007; Richey *et al.*, 2002; Santos *et al.*, 2008). Devol *et al.* (1988) mediram fluxos de CH_4 em áreas de alagamento pelo Rio Amazonas durante o início do período chuvoso. A emissão média encontrada foi de $75 \text{ kg C km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em área de floresta alagada, $90 \text{ kg C km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em lagos, e $590 \text{ kg C km}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em áreas de plantas flutuantes.

7.6 OBSERVAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

Este capítulo apresentou uma revisão de trabalhos científicos e documentos que analisaram diversos aspectos relacionados à forçante radiativa de agentes climáticos naturais e antrópicos. Uma parte significativa dos trabalhos avaliou efeitos climáticos relevantes sobre o Brasil, sem, no entanto, quantificar a FR propriamente dita. Com relação a efeitos climáticos devido à atividade solar, identificam-se duas questões, ainda em aberto, complementares à estimativa de sua FR: 1) Qual a influência da atividade solar sobre a atmosfera superior, incluindo a ionosfera e a camada de ozônio estratosférico, e a interação dessas camadas atmosféricas com a circulação troposférica global?; 2) As periodicidades observadas no registro de variáveis meteorológicas e ambientais, no Brasil, e eventualmente correlacionadas com a atividade solar, são estatisticamente coerentes com registros de outros locais do planeta? Essas questões subjacentes são relevantes para a discussão da FR, uma vez que a atividade solar pode exercer impactos globais em escalas de décadas a séculos, e os fenômenos físicos que descrevem as interações entre o Sol e a atmosfera terrestre, incluindo processos de retroalimentação do ciclo hidrológico, ainda não foram adequadamente estudados.

Em escalas de milhares de anos, as oscilações orbitais são determinantes para o clima do planeta, mas no presente, em escalas de tempo relevantes para a vida humana, sua influência é mínima. Dentre os agentes climáticos atuais discutidos neste capítulo, os mais significativos em magnitude, no Brasil, são os efeitos radiativos de nuvens, a forçante radiativa dos gases de efeito estufa, a forçante de mudança de uso do solo, e a dos aerossóis emitidos por fontes antrópicas. No caso das nuvens, esse efeito radiativo é natural. Quando suas propriedades são alteradas pela ação humana (e.g. efeitos indiretos de aerossóis, mudança de propriedades da superfície, entre outros) podem haver processos de retroalimentação com impactos sobre o ciclo hidrológico, causando alterações na disponibilidade de água doce, ou na frequência de ocorrência de eventos extremos de precipitação, como secas ou tempestades severas.

No Brasil a principal fonte de gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos é a queima de biomassa, utilizada como ferramenta de limpeza de área de cultivo, na mudança da cobertura do solo, especialmente na região amazônica, e também devido ao cultivo de cana-de-açúcar. No caso dos gases de efeito estufa, grande parte do esforço das pesquisas no Brasil se concentra na elaboração de inventários de emissão, não se encontrando estimativas da forçante radiativa desses gases. Com relação aos aerossóis antrópicos existem estimativas de suas forçantes radiativas, direta e indireta, especialmente para emissões de queimadas, inclusive avaliando-se sua distribuição espacial e temporal.

A Tabela 7.4 mostra a compilação das estimativas, apresentadas neste capítulo, de efeitos radiativos e da forçante radiativa natural e antrópica, com ênfase sobre o Brasil e a América do Sul. A tabela indica a região geográfica para a qual as estimativas foram realizadas, o nível vertical na atmosfera a que se referem, seu domínio temporal (impacto instantâneo, médias de 24 horas, ou de 1 ano), e as fontes principais de dados utilizadas nos cálculos (resultados de modelo, dados de satélite, etc.).

Note-se que apenas estimativas para o topo da atmosfera (TDA na Tabela 7.4) correspondem à definição formal de forçante radiativa. Alguns autores apresentam intervalos de estimativas, denotados por valores entre colchetes. Para a aplicabilidade em modelos climáticos, convém apresentar forçante radiativa em médias diárias, como efetuado pela maioria dos autores na Tabela 7.4, mas em alguns trabalhos o intervalo de tempo utilizado para a obtenção da estimativa não é explicitado. Nas referências indicadas na Tabela 7.4, muitas vezes a estimativa é obtida sem informar o intervalo de comprimento de onda considerado nos cálculos. Cabe ainda notar que o tipo de superfície considerado nas estimativas é fundamental para a interpretação do resultado. Por exemplo, tipicamente para um mesmo aerossol de queimadas na Amazônia, a forçante radiativa direta apresenta maior magnitude sobre superfícies de baixa refletância (e.g. florestas), e menor sobre superfícies mais brilhantes (e.g. cerrado).

