



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-mxx/aaaa/00.00.00.00-XXX

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CICLO DO CARBONO NA AMAZÔNIA

Demerval Soares Moreira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Saulo Ribeiro de Freitas e Dr. José Paulo Bonatti, aprovada em **xx** de **xxxxxx** de **xxxx**.

URL do documento original:
<<http://urlib.net/xx/yy>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação

Cutter Sobrenome, Prenome(s) Completos do(s) Autor(es).
 Título da publicação / Nome Completo do Autor(es). - São José
 dos Campos: INPE, ano da publicação.

Grau(Mestrado ou Doutorado em Nome do Curso) - Instituto

Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, ano de
defesa.

Orientador: Nome completo do orientador(es).

1. Assunto. 2. Assunto. 3. Assunto. 4. Assunto. 5. Assunto.

I. Título

CDU

Copyright AAAA do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright AAAA by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming or otherwise, without written permission from the INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

FOLHA DE APROVAÇÃO

CONFECCIONADA PELO SPG E INCLUÍDA PELO SID.

“A ciência nunca resolve um problema sem criar pelo menos outros dez”.

George Bernard Shaw

Aos meus pais, minha esposa e minhas filhas.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas, que diretamente ou indiretamente deram sua contribuição na elaboração deste trabalho. Em especial:

À minha esposa, *Andréa de Souza Cassemiro Moreira* e minhas filhas *Larissa Cassemiro Moreira* e *Maiara Cassemiro Moreira*, pelo carinho, apoio e compreensão.

Aos meus pais, *Antônio Soares Moreira* e *Maria Fialho Soares Moreira*, pelo apoio e incentivo à pesquisa, não medindo esforços e dedicação para me ver vencer.

Aos meus orientadores, *Dr. Saulo Ribeiro de Freitas* e *Dr. José Paulo Bonatti*, por seus exemplos de seriedade e dedicação à ciência, estando sempre dispostos a ajudar e transmitir seus conhecimentos.

À *Dra. Lina Mercado* pela enorme ajuda com o modelo JULES e no entendimento dos fluxos de CO₂. Podendo dizer que foi a minha coorientadora.

Aos membros da comissão examinadora pela predisposição em analisar este trabalho e dar suas valiosas contribuições.

Ao grande amigo *José Roberto Rozante*, que já o considero como irmão. Está sempre pronto para qualquer tipo de ajuda.

Às chefias do CPTEC/INPE pela oportunidade em desenvolver este trabalho juntamente com minhas obrigações operacionais. Possibilitando manejo de horários, uso do espaço físico, equipamentos e apoio técnico do centro.

Ao *Vanderlei Marques*, que esteve sempre disposto a solucionar os problemas na máquina/fila durante as execuções das minhas simulações, independente do dia e horário.

Agradeço também a todos os integrantes dos grupos IO/METOP e GMAI que contribuíram para a elaboração deste trabalho, em especial: *Alan Silva, Alex Fernandes, Ariane Frassoni, Maysa Barbosa, Nilton Rosário, Regiane Godoy e Rodrigo Braz*.

RESUMO

Estudos indicam que possíveis mudanças climáticas podem vir a ocorrer em decorrência da intensificação do efeito estufa natural associado a ações antrópicas. Consequentemente, o balanço de carbono passou a ser foco de inúmeros trabalhos, uma vez que o dióxido de carbono é um dos principais gases que podem contribuir para esta intensificação. No entanto, existem muitas questões sobre o balanço de carbono que ainda não estão bem esclarecidas. Uma delas é a contribuição da região amazônica, uma vez que a Floresta Amazônica armazena grandes quantidades de carbono em sua biomassa. A preocupação é agravada devido ao fato de que nas últimas décadas, esta região vem sofrendo grandes transformações antrópicas, que estão causando mudanças no tipo de cobertura do solo e lançando na atmosfera enorme quantidade de gases e partículas de aerossóis. Esses contribuem com o aumento da concentração de dióxido de carbono atmosférico e alterações nos fluxos de CO₂ em superfície. Contudo, ainda não se sabe ao certo se estas contribuições são no sentido de favorecer o aumento da biomassa ou decréscimo da produção primária líquida. Respostas concretas para estas questões ainda requerem diversos estudos observacionais e de modelagem para serem solidificadas. Este trabalho é uma contribuição para este esforço na busca de algumas respostas. Nossos resultados mostraram o comportamento dos fluxos de CO₂ mediante alterações nas variáveis de superfície e atmosférica, apontando que a respiração do solo é dependente principalmente da umidade e carbono no solo, enquanto que o GPP e a respiração do solo tiveram maiores variações em função da umidade do solo, temperatura do ar e textura do solo. Também foi obtida a resposta de cada bioma, e o efeito líquido, em função da sazonalidade, verificando que a floresta conseguiu manter alto GPP na estação seca, enquanto que o cerrado teve alta correlação com a precipitação. O NEE não ficou bem correlacionado com o GPP, ou seja, GPP alto não implicou em baixo NEE. Foi contabilizada a importância do efeito da fração difusa na produção primária bruta e comparada com os demais efeitos dos aerossóis, concluindo que o efeito difuso do aerossol é superior ao efeito radiativo, e sempre no sentido de aumento do GPP. Este trabalho verificou os transportes convectivos do CO₂ na atmosfera mediante uma linha de instabilidade e em um sistema convectivo isolado e apontou deficiências em simular o transporte vertical deste gás ao utilizar parametrizações deste transporte em simulações com baixa resolução espacial. Por fim, foi desenvolvido e para a comunidade científica um modelo ambiental integrado, que poderá ser utilizado em inúmeros trabalhos, com o objetivo de fornecer respostas para diversas questões ainda em aberto.

NUMERICAL SIMULATION OF THE CARBON CYCLE IN AMAZON

ABSTRACT

Studies indicate that possible climate changes are likely to occur due to the intensification of the natural greenhouse effect associated with anthropic actions. Amongst the gases that intensify the greenhouse effect, carbon dioxide has become the focus of numerous studies, since it has the largest contribution; nevertheless, many questions about the carbon balance are still unanswered. One of them is the contribution of the Amazon region, since the Amazon rainforest stores large amounts of carbon in its biomass. The concern has gained attention over the past decades due anthropogenic land use changes and large emissions of pollutant gases and aerosol particles. These contribute to the increase of the atmospheric carbon concentration and the changes in CO₂ fluxes on surface. However, it is still unknown whether these contributions promote net biomass assimilation or decrease in net primary production. Concrete answers to these questions still require several observational and modeling studies. This work is a contribution to this effort in finding some answers. Our results showed the behavior of CO₂ fluxes through changes in surface and atmospheric variables, indicating that soil respiration is mainly dependent on the moisture and soil carbon, while the GPP and soil respiration had larger variations as a function of soil moisture, air temperature and soil texture. The response of each biome was also obtained, and the net effect, due to seasonality, verifying that the forest was able to maintain high GPP in the dry season, while the savannah had a high correlation with precipitation. The NEE was not well correlated with the GPP, ie, high GPP did not imply low NEE. It was accounted the importance of the diffuse fraction effect the primary production and compared with other aerosol effects, concluding that the diffuse effect of the aerosol is greater than the radiative effect, and always in the direction of increasing GPP. This study examined the convective transport of CO₂ in the atmosphere through a squall line and an isolated convective system and pointed out deficiencies in simulating the vertical transport this gas to use this transport parameterizations in simulations with low spatial resolution. Finally, we developed an integrated environmental model for the scientific community, which can be used in numerous studies, with the goal of providing answers to several questions still open.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – Aumento da concentração de dióxido de carbono na atmosfera conforme registrado em Mauna Loa (Havaí).	10
Figura 2.2 – Esquematisação do ciclo do carbono entre terra, atmosfera e oceano. Os números representam a quantidade de carbono transportada ou estocada, em unidade de giga-tonelada por ano. Em amarelo são os fluxos transportados por processos naturais e em vermelho por processos antrópicos. Os números em branco são a estimativa da quantidade de carbono estocado.	12
Figura 2.3 – Representação esquemática dos fluxos de carbono terrestre. Valores estimados em Giga tonelada de carbono por ano.	13
Figura 2.4 – Evolução dos modelos climáticos nos últimos 25 anos, mostrando como os diferentes componentes são desenvolvidos, primeiro separadamente e depois acoplado em modelos climáticos.	19
Figura 2.5 – Resposta do GPP em relação à radiação fotossinteticamente ativa. Triângulos abertos correspondem à irradiância direta (fração difusa menor que 25%) e círculos fechados correspondem à irradiância difusa (fração difusa maior que 80%). Cor rosa apresenta os resultados simulados pelo modelo JULES modificado e cor preta os dados observados.	22
Figura 2.6 – Resposta do NPP, produzido por dez modelos distintos, ao fixar todos os parâmetros com exceção de um: (a) Temperatura do solo, (b) conteúdo de água no solo (c) concentração de CO ₂ na atmosfera e (d) radiação fotossinteticamente ativa. Os valores foram fixados em: T=15 °C, W=1.0, CO ₂ =350 ppm e PAR=120 W/m ²	25
Figura 2.7 – Imagem do satélite Terra e Aqua a leste da bacia Amazônica no dia 11 de Agosto de 2002. (A) Imagem do Terra às 10 horas local mostrando o início da formação dos cumulus. (B) Imagem do Aqua às 13 horas local mostrando uma completa cobertura de nuvens sobre a Floresta Amazônica, com exceção da área onde possui fumaça. A linha branca em ambas as figuras delimita a região de floresta e cerrado e a linha verde delimita o continente e o oceano.	30
Figura 2.8 – Concentração de monóxido de carbono (ppb) observada no dia 14 de junho de 1985 próximo à cidade de Oklahoma (EUA). Contornos tracejados referem a valores climatológicos.	32
Figura 2.9 – Ciclo diurno médio da concentração de CO ₂ . Dados observados na torre de Wisconsin - EUA (http://www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/site/LEF.html - 90.2732°W ; 45.9451°N) durante o mês de julho de 1997.	34

Figura 2.10 – Foto de uma pluma de queimada com ilustração da altura (h) da camada de injeção.	36
Figura 2.11 – Imagem do satélite TERRA (MODIS) no dia 24/Ago/2010 às 14:03 UTC. 37	
Figura 2.12 – (A) Coluna de aerossol estimada pelo MODIS (mg m^{-2}) para o dia 27 de setembro de 2002, regiões com cores brancas denotam áreas com dados não válidos. (B) Aerossol de queimada ($\text{PM}_{2.5}$) modelado (mg m^{-2}) para o dia 27 de setembro de 2002 às 18:00 UTC.	39
Figura 2.13 – Imagens do satélite GOES mostrando uma Linha de Instabilidade que ocorreu entre os dias 16 e 17/Mar/2010.	40
Figura 2.14 – Localização de torres meteorológicas e média mensal da radiação de onda curta incidente, temperatura e precipitação. Os meses sombreados indicam a estação seca da região (média mensal de precipitação abaixo de 100 mm). A linha horizontal tracejada indica a precipitação de 100 mm. O valor informado no topo de cada figura corresponde à precipitação média anual observada na respectiva localização.	43
Figura 2.15 – Ciclo diurno médio de (a) estação úmida: radiação líquida (R_n , círculo sólido) e fluxo de calor latente (LE, círculo aberto), (b) estação seca: R_n (círculo sólido) e LE (círculo aberto), (c) estação úmida: temperatura (T, círculo sólido) e déficit de pressão de vapor (VPD, círculo aberto), e (d) estação seca: T (círculo sólido) e VPD (círculo aberto).	44
Figura 2.16 – Série temporal de (a) NEE acumulado ao longo do ano (kg C ha^{-1}), (b) precipitação acumulada (mm).	46
Figura 2.17 – Ciclo diurno médio do NEE na floresta de Caxiuanã no período seco e chuvoso.	47
Figura 2.18 – Aerossóis provenientes de queimadas. (a) Foto da cidade de Ji-Paraná, RO durante um período chuvoso; (b) foto apresentando praticamente a mesma paisagem de (a), mas em um dia com uma espessa camada de aerossol (21/Set/2002); (c) imagem do sensor MODIS do dia 25/Ago/2004 às 14:15 UTC.	48
Figura 3. 1 – Estrutura do JULES 3.0	58
Figura 3.2 – Alguns dos processos sub-grade simulados pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS.	61
Figura 3.3 – Metodologia para obtenção dos erros das simulações. (a) Os dados simulados de cada membro é comparado com os dados observados em datas e horários coincidentes; (b) são obtidos os REQM (ou viés) para as 120 horas de integração para cada estação do domínio; (c) calcula-se a média aritmética dos erros de todas as estações do domínio; (d) Os dois primeiros dias de integração são descartados e é calculada a média dos últimos três dias.	69

Figura 3.4 – Avaliações das simulações do período de 01 a 31 de março de 2010. (a) Localização geográfica das estações convencionais em aeroportos (pontos vermelhos) e estações automáticas (pontos verdes). O REQM para os parâmetros: (b) temperatura do ar a dois metros; (c) temperatura do ponto de orvalho a dois metros; (d) pressão reduzida ao nível médio do mar; (e) precipitação acumulada em seis horas e (f) magnitude da velocidade do vento em dez metros.	72
Figura 3.5 – Perfil do REQM da magnitude do vento, considerando os dados de radiossondagens medidos diariamente às 12Z, em 11 estações, durante os 31 dias do mês de março de 2010.	73
Figura 3.6 – Semelhante à Figura 3.4, mas para a estação seca (setembro/2010): (a) temperatura do ar a dois metros; (b) temperatura do ponto de orvalho a dois metros; (c) precipitação acumulada em seis horas e (d) velocidade do vento em dez metros. A linha cinza corresponde à simulação executada utilizando o JULES, com advecção não-monotônica (ad0), utilizando o modelo de superfície JULES e considerando a presença de aerossol (ae1).	76
Figura 3.7 – REQM da temperatura do ar a dois metros em setembro de 2010. Média sendo calculada somente para as estações dentro do retângulo mais claro da figura a direita (6 estações de METAR e 29 PCD's).	77
Figura 3.8 – Viés da temperatura a 2 metros da análise do NCEP (diferenças médias ao longo do mês de março/2010 entre análise e dados observados nas estações de METAR e PCD's). As cores em tons de azul, representada com círculo sobre a localização da estação, correspondem ao viés negativo (temperatura sendo subestimada) e as cores em tons de vermelho, representada com quadrado, correspondem ao viés positivo (temperatura sendo superestimada). Os números no interior dos círculos (ou quadrados) representam o tipo de vegetação predominante no ponto de estação. (a) média no horário das 00 UTC e (b) média no horário das 12 UTC.	79
Figura 3.9 – Perfis da concentração de CO ₂ . Linhas pretas são dados observados a bordo de um avião em torno das 16 às 18 UTC (vide seção 3.2.2), linhas azuis são provenientes do TM5 às 15 UTC, porque possui frequência de três horas, e as linhas verdes e cinzas são provenientes do JULES-CCATT-BRAMS com média nos horários 16 e 17 UTC. O sombreado verdes/cinza em torno da curva verde/cinza representa o desvio padrão da média nos dois horários.	82
Figura 3.10 – Ciclo diurno médio da concentração de CO ₂ no mês de março de 2010. Linha preta representa a média dos dados observados na torre do km-67 a uma altitude de 57.9 metros (vide seção 3.2.2); linha verde corresponde ao JULES-CCATT-BRAMS a uma altitude de 39.2 metros (primeiro nível sigma do modelo) e linha azul ao TM5, ambos interpolados bilinearmente para a localização da torre.	83

Figura 4.1 – Linha de Instabilidade simulada pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS: (a) precipitação acumulada de 00 a 03 UTC de 17/Mar/2010 [mm] e vento médio neste período no nível de 781 metros [m/s]. (b) Perfil médio de CO ₂ [ppm], linhas finas às 22 UTC de 16/Mar/2010 e linhas grossas entre 00 a 03 UTC de 17/Mar/2010; linhas azuis corresponde à média na Região-A e vermelhas na Região-B.	90
Figura 4.2 – Efeito retificador simulado pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS: (a) média na concentração de CO ₂ [ppm] (sombreado) e velocidade vertical [cm/s] (contorno) na Região-A. (b) Idem à figura (a), mas média na Região-B. (c) e (d) Semelhantes a (a) e (b), respectivamente, mas mostrando apenas níveis próximos à superfície.	92
Figura 4.3 – Concentração de CO ₂ [ppm] e vento [m/s] no nível de 9457 metros: (a) média na latitude de 2.6°S a 2.2°S. (b) média na latitude de 3.25°S a 2.85°S.	93
Figura 4.4 – Imagens do satélite GOES mostrando sistemas convectivos formados à tarde do dia 13/Mar/2010.	95
Figura 4.5 – Comparações entre simulação com resolução de 2 km e resolução de 10 km. Média na região: 68W;62W 8S;2S e média diária do dia 01 a 22/Mar/2010. (a) e (b) mostram a concentração de CO ₂ em 39.2 metros e a precipitação acumulada em 30 minutos para a simulação com 2 km de resolução e 10 km, respectivamente. (c) e (d) mostram o perfil da concentração de CO ₂ e as isolinhas representam os movimentos verticais médios [cm/s].	98
Figura 4.6 – Perfil vertical do CO ₂ , média na região: 68W;62W 8S;2S. As linhas mais claras correspondem à média no período da manhã (12 a 15 UTC) e as escuras no período da tarde (18 a 21 UTC). As cores em tons de azul correspondem à simulação com resolução se 2 km e de tons vermelho à simulação com resolução se 10 km.	99
Figura 5.1 – Condições de contorno fixas: (a) cobertura do solo, (b) quantidade de carbono no solo, (c – e) textura do solo, fração de: areia, humos e argila.	106
Figura 5.2 – Médias mensais da espessura óptica do aerossol (AOT) para comprimento de onda de 500 nm. (a) estação úmida, (b) estação seca.	107
Figura 5.3 – Médias mensais da umidade do solo no mês de março (primeira coluna) e setembro (segunda coluna) em três níveis de profundidade: 0.35 metros (a; b), 1 metro (c; d) e 4.25 metros (g; h).	109
Figura 5.4 – Umidade do solo – Médias mensais e médias nas regiões delimitadas na Figura 5.3. (a) Estação úmida e (b) estação seca.	110
Figura 5.5 – Comparações entre resultados obtidos com o modelo acoplado (JULES-CCATT-BRAMS) e o modelo JULES <i>off-line</i> . (a) <i>grid_box</i> com predominância de vegetação tipo floresta em solo úmido; (b) predominância de vegetação tipo gramínea C4 em solo mais seco; (c) predomínio de vegetação tipo cerrado em solo seco.	112
Figura 5.6 – Semelhante à Figura 3.4, mas agora comparando os resultados anteriores com os obtidos após as modificações nas condições iniciais e parâmetros.	117

Figura 5.7 – Semelhante à Figura 3.6, mas agora comparando os resultados anteriores com os obtidos após as modificações nas condições iniciais e parâmetros.	118
Figura 5.8 – Semelhante à Figura 3.9, mas foi incluído o perfil vertical obtido com o modelo JULES-CCATT-BRAMS utilizando as modificações descritas acima (linha roxa).	120
Figura 5.9 – Variação diurna média no mês de março e setembro de 2010. (a) e (b) Radiação de onda curta incidente, proveniente da simulação JULES_ad1_ae1 – linha preta: total (R_{in}); linha vermelha: componente direta; linha verde: componente difusa. (c) e (d) Temperatura a 2 metros - linha preta: proveniente da simulação JULES_ad1_ae1, com média na área 70°W;65°W - 8°S;5°S; linha verde: dados observados na estação automática localizada em Labrea – AM (64.8°W 7.3°S); linha vermelha: dados observados na estação automática localizada em Boca do Acre - AM (67.3°W 8.8°S). As barras verticais na figura (c) e (d) referem-se ao desvio da observação ao longo do respectivo mês e o sombreado cinza é o desvio da simulação ao longo do mês e na área.	127
Figura 5.10 – Médias mensais de condições meteorológicas no mês de março e setembro de 2010. (a) e (b) Temperatura a 2 metros acima da superfície e vento a 10 metros simulados pelo JULES-CCATT-BRAMS. (c) e (d) Precipitação simulada pelo JULES-CCATT-BRAMS. (e) e (f) Precipitação observada em estações e interpolada para ponto de grade (Fonte: Grupo de clima, CPTEC/INPE).	129
Figura 5.11 – Tipos de vegetação mais predominantes na região amazônica.....	130
Figura 5.12 – GPP e RespP médios no mês de setembro/2010 para os quatro biomas predominantes na região amazônica.	132
Figura 5.13 – Fluxos de CO ₂ médios diários para cada tipo funcional de planta, no mês de setembro de 2010, e médios nas três áreas delimitadas na Figura 5.12.....	135
Figura 5.14 – NEE médios diários no mês de setembro para cada tipo funcional de plantas e médio nas três áreas delimitadas na Figura 5.12: (a) área cinza, (b) área azul e (c) área vermelha. Os valores descritos no interior das figuras correspondem à média ao longo do dia.	136
Figura 5.15 – Fluxos de CO ₂ médios no mês de setembro no <i>grid_box</i>	137
Figura 5.16 – Fluxos de CO ₂ médios diários no <i>grid_box</i> , para o mês de setembro de 2010 e médios nas três áreas delimitadas na Figura 5.12. Os números descritos na parte superior da figura correspondem à média ao longo do dia, ou seja, a média mensal.	138
Figura 5.17 – Diferenças dos fluxos de CO ₂ em <i>Grid_box</i> : média do mês de setembro menos média do mês de março de 2010.	141
Figura 5.18 – Sensibilidade do GPP simulado em relação às mudanças na fração difusa. Os valores de fluxos de CO ₂ são obtidos com o GPP total ponderado pela radiação	

incidente, conforme descrito por (KNOHL e BALDOCCHI, 2008). O eixo da esquerda corresponde aos tipos de coberturas: Floresta, C3G e Cerrado; o eixo da direita corresponde ao tipo C4G.....	144
Figura 5.19 – Diferença entre fração difusa constante igual a 0.1 e igual a 0.5, considerando o <i>grid_box</i> contendo apenas floresta.....	145
Figura 5.20 – Efeito da fração difusa nos fluxos de CO ₂ ao longo do mês de setembro de 2010. Foram plotados os valores contidos na área 70°W;65°W 8°S;5°S, sendo ignorados todos os pontos de grade com nebulosidade acima de 5 g/m ² . A fração de água no solo foi limitada em 0.8 a 0.9.	147
Figura 5.21 – NEE na localização de Rebio Jaru (61.933°W 10.078°S). Circulos fechados são provenientes da simulação com o JULES-CCATT-BRAMS em setembro de 2010 (ponto de grade mais próximo) e marcadores em forma de cruz são provenientes de dados observados no mês de setembro de 2002, os mesmos utilizados por Yamasoe et al. (2006).....	148
Figura 5.22 – Primeira coluna corresponde à diferença entre o GPP obtido com o modelo considerando o aerossol (efeito radiativo e difuso) e o GPP obtido quando não foram considerados os efeitos do aerossol. A segunda coluna corresponde à diferença entre o GPP obtido ao considerar somente o efeito radiativo do aerossol e o GPP obtido sem considerar todos os efeitos do aerossol. A terceira coluna apresenta a média do GPP (em $\mu\text{molC/m}^2/\text{s}$) obtida na região com maior presença de aerossol (delimitada pelo retângulo na Figura 5.2b), os valores descritos no interior da figura refere-se à média mensal nesta região (em MgC/ha/yr).....	151
Figura 5.23 – Semelhante à Figura 5.22, mas apresentando os valores dos fluxos de CO ₂ provenientes da média ponderada de cada bioma no ponto de grade (<i>grid_box</i>).	153

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 – Assimilação de carbono para diferentes tipos de vegetação na Amazônia em 1990.	17
Tabela 3.2 – Principais parâmetros no <i>namelist</i> do JULES que foram alterados em relação ao exemplo <i>point_loobos_example.jin</i> (incluído no pacote do <i>jules_3.0</i>).	67
Tabela 3.3 – Valores de erros para um horário noturno (06 UTC), um horário diurno (18 UTC) e média diária (MD) durante a estação úmida (março/2010).	73
Tabela 3.4 – Valores de erros para um horário noturno (06 UTC), um horário diurno (18 UTC) e média diária (MD) durante a estação úmida (setembro/2010).	77
Tabela 5.1 – Principais características entre os pontos escolhidos para execução do modelo <i>off-line</i> . 111	
Tabela 5.2 – Testes de sensibilidade dos fluxos de CO ₂	124
Tabela B.1 – Diferenças entre as simulações.....	183

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

BRAMS	<i>Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System</i>
CC	<i>Condições de Contorno</i>
CCATT	<i>Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport model</i>
CI	<i>Condição Inicial</i>
CLP	<i>Camada Limite Planetária</i>
CPTEC	<i>Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos</i>
CM	<i>Camada de Mistura</i>
C3G	<i>Gramínea tipo C3</i>
C4G	<i>Gramínea tipo C4</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EDA	<i>Efeito Difuso do Aerossol</i>
EGA	<i>Efeito Global do Aerossol</i>
EGA-D	<i>Efeito Global do Aerossol excluindo o Difuso</i>
GPP	<i>Gross Primary Productivity</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
INMET	<i>Instituto Nacional de Meteorologia</i>
INPE	<i>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais</i>
JULES	<i>Joint UK Land Environment Simulator</i>
LEAF	<i>Land Ecosystem-Atmosphere Feedback</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NCEP	<i>National Centers of Environmental Prediction</i>
NEE	<i>Net Ecosystem Exchange</i>
NPP	<i>Net Primary Production</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NDVI	<i>Índice de Vegetação por Diferença Normalizada</i>
PAR	<i>Radiação Foto-Sinteticamente Ativa</i>
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
REQM	<i>Raiz quadrada do Erro Quadrático Médio</i>

RespP=R _a	Respiração das Plantas
RespS=R _h	Respiração do Solo
RuBisCO	Ribulose Bisfosfato Carboxilase Oxigenase
TEM	<i>Terrestrial Ecosystem Model</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Área, m ²
Gt-C	Giga tonelada de carbono
ha	Hectare
MgC	Mega grama de carbono
ppm	Parte por milhão
R _d	Radiação de onda curta difusa incidente em superfície
R _{in}	Radiação de onda curta total incidente em superfície (= R _s +R _d)
R _s	Radiação de onda curta direta incidente em superfície
yr	Ano (<i>Year</i>)

SUMÁRIO

	Pág.
1 INTRODUÇÃO	1
<u>1.1. Relevância da pesquisa</u>	<u>1</u>
<u>1.2. Contextualização do problema</u>	<u>2</u>
<u>1.3. Objetivos</u>	<u>7</u>
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	9
<u>2.1. Ciclo de carbono terrestre</u>	<u>13</u>
<u>2.2. Modelando os fluxos de CO₂.....</u>	<u>17</u>
<u>2.3. Variações nos fluxos de CO₂.....</u>	<u>22</u>
<u>2.3.1. Mediante ao aumento do CO₂ atmosférico</u>	<u>26</u>
<u>2.3.2. Mediante a presença de aerossóis</u>	<u>27</u>
<u>2.4. Transportes de CO₂.....</u>	<u>31</u>
<u>2.4.1. Transporte vertical</u>	<u>31</u>
<u>2.4.1.1. Efeito retificador</u>	<u>33</u>
<u>2.4.1.2. Altura da camada de injeção.....</u>	<u>35</u>
<u>2.4.2. Transporte horizontal.....</u>	<u>37</u>
<u>2.4.3. Linhas de instabilidade.....</u>	<u>39</u>
<u>2.5. Fluxos de CO₂ na região da Amazônia</u>	<u>41</u>
3 ACOPLAMENTO DO JULES AO CCATT-BRAMS	51
<u>3.1. Introdução.....</u>	<u>51</u>
<u>3.1.1. O Modelo atmosférico BRAMS</u>	<u>52</u>
<u>3.1.2. O componente químico/atmosférico CCATT</u>	<u>54</u>
<u>3.1.3. O modelo químico/atmosférico CCATT-BRAMS</u>	<u>55</u>
<u>3.1.4. O modelo de superfície JULES</u>	<u>57</u>
<u>3.1.5. O Sistema acoplado JULES-CCATT-BRAMS</u>	<u>60</u>
<u>3.2. Dados e Metodologia.....</u>	<u>62</u>
<u>3.2.1. Dados requeridos pelo modelo</u>	<u>62</u>
<u>3.2.2. Dados para avaliação do novo sistema de modelagem</u>	<u>63</u>
<u>3.2.3. Metodologia para avaliação.....</u>	<u>65</u>
<u>3.3. Avaliação dos parâmetros meteorológicos simulados</u>	<u>69</u>

3.3.1. Estação úmida (Março de 2010).....	70
3.3.2. Estação seca (Setembro de 2010)	74
3.3.3. Erros intrínsecos na condição inicial	78
3.4. Avaliação do prognóstico do CO ₂ na atmosfera	79
3.4.1. Perfil vertical do CO ₂	80
3.4.2. Ciclo diurno do CO ₂ em superfície	82
3.5. Considerações finais sobre o novo modelo	84
4 SIMULAÇÃO DO EFEITO RETIFICADOR	87
4.1. Introdução	87
4.2. Dados e Metodologia.....	88
4.3. O caso da Linha de Instabilidade.....	89
4.4. Sistemas convectivos de mesoescala	94
5 Fluxos de CO ₂ na região amazônica	101
5.1. Introdução.....	101
5.2. Dados e metodologia.....	102
5.2.1. Nova parametrização, ajustes e novas condições iniciais.....	102
5.2.2. Condições iniciais e de contorno utilizadas	105
5.2.3. Simulações com o modelo JULES desacoplado (<i>off-line</i>)	111
5.2.4. Simulações com o modelo JULES-CATT-BRAMS	113
5.3. Avaliação das novas simulações	114
5.4. Testes de sensibilidade com o modelo JULES	121
5.5. Fluxos de CO ₂ simulados pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS	125
5.5.1. Condições meteorológicas	125
5.5.2. Fluxos relacionados aos biomas da região	130
5.5.2.1. Estação seca (setembro/2010)	131
5.5.2.2. Sazonalidade	138
5.5.3. Efeito dos Aerossóis	142
6 CONCLUSÕES.....	155
7 ESTUDOS FUTUROS	161
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163

1 INTRODUÇÃO

1.1. Relevância da pesquisa

Devido a grande extensão da região amazônica, com grandes áreas florestadas e outras sendo convertidas para diferentes usos e coberturas, com grande quantidade de focos de queimadas, emitindo gases e aerossóis para a atmosfera, e pela sua enorme biodiversidade e recursos hídricos, esta tem sido, nas últimas décadas, alvo de inúmeros trabalhos observacionais e de modelagem. Todo este esforço tem como objetivo entender e descrever corretamente os processos físicos e biogeoquímicos que mantem o equilíbrio do ecossistema. Contudo, muitos dos processos naturais que ocorrem nesta região ainda não estão bem esclarecidos, consequentemente ela provavelmente continuará sendo alvo para muitos outros estudos. Um dos processos que ocorrem na região amazônica que ainda precisa ser bastante estudado é o ciclo de carbono dessa região. A importância se deve, dentre outras razões, por este ecossistema armazenar em sua biomassa cerca de 100 bilhões de toneladas deste elemento químico (MALHI *et al.*, 2006). Se esta floresta for extinta, devido às queimadas, ou ao estresse hídrico em um clima aquecendo progressivamente e sendo substituída por savana, como alguns estudos têm sugerido (SALAZAR *et al.*, 2007; COX *et al.*, 2004), o carbono liberado para a atmosfera poderia acelerar as mudanças climáticas globais de forma significativa (COX *et al.*, 2000).

Apesar das diversas campanhas observacionais intensivas e de longos períodos que foram realizadas na Amazônia, a base de dados já coletados e a rede observacional presente ainda são bastante restritas e incompletas. Logo, é de suma importância o uso da modelagem numérica para tentar sanar esta deficiência e poder compreender melhor os processos que ocorrem nesta região. A modelagem numérica também permite fazer diversos experimentos a

fim de obter indícios de como será a resposta do clima mediante as perturbações antrópicas.

Portanto, com este estudo, utilizando a modelagem numérica, busca-se obter maior conhecimento do ciclo de CO₂ na região amazônica e contribuir para a comunidade científica com um modelo ambiental integrado que possibilitará a continuação de pesquisas envolvendo ciclo de carbono e sua interação com tempo, clima e química atmosférica. Buscando respostas para diversas questões que ainda não estão esclarecidas e que poderão ser de suma importância para a tomada de decisões políticas e sócio-econômicas. Visando à preservação do nosso planeta, a sustentabilidade da população presente e proteção das gerações futuras.

1.2. Contextualização do problema

O ciclo terrestre do carbono pode ser sumarizado na seguinte sequência de processos: as plantas removem CO₂ da atmosfera através do processo de fotossíntese e uma quantidade desse carbono é usada na própria manutenção da planta, em um processo denominado respiração autotrófica e que resulta em liberação de CO₂ de volta para atmosfera. O restante do carbono assimilado pelas plantas (~ 50%) vai compor as folhas, galhos, troncos e raízes das plantas. Este estoque de carbono na vegetação assume importância fundamental uma vez que ele pode aumentar ou diminuir rapidamente em resposta ao clima ou intervenções humanas, tendo efeitos fortes e imediatos na concentração de CO₂ na atmosfera (FOLEY e RAMANKUTTY, 2004). Por outro lado, as plantas ou suas folhas eventualmente morrem e apodrecem, ou são consumidas por herbívoros ou pelo fogo. Nos dois primeiros casos o carbono que antes estava na vegetação passa para a liteira, onde serve de fonte de energia para os micro-organismos ou animais. Estes também liberam CO₂ para a atmosfera, em um processo conhecido como respiração heterotrófica.

Fatores importantes que limitam a fixação de CO₂ em uma floresta é a disponibilidade de água e a quantidade de nutrientes no solo (BOUSQUET *et al.*, 2000). Para florestas tropicais, o papel relativo da água e dos nutrientes, quanto à capacidade de sequestrar carbono, ainda é pouco conhecido e bastante controverso, especialmente quando se consideram os efeitos potenciais de mudança do clima, incluindo o impacto dos eventos de El-Niño (COX *et al.*, 2000). A água exerce um papel fundamental em todos os processos fisiológicos das plantas, seja na transferência de nutrientes entre vários compartimentos, seja na regulação da abertura e fechamento de estômatos nas folhas, o que afeta diretamente as trocas gasosas com a atmosfera e, conseqüentemente, a capacidade de absorção de CO₂. O magnésio (Mg) é parte central na molécula clorofila; o nitrogênio (N) é componente essencial da enzima RuBisCO (a enzima responsável pela assimilação de carbono da atmosfera e conversão em matéria orgânica na folha); e o fósforo (P) é encarregado do armazenamento e liberação de energia metabolizada. Portanto, a água e os nutrientes do ar e do solo são peças fundamentais nas reações bioquímicas que ocorrem dentro das folhas no processo que transforma o dióxido de carbono em açúcar. O açúcar tal como glicose, frutose e sacarose é essencial às plantas. Além das suas funções típicas, como fonte de carbono e energia (KOCH, 2004) são reconhecidas como sinalizadores moleculares, que tem por finalidade fornecer informações sobre as condições internas e externas das plantas, incluindo a interação com agentes patogénicos e os fatores de stress ambientais, controlando o crescimento e as funcionalidades da planta (SMEEKENS *et al.*, 2010).