Figura 7.4. Quantificação da forçante radiativa do aerossol antrópico, da mudança no uso do solo e do efeito radiativo de nuvens sobre o Brasil e a América do Sul.

Agente	Região	Condição ^a	Valor ^b (W m ⁻²)	Fonte de dados	Referência
Nuvens	Amazônia	SUP, 24h ^c	[-110; -50]	Modelo climático	Betts <i>et al.</i> , 2009
	Amazônia	SUP, 24h ^c	-76	Modelo climático	Miller <i>et al.</i> , 2012
TDA, 24h ^c		+26			
Uso do Solo	Amazônia	TDA	-23,7±2,8	Satélite, modelo radiativo	Sena <i>et al.</i> , 2013
			-7,3±0,9		
Aerossol Antrópico: efeitos diretos	Amazônia	SUP, 24h ^d	-39,5±4,2	Sens. remoto, modelo radiativo	Procópio <i>et al.</i> , 2004
		ATM, 24h ^d	+31,2±3,6		
		TDA, 24h ^d	-8,3±0,6		
	Amazônia	TDA, 24h ^c	-16,5	Modelo climático, medidas in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e	-1,8	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		ATM, 24h ^e	+2,9		
	América do Sul	TDA, 24h	[-8; -1]	Modelo climático, satélite	Zhang <i>et al.</i> , 2008
		SUP, 24h	[-35; -10]		
	América do Sul	TDA, anual	[-1,0; -0,2]	Satélite	Quaas <i>et al.</i> , 2008
	Amazônia	TDA	-13,0±3,9	Satélite, modelo radiativo	Patadia <i>et al.</i> , 2008
		TDA, 24h	-7,6±1,9		
	Amazônia	TDA, 24h	-5,6±1,7	Satélite, modelo radiativo	Sena <i>et al.</i> , 2013
	Floresta		-6,2±1,9		
Cerrado	-4,6±1,6				
Aerossol Antrópico: efeitos indiretos	Hemisfério Sul	TDA, 24h ^c , alb	-0,70±0,45	Revisão da literatura	Lohmann e Feichter, 2005
	Global, sobre continentes	TDA, 24h ^c , ind	-1,9±1,3		
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e , alb	-1,5	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		TDA, 24h ^e , ind	-9,5		
	América do Sul	TDA, 24h, ind	[-5; +20]	Modelo climático	Zhang <i>et al.</i> , 2008
	América do Sul	TDA, anual, alb	[-0,10; -0,02]	Satélite	Quaas <i>et al.</i> , 2008
Atlântico tropical	[-5,00; -0,05]				

Total Aerossóis e Nuvens	Amazônia	TDA, 24h ^c	-9,8	Modelo climático, medidas in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e	-11,3	Satélite, modelo radiativo	Kaufman <i>et al.</i> , 2005
		SUP, 24h ^e	-8,4		
	América do Sul	TDA, 24h	[-10; +15]	Modelo climático, satélite	Zhang <i>et al.</i> , 2008
			[-35; -5]		

a) Indica a posição vertical na coluna atmosférica (TDA: topo da atmosfera; SUP: superfície; ATM: coluna atmosférica) para a estimativa em questão, o domínio temporal de cálculo (valor instantâneo, média de 24h ou média anual), e o componente do efeito indireto analisado (alb: albedo; ind: total dos efeitos indiretos); b) Valores entre colchetes indicam intervalos de mínimo e máximo apresentados nas referências. Quando disponíveis, as incertezas apresentadas pelos autores são indicadas; c) Domínio temporal presumido (não informado explicitamente na referência); d) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,11; e) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,06.

A Tabela 7.4 indica que as nuvens constituem o agente climático mais importante do ponto de vista de balanço de radiação, reduzindo em até 110 W m^{-2} a incidência de radiação à superfície (Betts *et al.*, 2009), e contribuindo com cerca de $+26 \text{ W m}^{-2}$ no topo da atmosfera (Miller *et al.*, 2012). Cabe ressaltar que a partição, ou a distribuição vertical de nuvens, desempenha um papel fundamental na quantificação desse efeito radiativo: nuvens altas tendem a contribuir com um efeito de aquecimento da coluna atmosférica, enquanto nuvens baixas tendem a resfriá-la. Justamente pelo fato das nuvens desempenharem um papel tão significativo no balanço de energia do planeta, as incertezas na sua distribuição vertical, bem como nas estimativas de suas demais características físicas, precisam ser adequadamente exploradas em modelos climáticos para que os cálculos de transferência radiativa na atmosfera sejam consistentes com medidas experimentais.

Para o efeito direto de aerossóis sobre a Amazônia, considerando-se a média ponderada dos valores no topo da atmosfera, para autores que informaram as incertezas de suas estimativas (Patadia *et al.*, 2008; Procopio *et al.*, 2004; Sena *et al.*, 2013), obtém-se $-8,0 \pm 0,5 \text{ W m}^{-2}$. Esse valor é compatível com a estimativa da forçante radiativa de mudança do uso do solo na Amazônia, de cerca de $-7,3 \pm 0,9 \text{ W m}^{-2}$ (Sena *et al.*, 2013), devido ao desmatamento de uma região florestada em Rondônia.

As estimativas de forçante radiativa para os efeitos indiretos de aerossóis apresentaram uma ampla gama de valores. A maioria dos resultados tem sinal negativo, variando entre cerca de $-9,5$ a $-0,02 \text{ W m}^{-2}$ para diferentes tipos de superfície, indicando condições de resfriamento climático. No entanto, Zhang *et al.* (2008) obtiveram valores positivos para essa forçante sobre a Amazônia. Este é um tópico que ainda necessita de mais estudos de caracterização e verificações independentes, para que esse componente da forçante antrópica sobre o Brasil possa ser adequadamente representado em modelos climáticos.

Não se encontrou trabalhos discutindo a forçante radiativa no Brasil devido ao aerossol de origem urbana, ao aerossol natural de poeira oriunda da África, ou de erupções vulcânicas, nem à formação de trilhas de condensação pelas atividades da aviação comercial. Essas forçantes radiativas, por hora desconhecidas, podem, ou não, serem comparáveis àquelas devido a gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos, que foram identificadas pelo IPCC AR4 como os dois principais agentes climáticos antrópicos para o planeta. A única estimativa da forçante radiativa antrópica devido à alteração do albedo da superfície, numa região de desflorestamento na Amazônia, mostra esse agente climático com magnitude semelhante à da forçante radiativa de aerossóis de queimada. Porém, cabe ressaltar que o desmatamento na Amazônia tem caráter virtualmente “permanente” (i.e. a maioria das áreas degradadas em geral não volta a ser recomposta como floresta primária), enquanto aerossóis de queimada têm vida média da ordem de dias. Essas observações indicam a necessidade de se realizar estudos mais aprofundados sobre

essa forçante, originada nos processos de mudança de uso do solo, em especial incluindo-se o efeito da urbanização histórica e da expansão agropecuária em nível nacional, em várias escalas temporais.

A análise dos trabalhos utilizados na elaboração deste capítulo coloca em evidência a existência de lacunas significativas em estudos de forçantes radiativas no Brasil. Conhecer com precisão a magnitude dessas forçantes, e aprimorar a compreensão de seus impactos, resultará em melhorias nos modelos de previsão de tempo e clima. Tais modelos são ferramentas importantes para instrumentalizar a tomada de decisões políticas e econômicas diante das mudanças climáticas que vêm atuando no país.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ahlm, L., *et al.*, 2010: A comparison of dry and wet season aerosol number fluxes over the Amazon rain forest. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(6), 3063-3079.

Albrecht, B.A., 1989: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245, 1227–1230.
Albuquerque, T.T.A., 2010: Formação e transporte das partículas finas inorgânicas em uma atmosfera urbana: o exemplo de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 200 pp.

Albuquerque, T.T.A. *et al.*, 2011: Characterization of atmospheric aerosols in the city of São Paulo, Brazil: comparisons between polluted and unpolluted periods. *Environ. Monit. Assess.*, 184(2), 969-984, doi:10.1007/s10661-011-2013-y.

Alvalá, P.C. *et al.*, 2004: Measurements of CH₄ and CO during cruises in the South Atlantic. *Atmos. Environ.*, 38 (27), 4583-4588.

Alvalá, R.C.S. *et al.*, 2002: Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under forest and pasture in Rondônia. *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8043, doi:10.1029/2001JD000599.

Andrade, M.F. *et al.*, 2012: Vehicle emissions and PM_{2.5} mass concentrations in six Brazilian cities. *Air Qual. Atmos. Health*, 5(1), 79-88, doi:10.1007/s11869-010-0104-5.

Andreae, M.O. *et al.*, 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 303(5662), 1337-42, doi:10.1126/science.1092779.