Além dos processos naturais que controlam o ciclo do carbono existem também os antrópicos. Segundo Canadell *et al.* (2007) o total da emissão antrópica de carbono para a atmosfera está em torno de 9.1 Gt por ano, sendo que a biosfera terrestre sequestra em torno de 2.8 Gt-C por ano. Na América do Sul, durante a estação seca (inverno Austral), as queimadas ocorrem em larga escala e representam a maior fonte de CO₂ para a atmosfera. Porém

diversos outros gases são também emitidos sendo que vários atuam no efeito estufa, direta ou indiretamente através de formações de gases secundários, tais como o ozônio. Estudos sugerem que a assimilação de ozônio pelas plantas pode afetar significativamente a produção primária líquida (NPP) de uma floresta (SITCH *et al.*, 2007). Além dos gases, as queimadas também produzem material particulado (ANDREAE, 1991; ARTAXO *et al.*, 2002; ANDREAE *et al.*, 2004) o qual tem significativo impacto sobre o balanço de radiação e microfísica de nuvens (KAUFMAN, 1995; ROSENFELD, 1999; ANDREAE *et al.*, 2004; KOREN *et al.*, 2004) e assim afetando processos de superfície, através da alteração da disponibilidade de radiação e precipitação.

Segundo Yamasoe, *et al.* (2006), a interação entre os aerossóis de queimadas e radiação solar faz com que haja uma atenuação da quantidade de radiação solar direta que chega a superfície e o aumento da fração difusa, podendo assim alterar o processo de fotossíntese na floresta amazônica. O potencial impacto destes processos pode ser mensurado considerando que, durante o pico da estação de queima, a pluma de fumaça pode cobrir áreas de vários milhões de km² (PRINS *et al.*, 1998). Segundo Mercado *et al.* (2009) a luz difusa é capaz de penetrar mais profundamente no dossel do que a luz direta, favorecendo o processo fotossintético também nas camadas mais internas do dossel. Logo, em presença de aerossol, pode ocorrer maior assimilação de carbono pelas plantas devido ao o efeito da radiação difusa. Entretanto, o aumento da radiação difusa é acompanhado pela diminuição da radiação global que chegam à superfície. Logo, estes autores afirmam que existe uma situação ótima de radiação difusa onde ocorre um máximo de assimilação de carbono. Em situações fortemente poluídas ou com céu nublado ou escuro, a produtividade da planta irá diminuir, uma vez que a o efeito da radiação difusa será insuficiente para compensar a diminuição na irradiância que chega à superfície.

Outro tema de intenso estudo se refere à sensibilidade da floresta amazônica em relação às secas. Alguns trabalhos afirmam que a floresta fica mais verde

durante uma seca prolongada, p. ex. a que ocorreu em 2005, e conseqüentemente com maior produtividade primária bruta. Saleska et al. (2007) dizem que a floresta fica mais verde durante a estação seca porque há um aumento da disponibilidade de luz solar, devido à diminuição da nebulosidade e que a água não é um limitante na floresta amazônica pelo fato de as raízes das árvores terem a capacidade de retirar água de níveis mais profundos do solo, mantendo a disponibilidade de água durante secas extremas. Logo, estes autores comentam que observações deste tipo sugerem que a floresta amazônica intacta pode ser mais resistente do que muitos modelos de ecossistemas assumem, pelo menos em resposta a anomalias climáticas de curto prazo. Secas de longo prazo, como pode ser induzida por forte El Niño ou as alterações climáticas (MARENGO *et al.*, 2008), devem ser cuidadosamente avaliadas. Kim *et al.* (2012) também confirmam os resultados encontrados por Saleska et al. (2007), mostrando que as medidas de fluxos em torre instalada na floresta amazônica (Floresta Nacional de Tapajós – 2.86°S;54.96°W), também indicam que o dossel ficou mais verde durante a estação seca, associado ao aumento na produtividade líquida do sistema (NEP) e na evaporação (ET), embora resultados de simulações numéricas normalmente tem mostrado o oposto, com significativo declínio da área verde, NEP e ET durante a estação seca. No entanto, outros trabalhos mostraram que este processo não ocorreu na floresta amazônica durante a seca de 2005. Samanta *et al.* (2010; 2011) e Anderson *et al.* (2010) contestam as conclusões obtidas por Saleska et al. (2007), afirmando que não foi possível reproduzir os resultados encontrados por estes autores. Samanta et al. (2010; 2011) afirmam que muitas das imagens de EVI (*Enhanced Vegetation Index*) não puderam ser utilizadas por estarem corrompidas devido a presença de nebulosidade e aerossóis. Filtrando as imagens corrompidas, não foi possível reproduzir os resultados encontrados por Saleska et al. (2007). Eles encontram que 11-12% da floresta ficaram mais verdes durante a seca se 2005, no entanto, 28-29% não apresentaram mudanças ou ficaram menos verdes e 60% da área afetada pela seca não pode ser avaliada devido à inexistência de imagens EVI válidas

para a análise. Eles também contestaram a hipótese de que a floresta ficou mais verde durante a seca de 2005 devido ao aumento da radiação PAR, pois seus estudos apontaram uma diminuição da radiação neste período e não um aumento como Saleska et al. (2007) apresentaram.

Para tentar obter respostas às questões que ainda não estão bem esclarecidas, como as citadas anteriormente, suprir a falta de dados observados, tentar prever o tempo futuro e fazer estudos de cenários, por exemplo, mudando o tipo de cobertura vegetal de uma determinada região para avaliar o impacto no clima, a comunidade científica tem utilizado amplamente a modelagem numérica. A partir dos conhecimentos adquiridos com as observações da natureza, são elaboradas equações físicas que descrevem estes processos de forma mais realista possível e com o avanço da computação abriu a possibilidade de incluir equações mais complexas nos códigos dos modelos numéricos, reduzindo as aproximações utilizadas para acelerar os cálculos. Assim, os modelos poderão estar cada vez mais capazes de se aproximarem da realidade. Entretanto, devido à complexidade e a interação de todos os processos que ocorrem em superfície e na atmosfera, pode-se dizer que a ciência nunca conseguirá reproduzir e/ou prever com exatidão todos os fenômenos que governam a natureza.

Por exemplo, para se estimar a quantidade de carbono retido nas plantas faz-se o uso de medidas de fluxos de CO₂ ou utilizam-se modelos numéricos. No último caso, o modelo deve incluir os processos dominantes que caracterizam e influenciam a fotossíntese e a respiração vegetal. Isto requer conhecimento detalhado de como os processos atuam e como os fluxos entre os diversos componentes são estimados quantitativamente. O que geralmente não é uma tarefa fácil, devido ao grande número de processos, e mais ainda por ocorrerem de forma não-linear e acoplados.

Para ter uma melhor representação dos processos que controlam a interação entre a atmosfera o solo e a superfície terrestre e, conseqüentemente,

possibilita simular o ciclo do carbono, foi acoplado ao modelo químico/atmosférico CCATT-BRAMS (*Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*) (FREITAS *et al.*, 2009; LONGO *et al.*, 2013) o modelo de superfície *Joint UK Land Environment Simulator* (JULES) (BEST *et al.*, 2011; CLARK *et al.*, 2011) que possui a capacidade de simular os fluxos de momentum, energia, água, CO₂ e outros gases entre o solo-vegetação-atmosfera e inúmeros outros processos que ocorrem em superfície e solo. Desta forma, pôde ser obtido um modelo integrado (JULES-CCATT-BRAMS) capaz de simular grande parte dos processos que ocorrem na superfície e na atmosfera terrestre e suas inter-relações. Este modelo integrado foi validado por um conjunto de dados observados e foi utilizado para executar várias simulações numéricas com o objetivo de fornecer uma contribuição relevante para o avanço na compreensão do ciclo do carbono na região amazônica.

1.3.Objetivos

O objetivo principal deste estudo consiste em, utilizando a modelagem numérica, avançar o conhecimento dos processos que regem o ciclo do carbono na região amazônica e apontar os principais fatores que afetam o balanço de CO₂ desta região.

Como objetivos específicos, pode-se destacar:

- Obter um modelo integrado regional, ajustado para a região tropical, capaz de simular os processos que ocorrem na atmosfera e em superfície de forma consistente com os dados observados. Assim, este modelo deverá ser capaz de dar indícios das variabilidades do sistema atmosférico mediante as mudanças nas condições iniciais e/ou de contorno.
- Produzir simulações do transporte convectivo de CO₂, em resoluções diversas e comparando os resultados obtidos em configurações espaciais

que permitem a solução explícita dos transportes (altas resoluções) com aquelas em que os transportes são parametrizados (baixas resoluções).

- Entender o papel do ciclo diurno da convecção no transporte de CO₂.
- Verificar o impacto dos aerossóis nos fluxos de CO₂. Considerando que o aerossol faz com que haja atenuação da radiação solar direta e aumento da fração difusa que chega em superfície.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O ciclo do carbono assumiu um papel central na pesquisa ao longo das últimas recentes décadas. A vida na Terra é baseada em carbono, sendo fonte de alimentação e sustentação de todos os seres vivos. O carbono também é uma das principais fontes de energia do planeta, além de participar de inúmeros processos que ocorrem no sistema terrestre. Logo, o conhecimento do ciclo do carbono é de suma importância, pois variações neste ciclo podem proporcionar consequências irreversíveis de alto impacto.

O dióxido de carbono (CO_2) é um gás proveniente do produto final da combustão de qualquer material contendo carbono e do metabolismo aeróbico (respiração). Ele possui alta capacidade de absorver radiação de onda longa. Logo, o aumento da concentração deste gás na atmosfera pode modificar o clima alterando o chamado efeito estufa natural (COX *et al.*, 2000). Acredita-se que o aumento da concentração atmosférica de alguns gases de efeito estufa (GEE), como o dióxido de carbono, o metano (CH_4), o óxido nitroso (N_2O) entre outros, devido a ações antrópicas, está diretamente relacionado aos aumentos das médias de temperatura em diversas regiões da Terra (GITAY *et al.*, 2002). Estes gases permitem a entrada da energia da luz solar, porém, restringem a saída da correspondente energia emitida pela Terra para o espaço. Todos estes gases são produzidos e consumidos em uma variedade de processos biogeoquímicos no sistema terrestre. Contudo, o carbono (C) proveniente da queima de combustíveis fósseis e de biomassas, está sendo liberado na atmosfera em um ritmo sem precedentes na história geológica do planeta, sendo então o maior contribuinte para a intensificação do efeito estufa natural por estar presente na atmosfera em concentrações bem maiores do que aqueles outros gases.

Antes da era industrial, por volta de 1750, a concentração de dióxido de carbono atmosférico era em torno de 280 ppm (parte por milhão), desde então

vem aumentando continuamente (KEELING, 1997). Registros no observatório Mauna Loa, no Havaí, mostram um aumento contínuo da concentração de CO₂ na atmosfera ao longo das últimas décadas (Figura 2.1), atualmente esta concentração é de 397.23 ppm, ou seja, um acréscimo em torno de 40% em relação à concentração pré-industrial. A preocupação com o aquecimento global tem aumentado muito nos últimos anos. Embora o aumento da temperatura média nesta última década pode ser explicado pela variabilidade natural no sistema climático da Terra, existe uma convergência de evidências que aumentam muito a probabilidade do efeito estufa ser o principal responsável por esse aquecimento. Alguns estudos preveem que a temperatura média da atmosfera terrestre aumentará de 1.8 a 4.0°C neste século (IPCC, 2007), ocasionando o derretimento de parte do gelo das calotas polares, elevando o nível dos mares e trazendo sérios prejuízos para a humanidade e para os ecossistemas terrestres, principalmente nas zonas litorâneas.

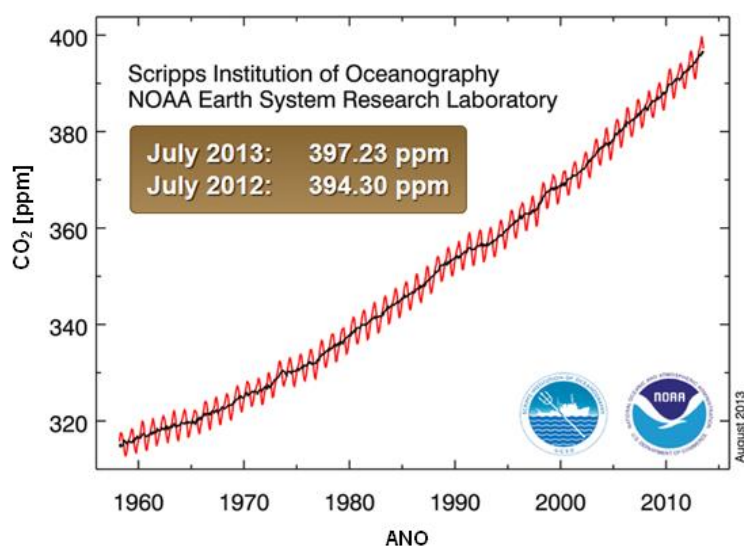


Figura 2.1 – Aumento da concentração de dióxido de carbono na atmosfera conforme registrado em Mauna Loa (Havaí).

Fonte: Dr. Pieter Tans, NOAA/ESRL (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/) e Dr. Ralph Keeling, Scripps Institution of Oceanography (scrippsco2.ucsd.edu/).

Um dos maiores desafios enfrentados pela ciência no século 21 é prever como os ecossistemas da Terra vão responder à mudança climática global. O ciclo global do carbono desempenha um papel central na regulação do dióxido de carbono atmosférico e, assim, do clima da Terra. Mas nosso conhecimento dos diversos processos biológicos que governam o ciclo global do carbono ainda é limitado. Não é possível ainda saber, com exatidão, qual será a resposta dos organismos que constituem a biosfera terrestre mediante a uma possível mudança climática, ou seja, haverá uma maior ou menor captação do CO₂ atmosférico? Avançar o nosso conhecimento dos componentes biológicos do ciclo global do carbono é, portanto, fundamental para prever os potenciais impactos das mudanças climáticas, avaliando a viabilidade de adaptação às alterações climáticas.

O ciclo de carbono global é dominado pela fotossíntese e respiração autotrófica e heterotrófica. As Plantas e alguns microrganismos da terra e oceanos utilizam a energia solar para transformar o CO₂ atmosférico em carbono orgânico. A maior parte deste carbono orgânico é consumida rapidamente pela respiração das plantas ou microrganismos decompositores, devolvendo o CO₂ para a atmosfera. Em escala global, praticamente todo o carbono captado da atmosfera pelo processo fotossintético é liberado de volta pela respiração. Uma pequena fração deste carbono orgânico permanece em forma estável: na biomassa, solo e sedimentos profundos no oceano. Este processo é conhecido como sequestro de carbono e até o momento tem sido a forma de absorver o carbono emitido por processos antrópicos (U.S.-DOE., 2008). A Figura 2.2 mostra a estimativa da quantidade de carbono estocada em cada sistema e a estimativa do fluxo anual (CANADELL *et al.*, 2007). Os processos biológicos de fotossíntese e respiração controlam o fluxo anual com cerca de 120 Gt de carbono entre a atmosfera e a terra. Cerca de 90 Gt de carbono são trocados anualmente entre a atmosfera e o oceano. Sumidouros naturais de carbono na terra e nos oceanos absorvem cerca da metade dos 9 Gt de carbono antrópico emitido anualmente. Embora as emissões de atividades humanas de CO₂

podem parecer insignificantes em relação aos grandes fluxos naturais de carbono e estoques, estas podem mudar de forma crítica o balanço do ciclo de carbono ao longo do tempo (CANADELL *et al.*, 2007). Como as emissões antrópicas de CO₂ continuam a crescer e as concentrações atmosféricas atingem níveis sem precedentes nos últimos 650 mil anos, com base em dados de amostras de gelo da Antártida, existem altos riscos associados às perturbações nos fluxos naturais do carbono.

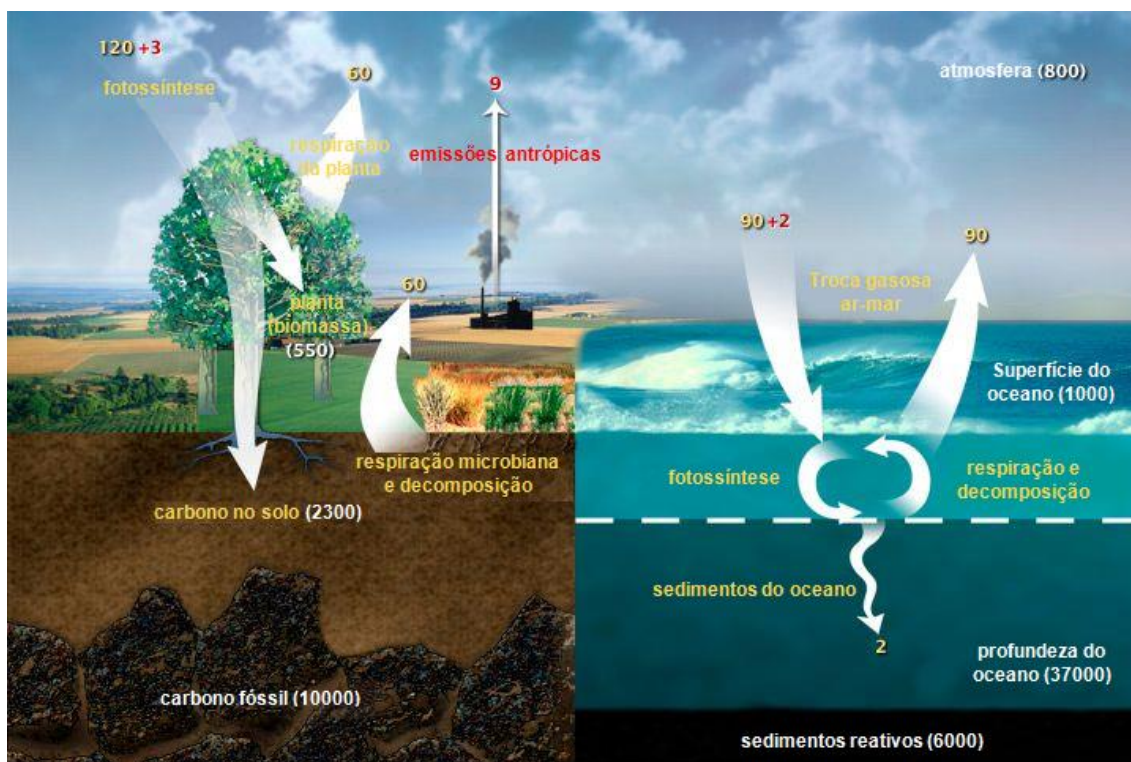


Figura 2.2 – Esquemática do ciclo do carbono entre terra, atmosfera e oceano. Os números representam a quantidade de carbono transportada ou estocada, em unidade de giga-tonelada por ano. Em amarelo são os fluxos transportados por processos naturais e em vermelho por processos antrópicos. Os números em branco são a estimativa da quantidade de carbono estocado.