Ansmann, A. *et al.*, 2009: Dust and smoke transport from Africa to South America: LIDAR profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest. *Geophys. Res. Lett.*, 36(11), L11802, doi:10.1029/2009GL037923.

Artaxo, P. *et al.*, 2005: Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. *Acta Amaz.*, 35(2), 185-196, doi:10.1590/S0044-59672005000200008.

Balbino, H.T., 2008: Avaliação de modelos fotoquímicos de qualidade do ar e estudo das circulações atmosféricas nos processos de dispersão de poluentes. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 126 pp.

Barkstrom, B.R., 1984: The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 65, 1170-1185.

Barros, N. *et al.*, 2011: Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. *Nature Geoscience* 4, 593-596, doi: 10.1038/NNGEO1211.

- Ben-Ami, Y. *et al.*, 2010: Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin: a case study. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(16), 7533-7544, doi:10.5194/acp-10-7533-2010.
- Berger, A. e M.F. Loutre, 1991: Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sci. Rev.*, 10(4), 297-317.
- Betts, A.K. *et al.*, 2009: Comparison of river basin hydrometeorology in ERA-Interim and ERA-40 reanalyses with observations. *J. Geophys. Res.*, 114(D2), doi:10.1029/2008JD010761.
- Bond, T.C. *et al.*, 2004: A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. *J. Geophys. Res.*, 109(D14), doi:10.1029/2003JD003697.
- Brasil G.H. *et al.*, 2007: Incertezas em Inventários Corporativos de Gases de Efeito Estufa. In: Anais do XXXIX SBPO, pp. 867-877. XXXIX Simpósio Brasileiro de Pesquisa Operacional: A Pesquisa Operacional e o Desenvolvimento Sustentável, 28 a 31 de agosto de 2007, Fortaleza, CE, Brasil. Sociedade Brasileira de Pesquisa Operacional, São Paulo, SP.
- Brasil G.H. *et al.*, 2008: Inventários corporativos de gases de efeito estufa: métodos e usos. *S&G*, 3(1), 15-26.
- Cahalan, R.F. *et al.*, 2005: THE I3RC: Bringing Together the Most Advanced Radiative Transfer Tools for Cloudy Atmospheres. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 86(9), 1275-1293, doi:10.1175/BAMS-86-9-1275.
- Campos, C.P. *et al.*, 2005: Historical CO₂ emission and concentrations due to land use change of croplands and pastures by country. *Sci. Total Environ.*, 346, 149- 155.
- Carmo, J.B. *et al.*, 2006: A source of methane from upland forests in the Brazilian Amazon. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04809, doi:10.1029/2005GL025436.
- Carvalho, V.S.B., 2010: O impacto das megacidades sobre a qualidade do ar: os casos das regiões metropolitanas de São Paulo e do Rio de Janeiro. 237 p. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.
- Carvalho Jr, J.A. *et al.*, 2007: Methodology for determination of greenhouse gas emission rates from a combustion system: accounting for CO, UHC, PM, and fugitive gases. In: Proceedings of ECEMEI-4. 4th European Congress on Economics and Management of Energy in Industry, Porto, Portugal.
- Cerri, C.C. *et al.*, 2009: Brazilian greenhouse gas emissions: the importance of agriculture and live-stock. *Sci. agric.*, 66(6), 831-843, doi:10.1590/S0103-90162009000600017.
- Chen, S. e W.R. Cotton, 1988: The sensitivity of a simulated extratropical mesoscale convection system to longwave radiation and ice-phase microphysics. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3897-3910.
- Chen, H. *et al.*, 2010: High-accuracy continuous airborne measurements of greenhouse gases (CO₂ and CH₄) using the cavity ring-down spectroscopy (CRDS) technique. *Atmos. Meas. Tech.*, 3(2), 375-386, doi:10.5194/amt-3-375-2010.
- Devol, A.H. *et al.*, 1988: Methane emissions to the troposphere from the Amazon floodplain. *J. Geophys. Res.*, 93, 1583-1592.
- Dorman, L.I., 2006: Long-term cosmic ray intensity variation and part of global climate change, controlled by solar activity through cosmic rays. *Adv. Space Res.*, 37(8), 1621-1628, doi:10.1016/j.asr.2005.06.032.
- Enghoff, M.B. *et al.*, 2011: Aerosol nucleation induced by a high energy particle beam. *Geophys. Res. Lett.*, 38(9), doi:10.1029/2011GL047036.

- Fausto, B., 2002: História do Brasil. São Paulo, SP: Editora da Universidade de São Paulo (Edusp), 664 pp.
- Fearnside, P.M., 2004: Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: controversies provide a springboard for rethinking a supposedly “clean” energy source. *Clim. Change*, 66(1/2), 1-8, doi:10.1023/B:-CLIM.0000043174.02841.23.
- Fearnside P. M. e S. Pueyo, 2012: Greenhouse-gas emissions from tropical dams. *Nature Climate Change*, 2, 382-384, doi:10.1038/nclimate1540.
- Fisch, G. *et al.*, 2004: The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.*, 78(1-3), doi:10.1007/s00704-004-0043-x.
- Forster, P. *et al.*, 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. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: ambridge University Press.
- Freitas, E.D. *et al.*, 2005: A simple photochemical module implemented in RAMS for tropospheric ozone concentration forecast in the Metropolitan Area of São Paulo – Brazil: coupling and validation. *Atmos. Environ.*, 39(34), 6352-6361.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2007: Including the sub-grid scale plume rise of vegetation fires in low resolution atmospheric transport models. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 3385–3398, doi:10.5194/acp-7-3385-2007.
- Freitas, S. R. *et al.*, 2009a: Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 24(2), p.188-207.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2009b: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation. *Atmos. Chem. Phys.*, 9(8), 2843-2861, doi:10.5194/acp-9-2843-2009.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2011: PREP-CHEM-SRC – 1.0: a preprocessor of trace gas and aerosol emission fields for regional and global atmospheric chemistry models. *Geosci. Model Dev.*, 4(2), 419-433, doi:10.5194/gmd-4-419-2011.
- Fröhlich, C. e J. Lean, 2004: Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. *Astron. Astrophys. Rev.*, 12(4), 273-320, doi:10.1007/s00159-004-0024-1.
- Gatti, L.V. *et al.*, 2010: Vertical profiles of CO₂ above eastern Amazonia suggest a net carbon flux to the atmosphere and balanced biosphere between 2000 and 2009. *Tellus B*, 62, 581-594, doi: 10.1111/j.1600-0889.2010.00484.x.
- Giles, J., 2006: Methane quashes green credentials of hydropower. *Nature*, 444(7119), 524-525, doi:10.1038/444524a.
- Gleckler, P.J. *et al.*, 2006: Volcanoes and climate: Krakatoa’s signature persists in the ocean. *Nature*, 439(7077), 675, doi:10.1038/439675a.
- Gray, W.M. e R.W. Jacobson, 1977: Diurnal variation of deep cumulus convection. *Mon. Weather Rev.*, 105, 1171-1188.
- Gusev, A.A. *et al.*, 2004: Bidecadal cycles in liquid precipitations in Brazil. *Adv. Space Res.*, 34(2), 370-375, doi:10.1016/j.asr.2003.03.048.
- Hansen, J. *et al.*, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102(D6), 6831-6864, doi:10.1029/96JD03436.