Fonte: Adaptado de: <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/CarbonCycle/>

2.1. Ciclo de carbono terrestre

O ciclo do carbono terrestre é o motor químico que fornece energia e massa para maior parte da vida na Terra, inclusive a vida humana. Também está intimamente envolvido na regulação da composição global da atmosfera e, assim, no equilíbrio de energia do sistema (KNUTTI e HEGERL, 2008).

A Figura 2.3 apresenta, de forma esquemática, os fluxos de carbono terrestre, conforme definidos no Apêndice-A. Também é mostrada a estimativa anual da quantidade de carbono transportado ao longo de um ano (CANADELL *et al.*, 2007).

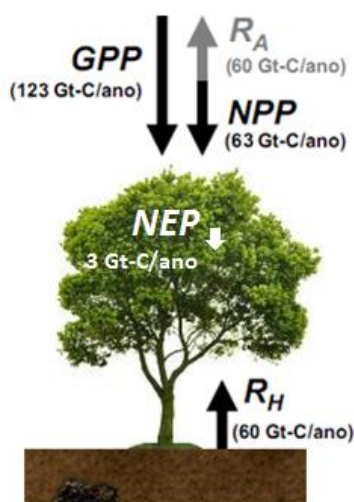
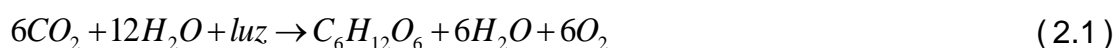


Figura 2.3 – Representação esquemática dos fluxos de carbono terrestre. Valores estimados em Giga tonelada de carbono por ano.

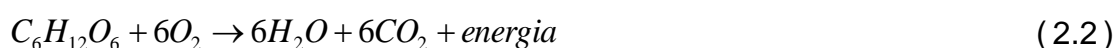
A quantidade de carbono presente na atmosfera é muito menor do que o estocado no ecossistema terrestre. Na biomassa das plantas é armazenado cerca de 550 Gt-C (U.S.-DOE., 2008). Esta quantidade é pequena em relação à enorme quantidade de carbono armazenado no oceano e em combustíveis

fósseis, mas é importante porque ela pode diminuir de forma relativamente rápida, com grandes consequências se transferida para a atmosfera (COX *et al.*, 2000). No subsolo encontra-se mais de dois terços do carbono terrestre (HIBBARD *et al.*, 2005). O carbono entra no solo principalmente pela decomposição de plantas, animais, microrganismos ou resíduos provenientes da queima de biomassa. Geralmente estas matérias orgânicas do solo são mais difíceis de serem devolvidas para a atmosfera do que a biomassa das plantas. Fazendo com que o carbono fique por mais tempo retido no solo (LUO e ZHOU, 2006).

O carbono inorgânico, como o CO₂, é extraído da atmosfera pelas plantas e alguns microrganismos através da fotossíntese. A fotossíntese é o processo através do qual os seres autotróficos produzem compostos orgânicos (carboidratos) a partir de compostos inorgânicos, como a água e o dióxido de carbono. Esse processo ocorre nos cloroplastos das plantas vivas, onde o CO₂ (obtido da atmosfera via estômatos) é combinado com a água (obtida do solo por meio das raízes) e, em presença da luz, produz açúcar, água e oxigênio (Eq. 2.1).



Parte do açúcar e do oxigênio produzido é utilizada pela própria planta para alimentar o seu metabolismo, durante a respiração autotrófica. Este é um processo pelo qual as plantas extraem energia química acumulada nas moléculas de substâncias orgânicas. Durante a respiração autotrófica são liberadas água e CO₂ de volta para a atmosfera (Eq. 2.2).



Segundo Luo & Zhou (2006), o principal processo natural que permite a liberação do carbono do solo é a respiração dos animais e microrganismos que habitam o solo. O carbono é usado por estes animais ou microrganismos como fonte de energia para criar a sua própria biomassa, que também passa

eventualmente para a cadeia alimentar. Neste processo, o carbono é liberado como CO₂, uma via conhecida como respiração heterotrófica. Outro mecanismo natural pelo qual o carbono retorna para a atmosfera é através da emissão pelas plantas de uma ampla gama de gases à base de carbono, conhecidos como compostos orgânicos voláteis (GHIRARDO *et al.*, 2011).

Entre aproximadamente o período de 1700 a 1960, a superfície terrestre era uma fonte de carbono para a atmosfera, devido às emissões resultantes da conversão da vegetação natural para áreas de cultivo (HOUGHTON, 2003). Mas neste milênio, a fotossíntese ultrapassou a respiração (CANADELL *et al.*, 2007). A superfície terrestre está retirando cerca de 30% do CO₂ adicionais injetados na atmosfera pela atividade humana (CANADELL *et al.*, 2007).

As queimadas são responsáveis por grandes emissões de carbono para a atmosfera. Por exemplo, savanas tropicais e as florestas boreais, por estarem em regiões mais secas, são propícias às queimadas. Elas emitem para a atmosfera cerca de 2 a 5 Gt-C por ano através de incêndios (CRUTZEN e ANDREAE, 1990).

Araújo *et al.* (1999) realizaram um experimento no qual foi desmatado uma área de floresta nativa. Após quatro meses, com as árvores já secas, foi realizada a queima nesta área. O fogo provocou uma emissão de aproximadamente 19.1 t C ha⁻¹. E segundo Nepstad *et al.* (1999), além desta grande emissão provocada pelo fogo, houve um aumento da respiração heterotrófica desta região devido aos restos de biomassa que não foram queimadas e da decomposição das raízes. Proprietários de terra na Amazônia utilizam procedimentos semelhantes a este experimento para transformar a floresta em pastagem ou em áreas agrícolas.

De uma forma geral, uma parte significativa das áreas desflorestadas experimenta algum tipo de crescimento secundário, que funciona como absorvedor de carbono, contrapondo o efeito inicial do desflorestamento. A dinâmica de uso e cobertura da terra: desflorestamento, queimadas, cultivo,

implantação de pastagens, abandono, e eventualmente novo desmatamento, é atualmente pouco conhecida do ponto de vista quantitativo. Logo, o balanço de emissões (fontes para a atmosfera oriunda da vegetação derrubada menos absorção de carbono no processo de acúmulo de biomassa), é associado a altos níveis de incerteza (AIDE *et al.*, 1995).

Aide *et al.* (1995) mostram que a regeneração de uma floresta é muito mais lenta no caso de uma pastagem abandonada do que devido a desastres naturais, tal como vendavais. Pois, no primeiro caso há uma inibição para o estabelecimento das árvores devido à degradação do solo, competição com outras espécies de plantas (geralmente gramíneas utilizadas nas pastagens) e ao alto nível de predação de sementes e de indivíduos jovens. No entanto, em ambos os casos a regeneração da floresta gera altas taxas de assimilação de carbono, quando comparada àquelas observadas em florestas primárias. Fearnside e Guimarães (1996) estimaram que uma floresta secundária com 10 anos de idade assimila uma média de 6.0 a 10.0 t C ha⁻¹ ano⁻¹; com 20 anos a assimilação varia de 4.0 a 7.0 t C ha⁻¹ ano⁻¹; com 80 anos cai para 2.0 t C ha⁻¹ ano⁻¹ e florestas com idade de 100 anos praticamente atinge o equilíbrio, com assimilação de apenas 0.97 t C ha⁻¹ ano⁻¹. Estes mesmos autores fizeram um estudo da área desflorestada da floresta amazônica no ano de 1990. Eles encontraram que mais de 80% do total de carbono assimilado, em relação ao total da área desflorestada, correspondia às florestas secundárias derivadas de pastagens (Tabela 2.1). Pode-se observar também nesta tabela que 45% da área desmatada no período de 1970 a 1990 foi utilizada para pastagem, sendo que a assimilação de carbono nestas pastagens produtivas é praticamente nula. Logo, praticamente todo o carbono que estava armazenado na biomassa da floresta que havia nesta região foi emitido para a atmosfera e ele será reabsorvido somente quando esta pastagem for abandonada. Silver *et al.* (2000) afirmam que as florestas secundárias podem ter papel significativo no balanço de carbono global. A recuperação de áreas desflorestadas pode ser um eficiente mecanismo para redução do efeito estufa.

Tabela 2.1 – Assimilação de carbono para diferentes tipos de vegetação na Amazônia em 1990.

Fonte: Adaptado de Fearnside e Guimarães (1996), p. 43)

Tipo de Vegetação	Área total (10³ ha)	Área desmatada (%)	Assimilação média (t C ha⁻¹ ano⁻¹)	Assimilação total (10⁶ t C ano⁻¹)
Agricultura	2221	5	0	0
Pastagem produtiva	18400	45	0	0
Pastagem degradada	904	2.2	0.4	0
Floresta secundária de agricultura	854	2	4	4
Floresta secundária de pastagem	11536	28	2	24
Floresta secundária Pré-1970	7127	17	0	1
Total	41042	100	0.7	29

A extração seletiva de madeiras na Amazônia, embora seja bem menos agressiva do que o desmatamento, pode também causar grandes impactos ao meio ambiente. Normalmente, a floresta úmida é impenetrável ao fogo, pois a alta umidade torna a madeira pouco inflamável (NEPSTAD *et al.*, 1999). Entretanto, com o a extração seletiva por métodos não-sustentáveis, a torna suscetível ao fogo, pois a radiação solar pode penetrar mais facilmente, abaixando a umidade relativa dentro do dossel e causando o secamento da madeira, aumentando sua inflamabilidade. Segundo Nepstad *et al.* (1999), a floresta também pode ficar mais propícia ao fogo e com maior taxa de mortalidade de árvores em situações onde a umidade do solo disponível para as plantas fica abaixo de um limiar crítico por um período prolongado.

2.2. Modelando os fluxos de CO₂

Os modelos climáticos usam equações matemáticas que descrevem o comportamento da atmosfera, oceano, gelo, cobertura de neve, vegetação, solo, e outros elementos do sistema terrestre. A Figura 2.4 mostra o desenvolvimento dos modelos climáticos desde a década de 70. Novos componentes são primeiramente desenvolvidos separadamente (“*off-line*”), testados e somente depois acoplados em modelos climáticos globais. Por exemplo, o módulo encarregado do ciclo do carbono teve seu primeiro

desenvolvimento no início da década de 90, sendo desenvolvido separadamente um módulo encarregado dos fluxos terrestres e outro dos fluxos oceânicos. No final desta década estes dois módulos foram unidos obtendo um modelo “*off-line*” do ciclo global do carbono. No início deste milênio este modelo foi acoplado aos modelos climáticos globais.

Devido à sua baixa resolução, os modelos climáticos globais só fornecem projeções de grande escala das mudanças climáticas. Conseqüentemente, os modelos climáticos regionais foram desenvolvidos. Estes modelos dão uma melhor representação das variações em escala local no clima, por exemplo, do litoral e dos efeitos das montanhas.

A inclusão do ciclo de carbono terrestre nos modelos climáticos possibilitou a obtenção de feedbacks, tal como a respostas da biosfera terrestre mediante ao aumento da concentração de dióxido de carbono. No entanto, muitas questões ainda precisam ser resolvidas, por exemplo, a magnitude do sequestro do carbono, pela biosfera terrestre, ainda permanece incerto, por depender da sensibilidade climática (COX *et al.*, 2000).

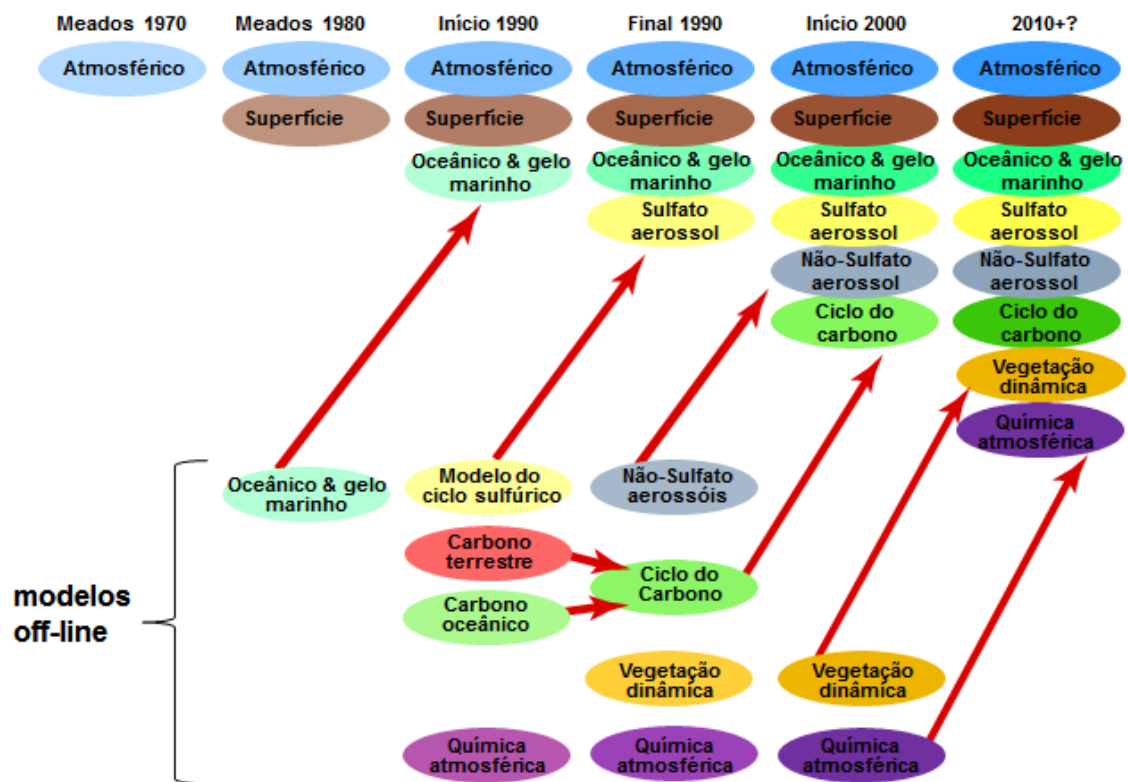


Figura 2.4 – Evolução dos modelos climáticos nos últimos 25 anos, mostrando como os diferentes componentes são desenvolvidos, primeiro separadamente e depois acoplado em modelos climáticos.

Fonte: Adaptado de: <http://www.csiro.au/en/Outcomes/Climate/Reliability-Climatic-Models/In-detail.aspx>. Acesso em: 20/Mai/2013.

Clark *et al.* (2011) descrevem com detalhes as equações utilizadas para simular os fluxos de CO₂ no modelo de superfície JULES (veja descrição deste modelo na seção 3.1.4). A fotossíntese baseia-se no modelo de folhas tipo C3, do trabalho de Collatz *et al.* (1991), e tipo C4, do trabalho de Collatz *et al.* (1992). Estes modelos consideram três potenciais limitantes para a fotossíntese: (1) limitado pela enzima RuBisCO (*Ribulose Bisfosfato Carboxilase Oxigenase*); (2) limitado pela luz; (3) limitado pelo transporte de produtos necessários para a fotossíntese (no caso de plantas C3) e limitado pela carboxilase (no caso de plantas C4).

Clark *et al.* (2011) definem a fotossíntese no nível da folha (A_1) como:

$$A_1 = A_p \beta \quad (2.3)$$

onde A_p representa a absorção de carbono pela folha e β é o fator de estresse de umidade definido como:

$$\beta = \begin{cases} 1 & \text{para } \theta > \theta_c \\ \frac{\theta - \theta_w}{\theta_c - \theta_w} & \text{para } \theta_w < \theta \leq \theta_c \\ 0 & \text{para } \theta \leq \theta_w \end{cases} \quad (2.4)$$

Onde θ é a concentração média da umidade do solo na zona radicular, θ_c é a umidade no ponto crítico, definido como os níveis de umidade no qual a fotossíntese cai abaixo da taxa potencial e θ_w é a umidade no ponto de murcha, definida como o nível de umidade no qual a fotossíntese cai a zero.