- Harries, J.E. *et al.*, 2005: The Geostationary Earth Radiation Budget Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 86(7), 945-960, doi:10.1175/BAMS-86-7-945.
- Haywood, J. e O. Boucher, 2000: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropo-spheric aerosols: A review. *Rev. Geophys.*, 38(4), 513, doi:10.1029/1999RG000078.
- Hoelzemann, J.J. *et al.*, 2004: Global Wildland Fire Emission Model (GWEM): Evaluating the use of global area burnt satellite data. *J. Geophys. Res.*, 109(D14), doi:10.1029/2003JD003666.
- Huang, J. *et al.*, 2010: African dust outbreaks: A satellite perspective of temporal and spatial varia-bility over the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 115(D5), doi:10.1029/2009JD012516.
- Izenman, A. J. *et al.*, 1983: An historical note on the Zurich sunspot relative numbers. *J. R. Statist. Soc. A*, 146, part 3, 311-318.
- Kahn, R.A. *et al.*, 2009: Introduction. In: *Atmospheric Aerosol Properties and Climate Impacts*, a report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. [Chin, M. *et al.* (Eds.)]. National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC, USA.
- Kandlikar, M., 1996: Indices for comparing greenhouse gas emissions: integrating science and econom-ics. *Energy Econ.*, 18(4), 265-281, doi:10.1016/S0140-9883(96)00021-7.
- Kaufman, Y.J. *et al.*, 2005: The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 102(32), 11207–11212.
- Kemenes, A. *et al.*, 2007: Methane release below a tropical hydroelectric dam. *Geophys. Res. Lett.*, 34(12), doi:10.1029/2007GL029479.
- Kojima, T. *et al.*, 2004: Aerosol particles from tropical convective systems: cloud tops and cirrus anvils. *J. Geophys. Res.*, 109(D12), doi:10.1029/2003JD004504.
- Koren, I. *et al.*, 2006: The Bodélé depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. *Environ. Res. Lett.*, 1(1), 014005, doi:10.1088/1748-9326/1/1/014005.
- Lara, L. *et al.*, 2005: Properties of aerosols from sugar-cane burning emissions in Southeastern Bra-zil. *Atmos. Environ.*, 39(26), 4627-4637, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.04.026.
- Laut, P., 2003: Solar activity and terrestrial climate: an analysis of some purported correlations. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 65(7), 801-812, doi:10.1016/S1364-6826(03)00041-5.
- Le Treut, H. *et al.*, 2007: Historical overview of climate change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of working group I to the assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. *et al.*(eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Lin, J.C. *et al.*, 2006: Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Am-azon Basin: a satellite-based empirical study. *J. Geophys. Res.*, 111(D19), doi:10.1029/2005JD006884.
- Liu, Y., 2005: Atmospheric response and feedback to radiative forcing from biomass burning in tropical South America. *Agric. For. Meteorol.*, 133(1-4), 40-53, doi:10.1016/j.agrformet.2005.03.011.
- Loarie, S.R. *et al.*, 2011: Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. *Nature Clim. Change*, 1(2), 105-109, doi:10.1038/nclimate1067.
- Lohmann, U. e J. Feichter, 2005: Global indirect aerosol effects: a review. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 715-737.

- Longo, K.M. *et al.*, 2010: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 2: Model sensitivity to the biomass burning inventories. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(13), 5785-5795, doi:10.5194/acp-10-5785-2010.
- Machado, L.A.T. e W.B. Rossow, 1993: Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Mon. Weather Rev.*, 121(12), 3234-3260.
- Manne, A.S. e R.G. Richels, 2001: An alternative approach to establishing trade-offs among green-house gases. *Nature*, 410(6829), 675-677, doi:10.1038/35070541.
- Martin, S.T. *et al.*, 2010: Sources and properties of Amazonian aerosol particles. *Rev. Geophys.*, 48(2), doi:10.1029/2008RG000280.
- Martins, J.A. *et al.*, 2009: Impact of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modeling case study. *J. Geophys. Res.*, 114(D2), doi:10.1029/2007JD009587.
- Martins, J.V. *et al.*, 2011: Remote sensing the vertical profile of cloud droplet effective radius, thermodynamic phase, and temperature. *Atmos. Chem. Phys.*, 11(18), 9485-9501, doi:10.5194/acp-11-9485-2011.
- Martins, L.D., 2006: Sensibilidade da formação de ozônio troposférico às emissões veiculares na Região Metropolitana de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 198 pp.
- Martins, L.D. *et al.*, 2008: Ambiental volatile organic compounds in the megacity of São Paulo. *Quím. Nova*, 31(8), 2009-2013.
- MCT, 2004: Primeiro Inventário Brasileiro de Emissões Antrópicas de Gases de Efeito Estufa não controladas pelo Protocolo de Montreal: Comunicação Inicial do Brasil, parte II. - Ministério da Ciência e Tecnologia, Brasília, DF.
- MCT, 2009: Inventário brasileiro das emissões e remoções antrópicas de gases de efeito estufa. Informações gerais e valores preliminares. Ministério da Ciência e Tecnologia, Brasília, DF.
- Metay, A. *et al.*, 2007: N₂O and CH₄ emissions from soils under conventional and no-till management practices in Goiania (Cerrados, Brazil). *Geoderma*, 141(1-2), 78-88, doi: 10.1016/j.geoderma.2007.05.010.
- Milankovitch, M., 1941: *Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Belgrade. English translation by Pantic, N., 1998: *Canon of Insolation and the Ice Age Problem*. Alven Global, 636 pp. Citado por Le Treut, H. *et al.*, 2007: Historical overview of climate change. 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. *et al.* (Eds.)]*. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Miller, M. A. *et al.*, 2012: The radiation budget of the West African Sahel and its controls: a perspective from observations and global climate models. *Journal of Climate*, 25, 5976-5996. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00072.1
- Miranda, R.M. *et al.*, 2012: Urban air pollution: a representative survey of PM_{2.5} mass concentrations in six Brazilian cities. *Air Qual. Atmos. Health*, 5(1), 63-77, doi:10.1007/s11869-010-0124-1.
- Neelin, J.D. e I.M. Held, 1987: Modeling tropical convergence based on the moist static energy budget. *Mon. Weather Rev.*, 115, 3-12.

- Nordemann, D.J.R. *et al.*, 2005: Solar activity and El-Niño signals observed in Brazil and Chile tree ring records. *Adv. Space Res.*, 35(5), 891-896, doi:10.1016/j.asr.2005.03.151.
- OECD, 1991: Estimation of greenhouse gas emissions and sinks. Final Report from the OECD Experts Meeting, 18-21 February 1991. The Organisation for Economic Co-operation and Development (OECD), Paris, France.
- Pal, J.S. *et al.*, 2007: Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCM3.5. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 88(9), 1395-1409, doi:10.1175/BAMS-88-9-1395.
- Patadia, F. *et al.*, 2008: A multisensor satellite-based assessment of biomass burning aerosol radiative impact over Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 113(D12), doi:10.1029/2007JD009486.
- Paulino, S. *et al.*, 2010: Evolution of particulate matter and associated metal levels in the urban area of Rio de Janeiro, Brazil. *Bull. Environ. Contam. Toxicol.*, 84, 315-318.
- Pereira, G. *et al.*, 2009: Estimating trace gas and aerosol emissions over South America: relationship between fire radiative energy released and aerosol optical depth observations. *Atmos. Environ.*, 43(40), 6388-6397, doi:10.1016/j.atmosenv.2009.09.013.
- Procopio, A.S. *et al.*, 2004: Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L03108, doi:10.1029/2003GL018646.
- Ptashnik, I.V. *et al.*, 2004: Laboratory measurements of water vapour continuum absorption in spectral region 5000-5600 cm⁻¹: evidence for water dimers. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130(602), 2391-2408, doi:10.1256/qj.03.178.
- Quaas, J. *et al.*, 2004: Aerosol indirect effects in POLDER satellite data and the Laboratoire de Météorologie Dynamique–Zoom (LMDZ) general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 109(D8), doi:10.1029/2003JD004317.
- Quaas, J. *et al.*, 2008: Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing. *J. Geophys. Res.*, 113(D5), doi:10.1029/2007JD008962.
- Quiterio, S.L. *et al.*, 2004: Metals in airborne particulate matter in the industrial district of Santa Cruz, Rio de Janeiro, in an annual period. *Atmos. Environ.*, 38(2), 321-331, doi:10.1016/j.atmosenv.2003.09.017.
- Richey, J.E. *et al.*, 2002: Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature*, 416, 617–620.
- Rigozo, N. *et al.*, 2007: Solar and climate imprint differences in tree ring width from Brazil and Chile. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 69(4-5), 449-458, doi:10.1016/j.jastp.2006.10.013.
- Rigozo, N. *et al.*, 2008: Solar maximum epoch imprints in tree-ring width from Passo Fundo, Brazil (1741–2004). *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 70(7), 1025-1033, doi:10.1016/j.jastp.2008.02.002.
- Roberts, G.C. *et al.*, 2003: Impact of biomass burning on cloud properties in the Amazon Basin. *J. Geophys. Res.*, 108(D2), doi:10.1029/2001JD000985.
- Rosa, L.P. *et al.*, 2004: Greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical regions. *Clim. Change*, 66(1/2), 9-21, doi:10.1023/B:CLIM.0000043158.52222.ee.
- Rosário, N.M.E., 2011: Estudo da variabilidade das propriedades ópticas dos aerossóis sobre a América do Sul e dos impactos do efeito radiativo direto das partículas de queimadas. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 pp.