Segundo Clark *et al.* (2011) o total de carbono estocado no solo (C_s) é adicionado pelo total de liteira que cai no solo (Λ_c) e reduzido pela respiração microbiana no solo (R_s), o qual retorna o CO_2 para a atmosfera:

$$\frac{dC_s}{dt} = \Lambda_c - R_s \quad (2.5)$$

Onde R_s é função da quantidade de carbono no solo, da temperatura do solo e umidade no solo. No modelo JULES a parametrização para R_s foi baseada no *Terrestrial Ecosystem Model* (TEM) (RAICH *et al.*, 1991).

Dargaville *et al.* (2002) avaliaram a capacidade de quatro modelos globais simularem a dinâmica sazonal e a variabilidade interanual de CO_2 atmosférico, entre 1980 e 1991, comparando com dados observados de concentração de CO_2 atmosférico. Eles encontraram que os modelos tenderam em subestimar a amplitude do ciclo sazonal e tiveram uma defasagem neste ciclo, com máximo de assimilação ocorrendo dois meses mais cedo do que a observação. No entanto, todos os quatro modelos reproduziram as principais características do ciclo sazonal do CO_2 atmosférico.

Devido ao fato da luz difusa ser capaz de penetrar mais internamente ao dossel do que a luz direta, estimulando a produção de fotossíntese por folhas que estão sombreadas (KNOHL e BALDOCCHI, 2008; BALDOCCHI, 1997; MISSON *et al.*, 2005). Mercado *et al.* (2009) incluíram no modelo JULES uma parametrização para considerar o efeito da radiação difusa na assimilação de CO₂. Usando este modelo, Mercado *et al.* (2009) encontraram que o efeito da radiação difusa no GPP foi maior do que o efeito negativo da redução da irradiância. No entanto, há uma relação ótima entre fotossíntese e condições de luz difusa; sob situações fortemente poluídas ou céu nublado, a produtividade da planta diminui, à medida que o efeito da radiação difusa é insuficiente para compensar a diminuição da irradiância em superfície. A Figura 2.5 mostra a comparação da produtividade primária bruta simulada pelo modelo JULES modificado com dados observados sob condições de irradiâncias diretas e difusas em uma floresta tropical. Os valores simulados ficaram dentro da margem de erro dos dados observados e houve maior GPP para condições com irradiância difusa elevada do que em condições com predomínio de irradiância direta.

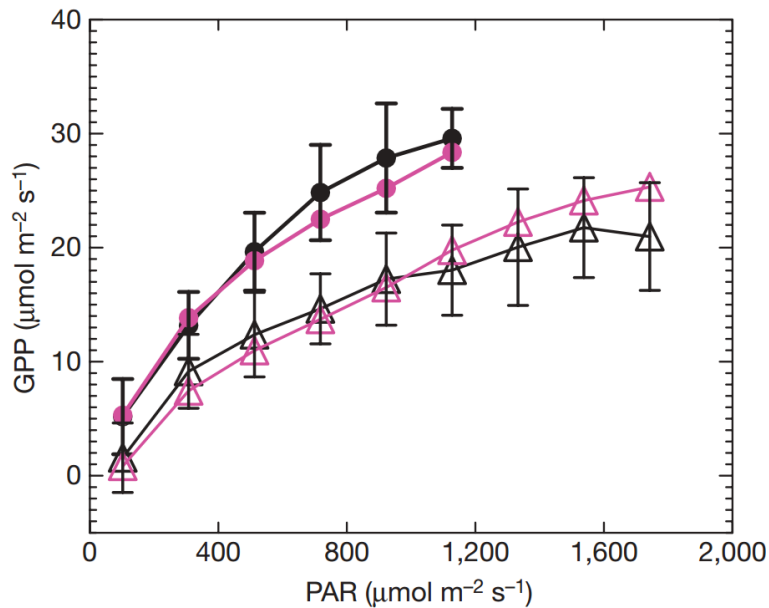


Figura 2.5 – Resposta do GPP em relação à radiação fotossinteticamente ativa. Triângulos abertos correspondem à irradiância direta (fração difusa menor que 25%) e círculos fechados correspondem à irradiância difusa (fração difusa maior que 80%). Cor rosa apresenta os resultados simulados pelo modelo JULES modificado e cor preta os dados observados.

Fonte: Mercado et al. (2009)

2.3. Variações nos fluxos de CO₂

Perturbações no ambiente, tais como climáticas, e alterações no uso do solo podem ter a função de alterar o ciclo do carbono de uma região e até mesmo o ciclo global. Por exemplo, distúrbios tais como: tempestades (aumento da umidade e quedas de árvores provocadas por rajadas de ventos), surtos de pragas e aquecimento provocado pela intensificação do efeito estufa, aceleram o processo de respiração heterotrófica e, portanto, aumentam a liberação de CO₂ para a atmosfera (FOLEY e RAMANKUTTY, 2004; LUO e ZHOU, 2006).

Segundo Tian et al., (1998), variabilidade do clima, em escalas de tempo sazonal e interanual, incluindo os extremos climáticos relacionados com o El Niño, controlam os fluxos e as taxas de sequestro de carbono. Cálculos do balanço de carbono da Floresta Amazônica, a partir de modelos, sugerem que

a floresta, não-perturbada (excluindo mudanças dos usos da terra), é fonte de carbono durante anos de El Niño (mais secos no norte e leste da Amazônia) e sumidouro em anos de La Niña (chuvas mais abundantes). Entretanto, com o aquecimento global, esse sumidouro aparente pode saturar e tornar-se fonte, uma vez que um solo mais aquecido pode acelerar a respiração heterotrófica (DENG *et al.*, 2010).

Atual padrão de fontes e sumidouros de carbono no solo tem sido significativamente influenciado pelas atividades humanas. Estudos mostram que a troca líquida do CO₂ nas florestas temperadas é altamente sensível às alterações na duração das estações do ano (SCHIMMEL *et al.*, 2001) e a disponibilidade de água é um fator de grande influência na respiração heterotrófica, especialmente em ecossistemas semiáridos (VALENTINI *et al.*, 2000).

Adams *et al.*, (2004) utilizaram dez modelos numéricos para investigar a sensibilidade do NPP em relação às variações nos parâmetros: concentração de CO₂ na atmosfera, temperatura do solo, radiação PAR e conteúdo de água no solo. Os experimentos foram realizados variando um determinado parâmetro e deixando os demais fixos. No caso da variação da temperatura do solo houve grandes discordâncias em relação aos modelos utilizados, principalmente para temperaturas elevadas (vide Figura 2.6a). Alguns modelos simularam um aumento do NPP até aproximadamente 35°C, mantendo constante a partir deste ponto. Outros mostram aumento muito pequeno de NPP com o aumento da temperatura e alguns apresentaram respostas parabólicas entre 0 a 45°C. Estes autores argumentam que os dados utilizados nestes experimentos foram médias anuais e que normalmente não é encontrado nestes dados temperaturas acima de 30°C, assim houve muita extrapolação nos dados fornecidos aos modelos, o que leva o modelo além de suas finalidades. Logo, os valores apresentados para temperaturas altas devem ser interpretados com cautela. Também, devido às condições impostas aos modelos e por eles possuírem parametrizações distintas, que podem ser

mais ou menos vulneráveis ao desbalanceamento físico imposto, não é apropriado tentar comparar a magnitude das taxas de NPP entre os diferentes tipos de modelos.

Dos dez modelos analisados, cinco deles possuem a função que inclui o estresse hídrico. Na Figura 2.6b observa-se que quatro destes modelos apresentam curvas que mostra um aumento praticamente linear do NPP quando W aumenta e depois de certo valor de umidade existe uma saturação onde NPP passa a não ter dependência com W , estes pontos de saturação são distintos para cada modelo analisado. Enquanto que um dos modelos mostrou uma relação parabólica, com máximo valor de NPP em $W=0.475$. Observa-se na Figura 2.6c, que praticamente todos os modelos apresentam tendência de aumento do NPP com o aumento da concentração de CO_2 . Somente um dos modelos (linha ciano) que apresentou tendência contrária.

Somente quatro dos modelos analisados incluem resposta para a radiação PAR. Todos mostram um aumento quase linear seguido por saturação, embora a posição do ponto de saturação varie consideravelmente (Figura 2.6d).

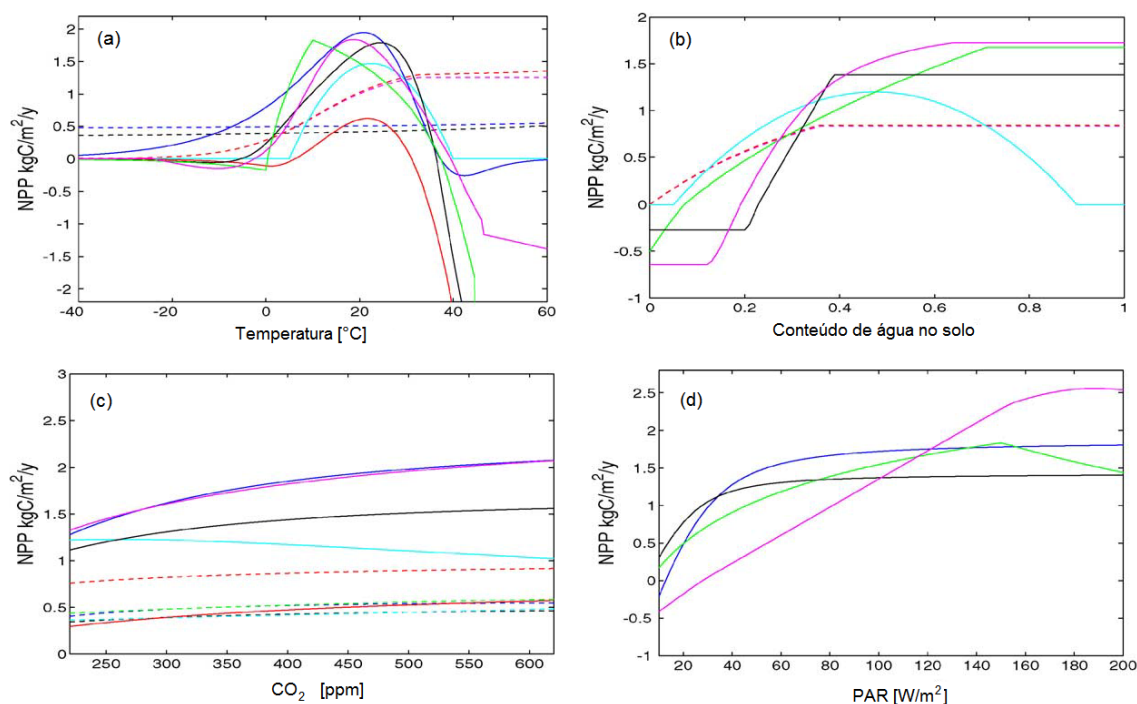


Figura 2.6 – Resposta do NPP, produzido por dez modelos distintos, ao fixar todos os parâmetros com exceção de um: (a) Temperatura do solo, (b) conteúdo de água no solo (c) concentração de CO_2 na atmosfera e (d) radiação fotossinteticamente ativa. Os valores foram fixados em: $T=15^\circ\text{C}$, $W=1.0$, $\text{CO}_2=350\text{ ppm}$ e $\text{PAR}=120\text{ W/m}^2$.

Fonte: adaptado de Adams et al., (2004)

Lapola, (2007) estudou as consequências das mudanças climáticas nos biomas da América do Sul, utilizando o modelo numérico CPTEC-PVM2 (LAPOLA, 2007). Ele avaliou o comportamento da respiração do solo (R_h) mediante variações na temperatura do solo, conteúdo de água no solo, evaporação e índice de área foliar. Os resultados encontrados por Lapola, (2007) foram que a respiração do solo respondeu de forma proporcional à temperatura do solo, pelo fato de que altas temperaturas favorecem a decomposição (DENG et al., 2010), liberando mais CO_2 para a atmosfera. Pode-se observar também que: (i) o aumento da umidade do solo (W) também favorece o R_h , mas ocorre saturação em aproximadamente $W=0.5$; (ii) a resposta da respiração do solo em função da evaporação apresentou forma senoidal com dois máximos, Lapola (2007) informa que um dos máximos corresponde à respiração

heterotrófica que é proveniente do solo e o outro proveniente da liteira e (iii) R_h cresce linearmente proporcional ao LAI.

No entanto, ainda existe uma grande discussão sobre como os reservatórios de carbono vão reagir mediante ao aumento de concentrações de CO_2 atmosférico (FIELD *et al.*, 1995) e à presença de grande quantidade de aerossóis na atmosfera (MERCADO *et al.*, 2009; YAMASOE *et al.*, 2006; GU *et al.*, 2003).

2.3.1. Mediante ao aumento do CO_2 atmosférico

Segundo Field *et al.* (1995), em uma atmosfera com maior concentração de CO_2 existe uma menor abertura dos estômatos das plantas. Logo, menos água é perdida pela transpiração, o que provoca um aquecimento da superfície e uma alteração na produtividade primária líquida das plantas.

Gunderson *et al.* (2002) afirmam que existe um aumento da produtividade primária líquida mediante ao enriquecimento de CO_2 na atmosfera. No entanto, uma questão ainda discutível é o destino do carbono adicional absorvido pelas florestas. A questão é saber se o aumento da produtividade primária líquida vai levar a um aumento na biomassa da planta ou a um aumento da taxa de ciclagem de carbono através do ecossistema.

Para tentar responder a questão apresentada acima, foi realizado um experimento, denominado de FACE (*Free-Air Carbon dioxide Enrichment*), que consiste em povoar uma floresta, ao ar livre, com concentrações elevada de CO_2 . Este experimento foi realizado no Tennessee, EUA (84.5°W;35.9°N) e utilizando árvore decídua de folhas largas. Durante os cinco anos de exposição a uma concentração atmosférica de CO_2 de cerca de 540 ppm, a produtividade primária líquida nesta localização foi aumentado por cerca de 21% em relação às parcelas florestais com concentrações de CO_2 igual ao ambiente (NORBY *et al.*, 2002). Esta resposta é consistente com as projeções de modelos de

ecossistemas, e também em relação aos resultados de experimentos anteriores realizados em pequenas árvores individuais (NORBY *et al.*, 2002). O aumento da produtividade primária líquida pode ser atribuído a um aumento sustentado da fotossíntese na escala de folha, que em média foi de 46% mais elevada quando havia alta concentração de CO₂ (GUNDERSON *et al.*, 2002). A respiração do solo teve aumento de 17%. No entanto, a respiração das folhas não foi afetada pelo CO₂ elevado (variação de 0%) (TISSUE *et al.*, 2002).

Deng, et al. (2010) estudaram a resposta da respiração do solo mediante à elevação da concentração de CO₂ em uma floresta subtropical jovem. Eles encontraram que a respiração do solo possui forte relação com as estações do ano, com alto valor de R_h na estação úmida e baixo na estação seca.

2.3.2. Mediante a presença de aerossóis

A queima de matéria orgânica tem a propriedade de liberar grande quantidade de gases como o CO₂ e o CO e também é responsável por lançar na atmosfera uma grande quantidade de partículas de aerossol. Por exemplo, a estação seca na região amazônica é caracterizada por uma quantidade quase permanente de plumas de fumaça. A concentração de poluentes pode chegar a 30000 partículas por cm³, com espessura óptica de aerossóis de 3 a 500 ηm, e pode cobrir uma área da ordem de milhões de km², enquanto que na estação úmida esta concentração é de apenas ~300 partículas por cm³ (ANDREAE *et al.*, 2002; PROCOPIO *et al.*, 2004). Além das queimadas, muitos outros processos podem lançar partículas de aerossol na atmosfera. A erupção vulcânica do Monte Pinatubo, nas Filipinas em 1991, proveu um grande aumento de aerossol na estratosfera. As principais consequências climáticas desta erupção foi um resfriamento da superfície devido ao espalhamento da radiação solar provocado pelo aerossol e uma baixa anômala da taxa de crescimento da concentração de CO₂ atmosférico nos dois anos seguintes à erupção, devido a um aumento na assimilação terrestre do CO₂ (CIAIS *et al.*,

1995). Várias explicações tem sido proposta para explicar esse anômalo sorvedouro terrestre, incluindo a diminuição da respiração das plantas e a respiração heterotrófica durante o verão relativamente frio (JONES e COX, 2001) e maior fotossíntese do dossel como resultado do aumento da fração difusa durante o pós-Pinatubo. Gu *et al.* (2003) mostraram que os aerossóis vulcânicos proveniente da erupção do Monte Pinatubo elevaram a quantidade da radiação difusa sobre uma vasta área e estimou-se que esse aumento na fração difusa da radiação foi responsável pelo crescimento da fotossíntese, em uma floresta temperada, em torno de 23%. Yamasoe *et al.* (2006) também mostraram que a radiação difusa fotossinteticamente ativa (PAR) pode aumentar de 19%, com a atmosfera limpa, para 80% com a atmosfera contendo bastante aerossol de queimadas, observando também o aumento da assimilação do carbono pela vegetação em dias com maior radiação difusa devido à presença de aerossol. No entanto estes autores afirmam que se a camada de aerossol for muito espessa não terá fótons suficientes para o processo fotossintético. Gu *et al.* (1999), utilizando observações de campo, mostram que a atividade fotossintética das plantas (medida pelo NEE) também é maior sobre dias com nuvens do que sobre dias de céu limpo. No entanto, as contribuições relativas desses processos, e sua distribuição espacial, ainda permanecem incertas (MERCADO *et al.*, 2009).

Procópio *et al.* (2004) e Schafer *et al.* (2002), estudaram o efeito radiativo do aerossol na formação de nuvens convectivas. Enquanto o espalhamento afeta o clima pela reflexão de parte da radiação que chega de volta para o espaço e assim resfriando a superfície, a absorção da radiação pode esfriar a superfície e aquecer a atmosfera. A soma destes dois efeitos (espalhamento e absorção) pode contribuir para um resfriamento da superfície de 2 a 3°C. Ambos os efeitos de esfriar a superfície e aquecer a atmosfera pode estabilizar a atmosfera pela mudança no perfil termodinâmico. Se menos energia chega ao nível da superfície, os fluxos turbulentos são inibidos e menos evaporação de água, ou seja, será reduzido o fluxo de calor sensível e latente, resultando

assim em uma secagem da atmosfera em baixos níveis. Se a atmosfera é mais estável e seca, poucas nuvens convectivas serão formadas e conseqüentemente diminuindo a precipitação em locais com mais aerossóis.

Outros estudos também têm mostrado o aumento na eficiência do uso da luz do dossel das florestas durante os períodos de maior luz difusa (KNOHL e BALDOCCHI, 2008; MISSON *et al.*, 2005; BALDOCCHI, 1997). A maioria desses estudos atribui à correlação positiva entre a absorção de CO₂ e espessura óptica do aerossol para o aumento da luz difusa subdossel. Folhas superiores do dossel geralmente ficam saturadas de luz em condições de meio-dia local, logo, uma redução na irradiância total não diminui a fotossíntese realizada por essas folhas. Por outro lado, folhas subdossel normalmente estão em condições com déficit de luz para o processo fotossintético completo. Um aumento da luz difusa, que tem a capacidade de penetrar mais profundamente no subdossel, pode aumentar os níveis de luz e, conseqüentemente, aumentar a taxa de fotossíntese das folhas inferiores (DOUGHTY *et al.*, 2010). Outros autores sugerem que a contribuição dos aerossóis na assimilação do CO₂ pode também ser devido à redução da temperatura em superfície (STEINER e CHAMEIDES, 2011; MIN, 2005). Aerossóis atmosféricos podem reduzir a temperatura da folha (PROCOPIO *et al.*, 2004; SCHAFFER *et al.*, 2002), o que diminui a respiração e estresse térmico destas folhas. Observações de campo têm indicado que as florestas tropicais são altamente sensíveis à temperatura (FEELEY *et al.*, 2007), indicando que a absorção de CO₂ diminui acentuadamente durante períodos mais quentes. Doughty *et al.* (2010) investigaram se o aumento da absorção de CO₂ na floresta amazônica, durante um período com alta espessura óptica do aerossol, foi devido ao aumento da luz difusa ou diminuição da temperatura. Eles encontraram que 80% do aumento da absorção de CO₂ foi devido ao aumento da luz subdossel e 20% foi devido à diminuição da temperatura do dossel.

Adicionalmente, o aerossol de queimada pode também ter o papel de mudar a microfísica de nuvens. De acordo com Andreae *et al.* (2004), as partículas de

carbono lançadas na atmosfera durante as queimadas funcionam como núcleos de condensação que retêm e condensam o vapor d'água. No entanto, como o número dessas partículas é muito grande, há uma forte competição pelas moléculas de vapor, deixando as gotículas menores e com menos probabilidade de crescer o suficiente para ocorrer precipitação. Usando imagens do satélite Aqua e Terra, Koren et al. (2004) comprovaram a inibição de nuvens pela camada de aerossóis presente na atmosfera. Estes autores encontraram uma redução de 50% da quantidade de nuvens quando comparado uma atmosfera com espessura óptica (τ) de aerossol de queimada de 0.6 (para comprimento de onda de 500 nm) em relação à outra com $\tau=0.1$. Pode-se observar na Figura 2.7 que na região onde existem grandes quantidades de fumaça praticamente não se encontram nuvens. A inibição da formação de nuvens pela fumaça não é um caso particular da Amazônia, eles também encontraram eventos similares em outra parte do mundo, p. ex. na África e no Canadá, durante grandes eventos de queimadas. Portanto, os aerossóis também podem ter o efeito indireto de aquecer a superfície, pois a redução de nuvens fará com que chegue mais radiação em superfície (KOREN et al., 2004).

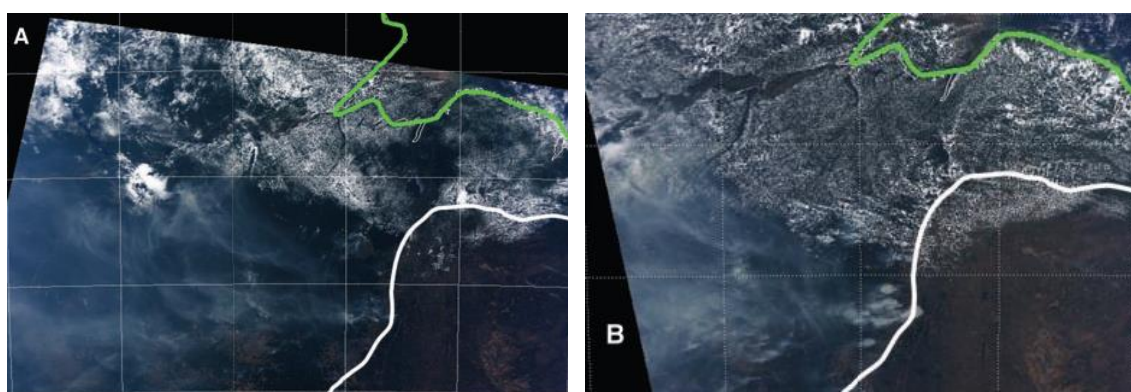


Figura 2.7 – Imagem do satélite Terra e Aqua a leste da bacia Amazônica no dia 11 de Agosto de 2002. (A) Imagem do Terra às 10 horas local mostrando o início da formação dos cumulus. (B) Imagem do Aqua às 13 horas local mostrando uma completa cobertura de nuvens sobre a Floresta Amazônica, com exceção da área onde possui fumaça. A linha branca em ambas as figuras delimita a região de floresta e cerrado e a linha verde delimita o continente e o oceano.

Fonte: Adaptada de Koren et al. (2004).

Segundo Artaxo *et al.* (2002), os aerossóis emitidos pelas queimadas também alteram a composição química da atmosfera. Um importante gás que tem sua produção aumentada por meio das emissões de queimadas é o ozônio troposférico, que é um importante poluente atmosférico (ARTAXO *et al.*, 2005). O ozônio é um gás fitotóxico, pois danifica os estômatos das plantas pelo seu forte poder oxidante.

Além dos trabalhos citados acima, existem vários outros mostrando o efeito do aerossol, sendo que este pode influenciar diretamente e indiretamente no fluxo de CO₂ terrestre.

2.4. Transportes de CO₂

O CO₂ é um gás traço que é transportado na atmosfera pelo deslocamento de massas de ar. As correntes de ar ascendentes e descendentes, provocadas principalmente por sistemas convectivos, desempenham função do transporte vertical. O transporte horizontal é proporcionado por vários fenômenos meteorológicos tais como: jatos, frentes, ventos alísios, linhas de instabilidade, etc.

2.4.1. Transporte vertical

Segundo Dickerson *et al.* (1987), fortes tempestades são geralmente transportadoras verticais de poluentes. Os autores apresentam resultados de medidas de concentrações de gases realizadas com aviões na madrugada do dia 15 de junho de 1985, próxima à cidade de Oklahoma (EUA). Foram realizadas medidas nas regiões de convergência, na região da bigorna de uma nuvem, e em regiões de ar limpo em torno do sistema. A Figura 2.8 mostra os

valores de CO medidos e compostos com dados climatológicos. Pode-se observar que as concentrações de poluentes foram altas em regiões da bigorna da nuvem (~10 km), com concentrações acima de 160 ppb, enquanto que observações em regiões fora da nuvem, no mesmo nível vertical, reportam valores em torno de 80 ppb, mostrando assim que o sistema convectivo transportou CO da baixa troposfera e o elevou para este nível. Outra observação importante são os valores mínimos de concentração (~80 ppb) na base da nuvem, indicando que as correntes descendente que ocorrem em um sistema convectivo em estágio maduro são responsáveis também por trazer massas de ar superior, com baixa concentração, para níveis baixos.

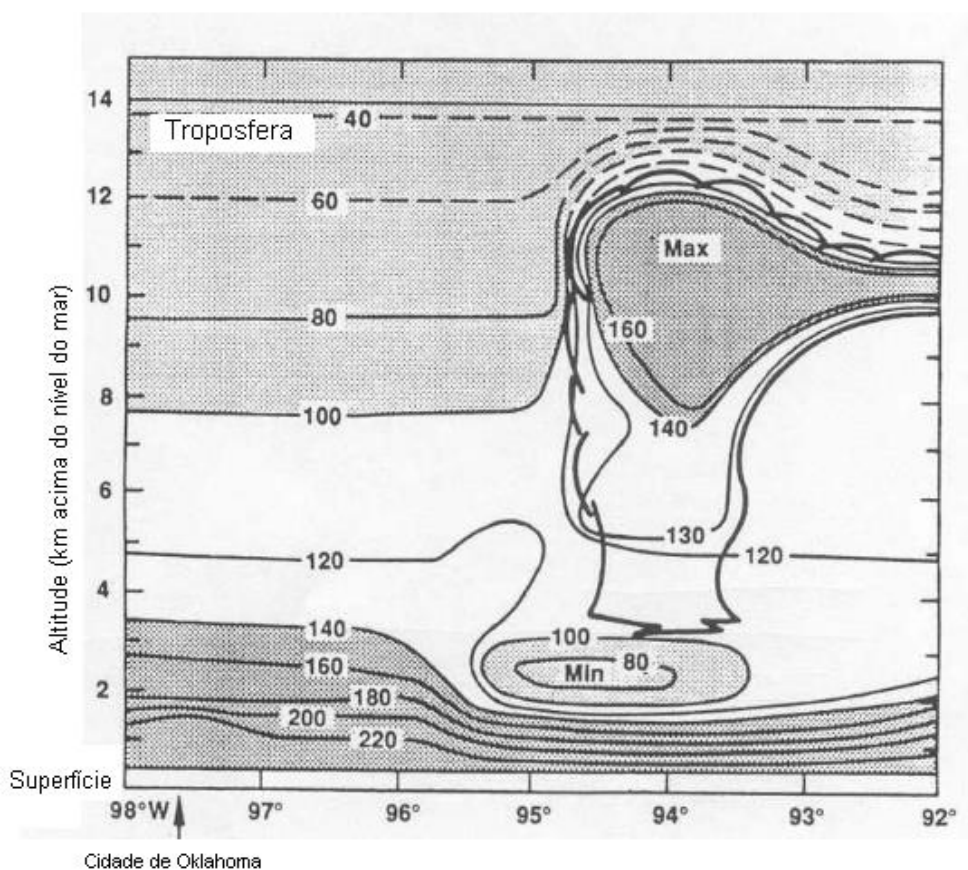


Figura 2.8 – Concentração de monóxido de carbono (ppb) observada no dia 14 de junho de 1985 próximo à cidade de Oklahoma (EUA). Contornos tracejados referem a valores climatológicos.

Fonte: Adaptada de Dickerson et al. (1987)

2.4.1.1. Efeito retificador

Segundo Shen et al. (2008), em uma atmosfera com forte estabilidade haverá um acúmulo de CO₂ na baixa troposfera ao longo da noite, devido à liberação deste gás pela atividade respiratória das plantas, solo e animais. Assim, logo antes do nascer do Sol, encontra-se uma concentração máxima de CO₂ em baixos níveis. À medida que começa a aparecer a luz solar, começa também a atividade fotossintética, sendo esta responsável por assimilar o dióxido de carbono. Embora o processo de respiração continue durante o dia com a presença de luz solar, normalmente em regiões cobertas por vegetação a assimilação do CO₂ pela fotossíntese é maior que a produção pela respiração. A luz solar também tem o papel de aquecer a superfície, produzindo vórtices turbulentos que geram um aprofundamento da camada de mistura (CM). Portanto, ao longo do dia a concentração de CO₂ dentro da CM diminui, chegando a um valor mínimo à tarde e aumentando novamente no período noturno.

Como observado na Figura 2.9 e comentado por Yi et al. (2000), as concentrações de CO₂ no período noturno normalmente possuem grande variação vertical em níveis próximos à superfície. E no período diurno, devido à fotossíntese, as concentrações de CO₂ são normalmente mais baixas, mas não chegam a diminuir muito devido à forte turbulência na camada limite planetária (CLP). Esta turbulência faz com que haja uma grande mistura do CO₂, deixando o perfil vertical dentro da CLP praticamente constante (“*well-mixed*”). Assim, o déficit de CO₂ próximo à superfície, provocado pela fotossíntese, é rapidamente compensado pelo CO₂ que encontra-se nos níveis acima. Em analogia a um circuito elétrico que converte corrente alternada, com voltagem média igual a zero, em corrente contínua, com uma voltagem média finita, esta covariância entre o fluxo de CO₂ biogênico e o transporte vertical foi denominada de “efeito retificador” (STEPHENS et al., 2013). O termo “efeito retificador” também é associado à variação sazonal do CO₂, com maior concentração no inverno do que no verão, e também à distribuição global, com

maior concentração de CO₂ próximo ao polo norte do que nos trópicos e hemisfério sul (DENNING *et al.*, 1999).

Como descrito na seção anterior, Dickerson *et al.* (1987) mostram que os cúmulos profundos são estruturas eficientes para o transporte vertical de gases e poluentes. No caso do CO₂ eles possuem o papel de contribuir com o efeito retificador, levando déficit de concentração de CO₂ para a alta troposfera. Pois, os sistemas convectivos normalmente estão mais desenvolvidos no período da tarde, horário em que a concentração de CO₂ em superfície também está passando pelo seu mínimo diário.

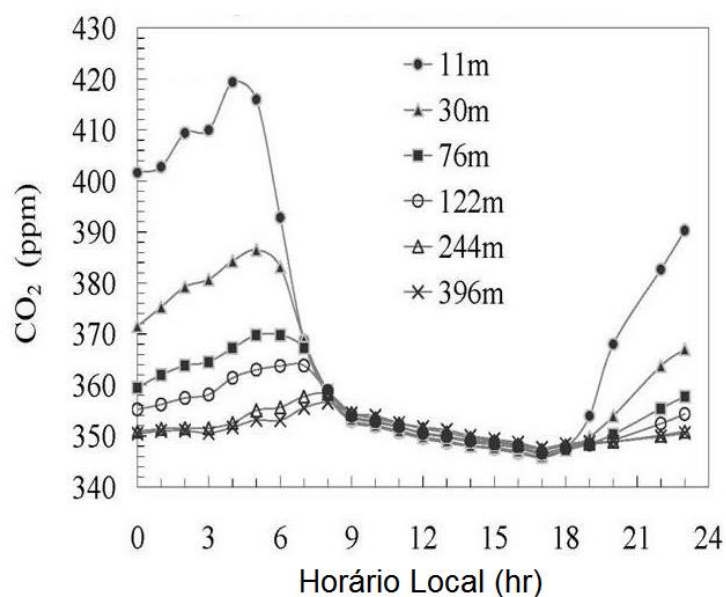


Figura 2.9 – Ciclo diurno médio da concentração de CO₂. Dados observados na torre de Wisconsin - EUA (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/site/LEF.html> - 90.2732°W ; 45.9451°N) durante o mês de julho de 1997.

Fonte: Yi *et al.* (2000).

2.4.1.2. Altura da camada de injeção

Outra importante forma de transporte vertical é proporcionada pelas queimadas. Segundo Freitas *et al.* (2006; 2010) a queima de biomassa emite gases e partículas com alta temperatura que são transportados para cima devido ao forte empuxo inicial, associado à diferença da temperatura em relação ao ambiente. Esta forte aceleração inicial possibilita injetar a emissão diretamente na CLP, troposfera livre ou mesmo na estratosfera. A interação entre a fumaça e o meio ambiente produz turbilhões fazendo com que o ar frio do ambiente entranhe na pluma. Além disso, existe o esfriamento pela perda radiativa e pelo trabalho realizado contra o meio ambiente, em função da expansão durante a ascensão convectiva, este resfriamento da pluma faz diminuir o empuxo. No entanto, um empuxo adicional pode ser obtido com a liberação de calor latente proveniente da condensação do vapor contido na pluma. Portanto, a altura final que a pluma atinge é controlada pela estabilidade termodinâmica da atmosfera e a quantidade de energia térmica liberada pela combustão. Segundo estes autores, outro mecanismo que também influencia na altura da injeção dos gases traços e aerossóis é a ocorrência de vento forte horizontal. Este vento pode levar a uma curvatura lateral da pluma, podendo impedir até que ela atinja o nível de condensação, especialmente para pequenos incêndios. A Figura 2.10 apresenta uma pluma em um local com vento calmo, portanto ela se eleva com apenas um ligeiro desvio vertical. A altura final de injeção dos gases e partículas pode determinar o seu tempo de residência na atmosfera, o seu deslocamento horizontal e a formação de gases tais como o ozônio. Poppe *et al.* (1998) demonstraram que devido à não-linearidade da produção de ozônio, sua taxa de formação é influenciada pela diluição e transporte atmosféricos.

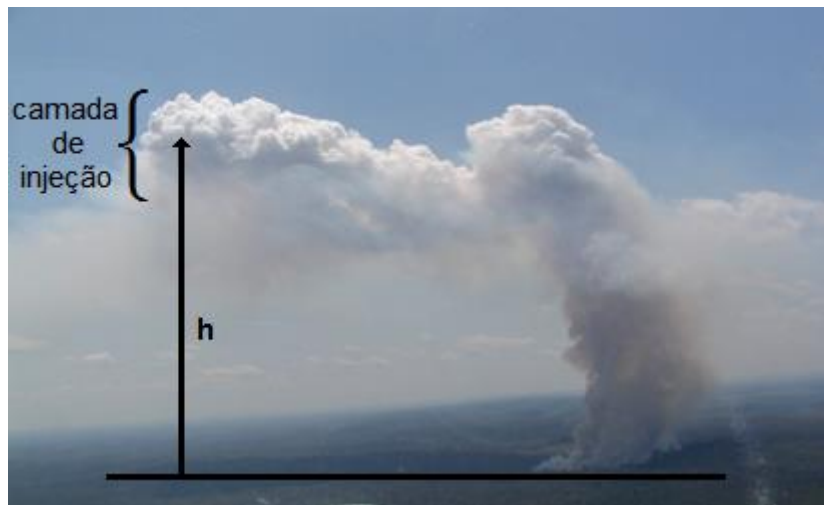


Figura 2.10 – Foto de uma pluma de queimada com ilustração da altura (h) da camada de injeção.