- Rusilo, L.C. e A.V. Manãs, 2010: GHG Protocol no contexto ambiental brasileiro: histórico e tendências, 16 pp. In: XIII SemeAd – Seminários em Administração da FEA-USP. Departamento de Administração, Faculdade de Economia, Administração e Contabilidade da Universidade de São Paulo (FEA-USP).
- Sánchez-Ccoyllo, O.R. *et al.*, 2009: Vehicular particulate matter emissions in road tunnels in Sao Paulo, Brazil. *Environ. Monit. Assess.*, 149(1-4), 241-249, doi:10.1007/s10661-008-0198-5.
- Santos, M.A., 2000: Inventário de emissões de gases de efeito estufa derivadas de hidrelétricas. Tese de Doutorado, Coordenação dos Programas de Pós-Graduação de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE-RJ), Rio de Janeiro, RJ, 147 pp.
- Santos, M.A. *et al.*, 2005: Carbon dioxide and methane emissions from hydroelectric reservoirs in Brazil. Seminar on Greenhouse Fluxes from Hydro Reservoir and Workshop on Modeling Greenhouse Gas Emissions from Reservoir at Watershed Level, Eletrobras, Coppe/UFRJ. In: *Global Warming and Hydroelectric Reservoirs* [(Santos, M.A. e L.P. Rosa. (Orgs.)). Rio de Janeiro, RJ: COPPE/UFRJ, 2005, v. 1, pp. 81-94
- Santos, M.A. *et al.*, 2006: Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. *Energy Policy*, 34, 481–488.
- Santos, M.A. *et al.*, 2008: Emissões de gases de efeito estufa por reservatórios de hidrelétricas. *Oecol. Bras.*, 12(1), 116-129.
- Sena, E. T. *et al.*, 2013: Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols and the effects of land use in Amazonia. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 1261–1275.
- Schiffer, R.A. e W.B. Rossow, 1983: The International Satellite Cloud Climatology Project (IS-CCP): the first project of the World Climate Research Programme. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 64(7), 1-6.
- Shine, K.P. *et al.*, 2005: Alternatives to the global warming potential for comparing climate impacts of emissions of greenhouse gases. *Clim. Change*, 68(3), 281-302, doi:10.1007/s10584-005-1146-9.
- Silva Júnior, R.S., 2009: Sensibilidade na estimativa da concentração de poluentes fotoquímicos com a aplicação de diferentes parametrizações de camada limite planetária utilizando o modelo de qualidade do ar WRF/CHEM. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 171 pp.
- Soto-García, L.L. *et al.*, 2011: Evaluation of the carbon content of aerosols from the burning of biomass in the Brazilian Amazon using thermal, optical and thermal-optical analysis methods. *Atmos. Chem. Phys.*, 11(9), 4425-4444, doi:10.5194/acp-11-4425-2011.
- Souza Echer, M.P. *et al.*, 2008: Wavelet analysis of a centennial (1895–1994) Southern Brazil rainfall series (Pelotas, 31°46'19"S 52°20' 33"W). *Clim. Change*, 87(3-4), 489-497, doi:10.1007/s10584-007-9296-6.
- St. Louis, V.L. *et al.*, 2000: Reservoirs surfaces as sources of greenhouse gases to atmosphere: A global estimate. *BioScience*, 50(9), 766-755.
- Swap, R. *et al.*, 1992: Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus B*, 44(2), 133-149, doi:10.1034/j.1600-0889.1992.t01-1-00005.x.
- Ten Hoeve, J.E. *et al.* 2011: Microphysical and radiative effects of aerosols on warm clouds during the Amazon biomass burning season as observed by MODIS: impacts of water vapor and land cover. *Atmos. Chem. Phys.*, 11(7), 3021-3036, doi:10.5194/acp-11-3021-2011.

- Teodoru, C. R. *et al.* (2012). The net carbon footprint of a newly created boreal hydroelectric reservoir, *Global Biogeochem. Cycles*, 26, GB2016, doi:10.1029/2011GB004187.
- Tinsley, B.A., 2008: The global atmospheric electric circuit and its effects on cloud microphysics. *Rep. Prog. Phys.*, 71(6), 066801, doi:10.1088/0034-4885/71/6/066801.
- Trenberth, K.E. e A. Dai, 2007: Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L15702, doi:10.1029/2007GL030524.
- Turner, D.D., *et al.*, 2004: The QME AERI LBLRTM: a closure experiment for downwelling high spectral resolution infrared radiance. *J. Atmos. Sci.*, 61(22), 2657-2675, doi:10.1175/JAS3300.1.
- Twomey, S., 1974: Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, 8, 1251–1256.
- Von Randow, C. *et al.*, 2004: Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theor. Appl. Climatol.*, 78(1-3), doi:10.1007/s00704-004-0041-z.
- Wielicki, B.A. e R.N. Green, 1989: Cloud identification for ERBE radiative flux retrieval. *J. Appl. Meteor.*, 28, 1133-1146.
- Wielicki, B.A. *et al.*, 1996: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): an earth observing system experiment. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77(5), 853-868, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0853:CATERE>2.0.CO;2.
- WRI, 2009: Annual Report 2009. World Resources Institute (WRI). Disponível em <http://www.wri.org/documents/wri-annual-report-2009>.
- Zhang, Y. *et al.*, 2008: A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the Amazon. *J. Geophys. Res.*, 113(D14), 1-13, doi:10.1029/2007JD009449.