Fonte: Adaptado de Freitas et al., (2010)

Freitas et al. (2007) apresentaram uma metodologia baseada no uso de um modelo de nuvens 1D embebido no modelo de transporte 3D. Utilizando esta técnica foi possível estimar a camada de injeção partindo das informações de fluxo de calor, tamanho do fogo e do ambiente onde este está ocorrendo. Após cessarem as chamas, uma fase mais fria, com brasas e de menor eficiência de combustão, persiste, emitindo gases e aerossóis que são liberados próximos à superfície e são misturados dentro da CLP pela turbulência. Portanto, o modelo 1D fornece para o modelo atmosférico, de forma interativa, a altura da camada de injeção. De posse desta informação, o modelo atmosférico injeta os compostos provenientes da queimada nesta altura e estes são transportados seguindo os ventos prognosticados para este nível.

2.4.2. Transporte horizontal

A advecção domina o transporte horizontal de gases e partículas na direção do fluxo de ar (FREITAS *et al.*, 2009). Estes poluentes quando injetados na troposfera podem ser transportados horizontalmente para lugares muito distantes de suas fontes. Por exemplo, a nuvem de fumaça proveniente das queimadas que normalmente ocorrem na região centro-oeste do Brasil e ao sul da região amazônica pode ser transportada horizontalmente seguindo os movimentos atmosféricos e cobrir uma extensão da América do Sul em torno de 4-5 milhões de km² (PRINS *et al.*, 1998; FREITAS *et al.*, 2009; FREITAS *et al.*, 2005). Observa-se na Figura 2.11 que no dia 24/Ago/2010 a nuvem de fumaça chegou a atingir o norte do estado do Amazonas e se estendeu até o Uruguai.

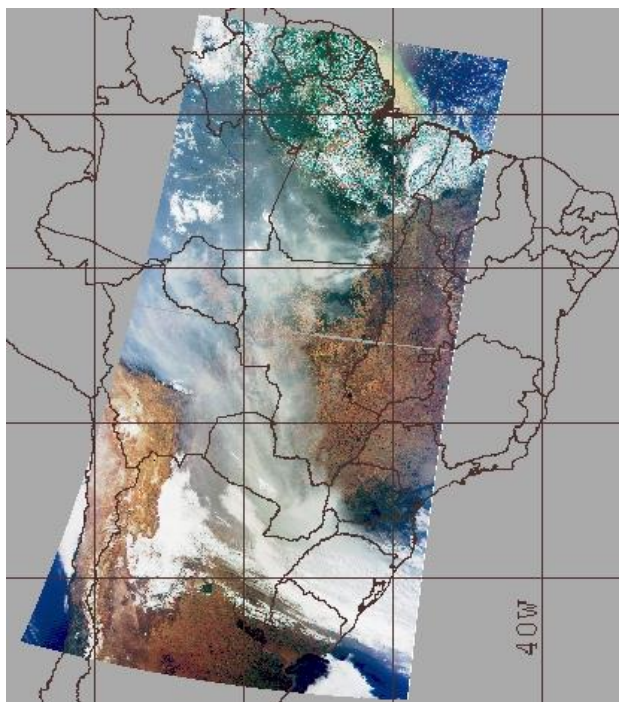


Figura 2.11 – Imagem do satélite TERRA (MODIS) no dia 24/Ago/2010 às 14:03 UTC.

Fonte: DSA/CPTEC/INPE

Freitas et al. (2005; 2009) apresentaram um sistema de monitoramento em tempo real do transporte a longa distância de aerossóis e gases traços, originados da queima de biomassa, utilizando o modelo CATT-BRAMS (*Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*) (descrito na seção 3.1.3). Esse transporte segue o padrão da circulação atmosférica, fazendo com que as emissões de queimadas saiam do continente Sul Americano por duas vias principais: o Oceano Pacífico tropical e o Oceano Atlântico Sul (FREITAS et al., 2005; FREITAS et al., 2009). A Figura 2.12A mostra o “rio” de fumaça, em termos de coluna de aerossóis, estimada pelo sensor MODIS. As regiões brancas desta figura são dados indefinidos, devido principalmente à contaminação por nuvens. Observa-se que a nuvem de fumaça possui escala continental, viajando da região da bacia amazônica para a parte sul da América do Sul e saindo para o Oceano Atlântico Sul, sofrendo neste dia a influência de uma frente fria que se aproximava desta região (FREITAS et al., 2009). A Figura 2.12B apresenta a coluna de aerossóis de queimadas (PM_{2.5}) simulada pelo modelo CCATT-BRAMS, para o mesmo dia apresentado na Figura 2. 10A. Segundo Freitas et al. (2009), pode-se observar claramente nesta figura o padrão da pluma de fumaça, em escala continental, mostrando a nuvem de fumaça saindo da região central do Brasil e sendo transportada para a região sul da América do Sul. É possível também observar a fumaça saindo da África em direção ao Oceano Atlântico Sul. Além disso, o padrão de fumaça modelado lembra muito bem o padrão estimado pelo MODIS, indicando que o modelo de transporte e a dinâmica do modelo CCATT-BRAMS está correta.

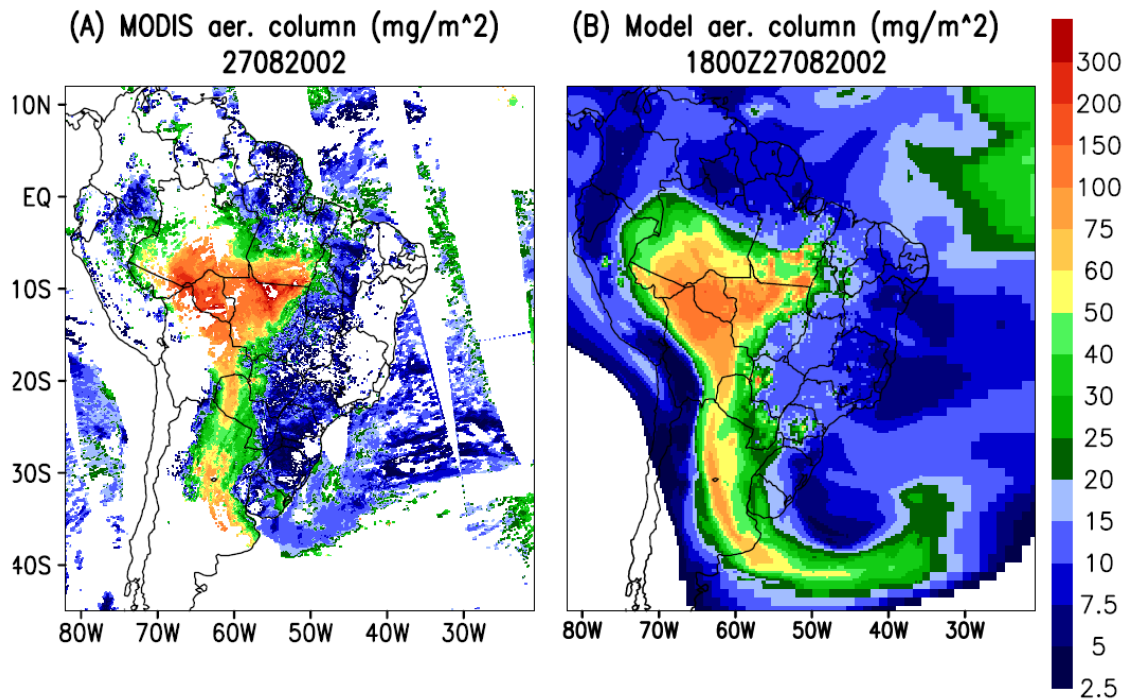


Figura 2.12 – (A) Coluna de aerossol estimada pelo MODIS (mg m^{-2}) para o dia 27 de setembro de 2002, regiões com cores brancas denotam áreas com dados não válidos. (B) Aerossol de queimada ($\text{PM}_{2.5}$) modelado (mg m^{-2}) para o dia 27 de setembro de 2002 às 18:00 UTC.

Fonte: Freitas *et al.* (2009).

2.4.3. Linhas de instabilidade

A atmosfera da região amazônica frequentemente é influenciada pelo fenômeno denominado Linhas de Instabilidade (LI). Huschke (1959) definiu este fenômeno como sendo um distúrbio propagante em mesoescala caracterizado por uma banda de atividades convectiva organizada, não necessariamente contínua. As LI's consistem basicamente de nuvens tipo Cumulus Nimbus, que normalmente provocam bastante precipitação na região de atuação. Segundo Cohen *et al.* (1995) a costa norte-nordeste da América do Sul sofre influência da brisa marítima. Esta circulação ocorre em resposta ao gradiente horizontal de pressão, que é gerado pelo contraste térmico diário entre o continente e o oceano Atlântico. A brisa marítima se desenvolve quando é estabelecida a ascensão do ar no continente, durante o dia,

relativamente mais quente do que o oceano. Desta forma, é visível nas imagens de satélite a formação de uma linha constituída de nuvens Cumulus Nimbus junto ao litoral atlântico. Algumas destas linhas se propagam para o interior da bacia amazônica como pode ser visto na Figura 2.13.

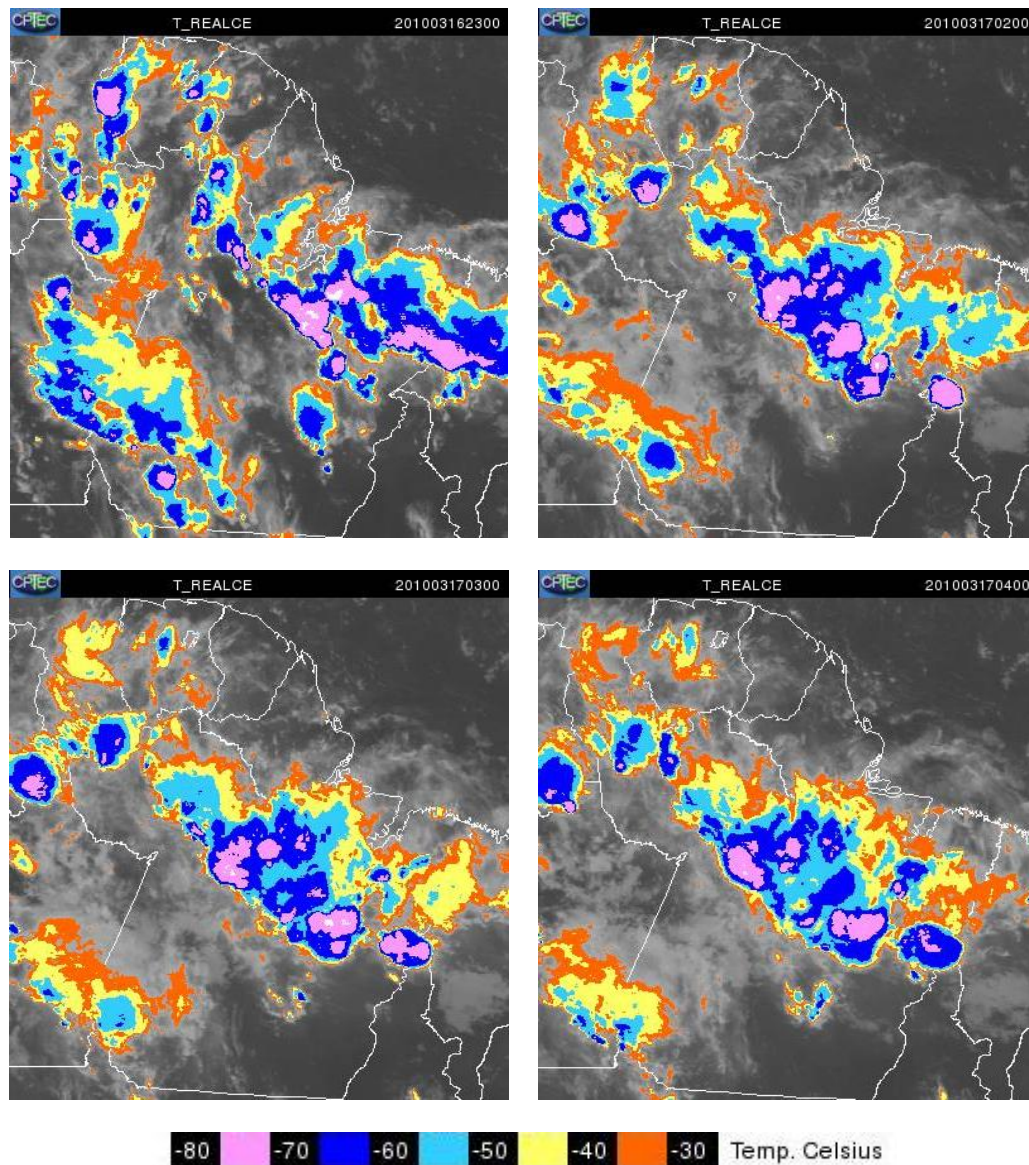


Figura 2.13 – Imagens do satélite GOES mostrando uma Linha de Instabilidade que ocorreu entre os dias 16 e 17/Mar/2010.

As LI's constituem um sistema atmosférico importante para transporte de calor, gases e aerossóis entre níveis próximos à superfície e a alta troposfera, por serem constituídas por cúmulos profundos com fortes velocidades ascendentes e descendentes. As linhas de instabilidade tropicais possuem dois tipos de correntes descendentes (HOUZE, 1977): uma de escala convectiva — entre 10 e 20 km, que ocorre na região de precipitação intensa, e outra mais tênue, de meso-escala (100 a 500 km), que se forma na região da bigorna; entretanto, ambas as correntes são suficientemente intensas para transportar ar de níveis médios para os baixos níveis. Como há um transporte efetivo de ar de níveis médios para a camada inferior, há, além de alterações na estrutura termodinâmica desta, mudanças nas concentrações dos componentes atmosféricos, em especial dos gases traço. Este sistema também é responsável pelo transporte horizontal dos aerossóis e gases traço, por ter características de se propagar continente adentro. Segundo Cohen et al. (2009), LI que se forma ao longo da costa norte da América do Sul, durante a tarde, pode se propagar para o interior da bacia amazônica com velocidade de até 60 km/h. Existem dois máximos de propagação destas LI ao longo do ano, um em janeiro e outro em agosto, onde foi observado LI's que se deslocaram por mais de 1000 km em direção ao continente adentro. A largura média das LI's é de 170 km e seu comprimento pode ser superior a 1500 km, sendo que os maiores tamanhos coincidem com o período em que a zona de convergência intertropical (ZCIT) está localizada na posição mais ao sul. Estes autores também citam que em anos de El Niño o número de casos de LI's diminui, enquanto que em anos de La Niña o número de casos tende a aumentar. Sendo que, em média, por ano ocorrem 46 casos de LI's que se propagam adentro da região amazônica, com maiores ocorrências entre os meses de maio a agosto e menor no mês de dezembro, com apenas 2.1 casos, em média.

2.5. Fluxos de CO₂ na região da Amazônia

Rocha *et al.* (2009) e Baker *et al.* (2013), analisaram os dados observados em torres meteorológicas operadas dentro do projeto LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia). A Figura 2.14, proveniente do trabalho de Baker *et al.* (2013), apresenta o comportamento médio mensal da radiação de onda curta incidente, temperatura do ar e a precipitação em quatro torres instaladas na região amazônica. Na torre K34, localizada a aproximadamente 60 km ao norte da cidade de Manaus-MA, observa-se uma curta estação seca de no máximo 4 meses, e a precipitação média nestes meses não chega a ser muito baixa, ficando próxima de 100 mm. A média anual para esta localidade é bem elevada, foi de 2329 mm para os quatro anos estudados (2002 a 2005). Em Rebio Jarú (torre RJA) a média anual de precipitação também é alta (2354 mm), entretanto, nesta região existe uma estação seca bem definida de 5 meses. A média de precipitação nos meses de maio e setembro está perto de 100 mm, mas em junho, julho e agosto esta região é extremamente seca. O regime de precipitação nas torres localizadas próximas à Santarém-PA (K83 e K67) é semelhante entre si. Durante a estação seca, normalmente ocorre nestas localidades um mês anômalo com precipitação acima de 100 mm.

Em todas as torres apresentadas na Figura 2.14 observa-se que existe uma variabilidade anual da temperatura é baixa. Também nota-se que a temperatura é mais elevada durante a estação seca e o mesmo ocorre com a radiação de onda curta incidente, ou seja, máxima radiação durante a estação seca e mínima durante a estação úmida.

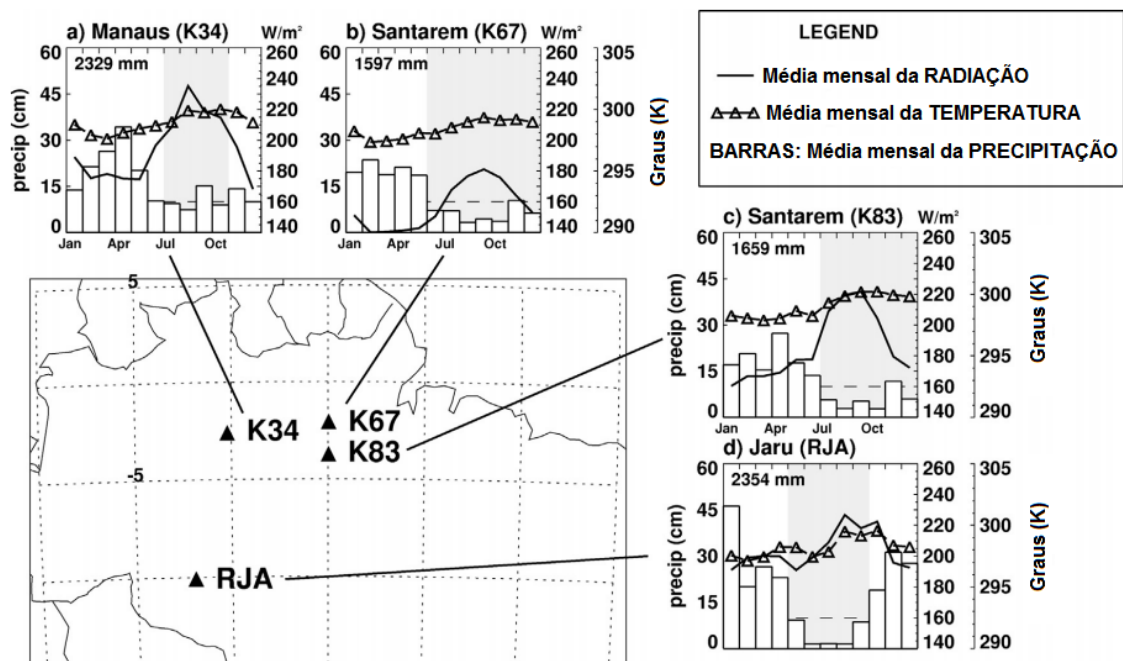


Figura 2.14 – Localização de torres meteorológicas e média mensal da radiação de onda curta incidente, temperatura e precipitação. Os meses sombreados indicam a estação seca da região (média mensal de precipitação abaixo de 100 mm). A linha horizontal tracejada indica a precipitação de 100 mm. O valor informado no topo de cada figura corresponde à precipitação média anual observada na respectiva localização.

Fonte: Adaptada de Baker et al. (2013).

Com base nos dados observados na Torre km-67 (ponto K67 da Figura 2.14), Hutyra et al. (2007) estudaram o controle sazonal da troca de carbono e água nesta localidade. Na Figura 2.15, eles mostram o comportamento médio diário (calculado de janeiro de 2002 a janeiro de 2006) do fluxo de calor latente (LE), da radiação de onda curta incidente (Rn), da temperatura do ar (T) e do déficit de pressão de vapor (VPD) para a estação seca (de 15 Julho a 15 de Dezembro) e úmida (todos os outros dias que estão fora do período seco). Hutyra et al. (2007) observaram que a temperatura não segue um ciclo diurno simétrico, pois, existe um rápido aquecimento o nascer do Sol (6 horas local) e um esfriamento lento a tarde depois das 13 horas local. Observa-se também nesta figura que todas as quatro variáveis apresentadas (Rn, LE, T e VPD) possuem valores máximos maiores durante a estação seca. Mesmo com VPD alto no período da tarde o LE também continua alto, indicando provavelmente

que existe abastecimento de água em abundância (HUTYRA *et al.*, 2007). Portanto, mudanças no uso da terra e/ou desmatamento em grande escala, podem induzir artificialmente ao efeito de transição de floresta para savana, devido à remoção de raízes profundas que permitem acesso à água armazenada durante períodos secos (SALESKA *et al.*, 2009).

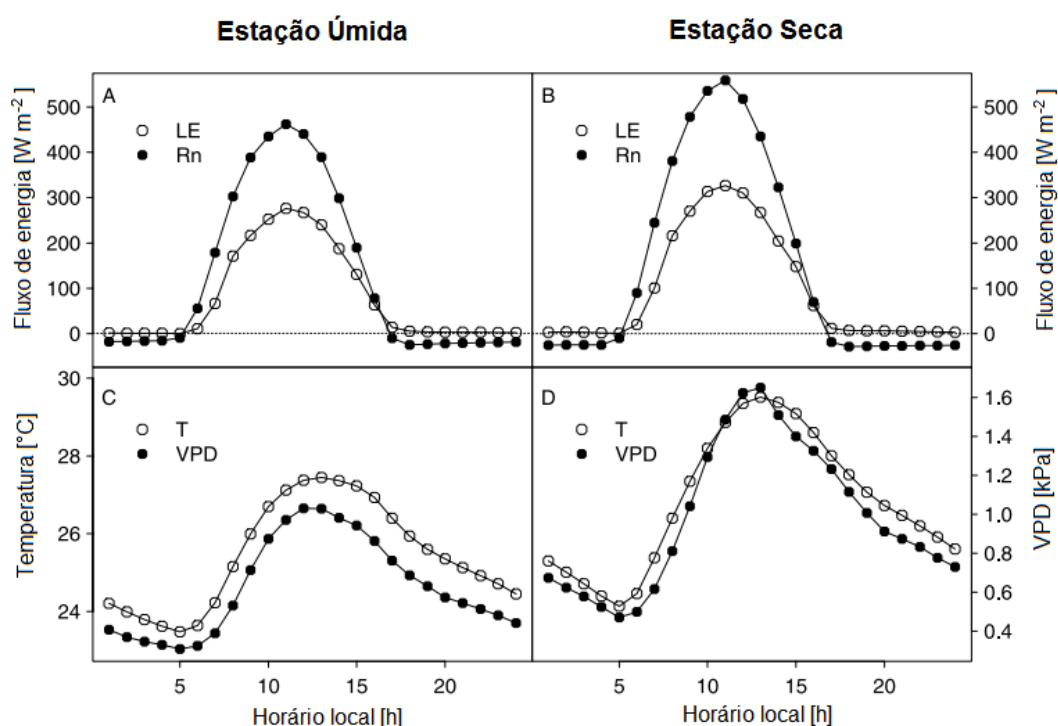


Figura 2.15 – Ciclo diurno médio de (a) estação úmida: radiação líquida (R_n , círculo sólido) e fluxo de calor latente (LE, círculo aberto), (b) estação seca: R_n (círculo sólido) e LE (círculo aberto), (c) estação úmida: temperatura (T, círculo sólido) e déficit de pressão de vapor (VPD, círculo aberto), e (d) estação seca: T (círculo sólido) e VPD (círculo aberto).

Fonte: Adaptada de Hutyra *et al.* (2007)

A Figura 2.17, extraída do trabalho de Hutyra *et al.* (2007), mostra os ciclo anual acumulado de NEE e a precipitação acumulada no ano. Observa-se que o NEE cresce (floresta perdendo carbono para a atmosfera) no início do ano (estação chuvosa). Este comportamento deve-se ao fato de que à respiração

do ecossistema é maior em presença de umidade (HUTYRA *et al.*, 2007; SALESKA *et al.*, 2003). Em setembro o aumento da captação de carbono, em geral, começa a dominar e a floresta se transforma em sumidouro de carbono atmosférico e nos últimos meses do ano (estação seca) a floresta se torna sumidouro. Depois de dezembro, com a chegada novamente da estação úmida, a floresta volta a ser uma fonte de carbono para a atmosfera.

Segundo Hutyra *et al.* (2007), anomalias climáticas exercem forte controle sobre as variações interanuais do balanço líquido de carbono. Em 2005, as perdas de carbono na estação chuvosa foram relativamente pequenas e a transição para a absorção de carbono foi muito abrupta. A chegada antecipada do período chuvoso, com precipitação significativa em novembro e dezembro, reverteu o papel da floresta de sumidouro de carbono para fonte. Em janeiro de 2003, a baixa precipitação, totalizando apenas 27 mm, resultou em taxas de respiração reduzida. No entanto, as taxas de GPP permaneceram elevadas, conduzindo assim a um sorvedouro de carbono neste mês, apesar do padrão sazonal não ter este comportamento.

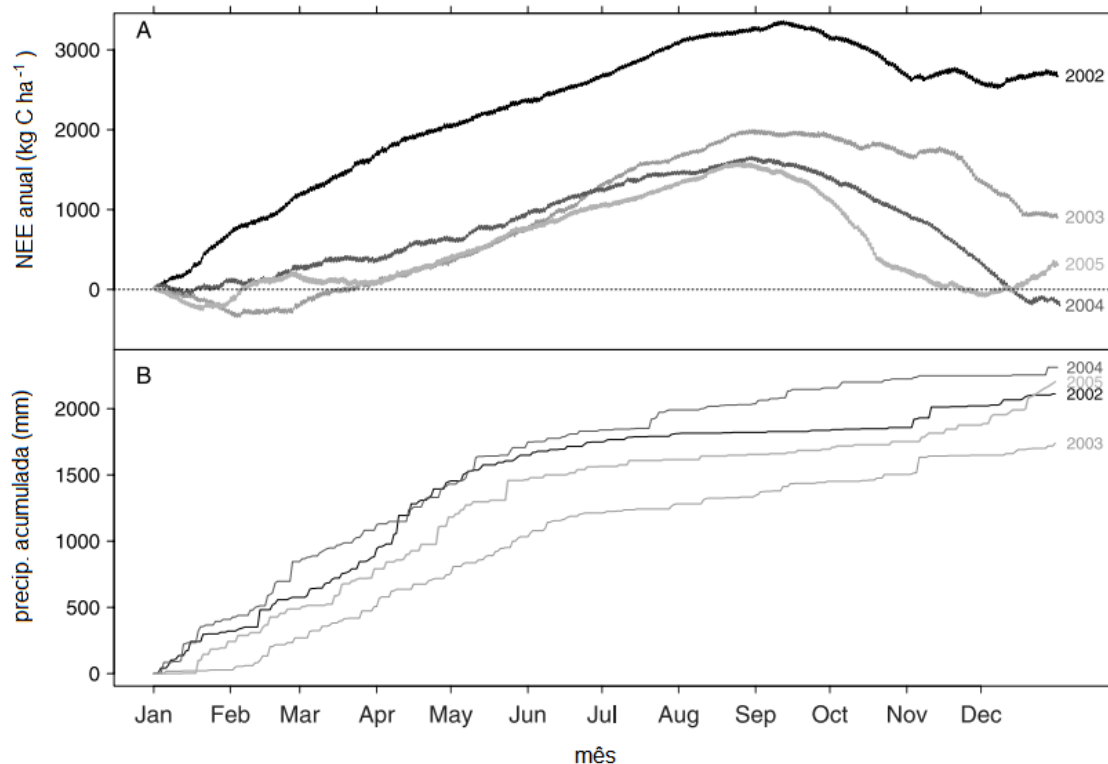


Figura 2.16 – Série temporal de (a) NEE acumulado ao longo do ano (kg C ha^{-1}), (b) precipitação acumulada (mm).

Fonte: Adaptada de Huttyra et al. (2007)

A Figura 2.17 mostra a variação diária média do NEE observada na floresta de Caxiuanã (350 km a oeste da cidade de Belém-PA – 51.460°W ; 1.718°S) utilizando a técnicas de correlação dos vórtices turbulentos (*eddy correlation*). Observa-se que existe maior sequestro de carbono por volta das 11 horas local (valor mínimo de NEE) e no período noturno há uma perda de carbono para a atmosfera. Carswell *et al.* (2002) afirmaram que, mesmo tendo grandes diferenças no regime de precipitação entre a estação úmida (média de 9.3 mm) e da estação seca (média de 2.8 mm), não foi possível identificar diferenças significativas do NEE entre estas duas estações.

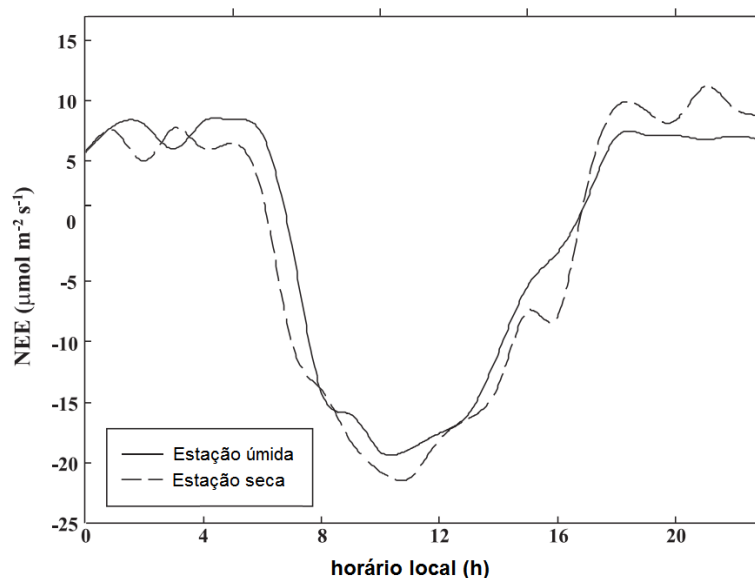


Figura 2.17 – Ciclo diurno médio do NEE na floresta de Caxiuanã no período seco e chuvoso.

Fonte: Adaptada de (CARSWELL et al., 2002)

O ciclo de carbono na Amazônia é muito influenciado pelas constantes queimadas que ocorrem na região, principalmente na parte sul e sudoeste da Amazônia. Durante a estação seca a região amazônica normalmente é afetada por uma grande concentração de aerossóis provenientes da queima de biomassas, principalmente a parte sul desta região. A Figura 2.18a apresenta uma foto onde mostra que durante a estação úmida a atmosfera na região de Ji-Paraná, RO é bastante limpa, mas na Figura 2.18b observa-se que na estação seca esta cidade sofre influência de uma grande concentração de aerossóis proveniente das queimadas (FREITAS *et al.*, 2005). A Figura 2.18c apresenta uma imagem onde mostra uma nuvem de fumaça e vários focos de queimadas (pontos em vermelho) na região de Rondônia, ocorrendo simultaneamente no dia 25/Ago/2004 às 14:15 UTC. Como foi apresentado anteriormente, estes aerossóis de queimada causam vários efeitos que podem influenciar os fluxos de CO₂ biogênicos da região amazônica.

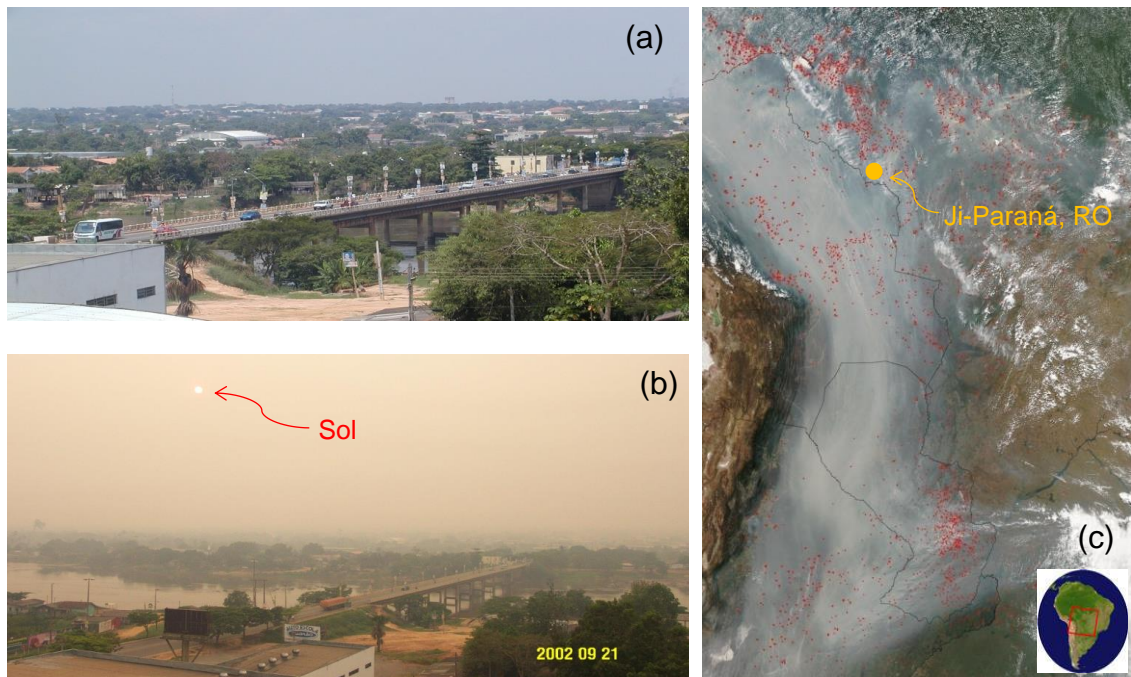


Figura 2.18 – Aerossóis provenientes de queimadas. (a) Foto da cidade de Ji-Paraná, RO durante um período chuvoso; (b) foto apresentando praticamente a mesma paisagem de (a), mas em um dia com uma espessa camada de aerossol (21/Set/2002); (c) imagem do sensor MODIS do dia 25/Ago/2004 às 14:15 UTC.

Uma das motivações para as medições de fluxos por covariância de vórtices turbulentos (*eddy correlation*) foi seu potencial de utilização para responder se as florestas intactas são uma fonte ou sumidouro de dióxido de carbono atmosférico. Essa questão, motivada pela hipótese de que o excesso de CO₂ atmosférico deve estimular o sequestro por fotossíntese (LLOYD *et al.*, 1995) e, portanto, aumentar o estoque de carbono do ecossistema, continua no centro do debate sobre as florestas tropicais (HOUGHTON, 2003). No entanto, Araújo *et al.* (2010) mostraram que em noites calmas a respiração do ecossistema (R_{eco}) não é devidamente contabilizada pela técnica de correlação dos vórtices turbulentos, sendo subestimado. Pois, em noites calmas, a troca turbulenta entre a superfície terrestre e a atmosfera em geral tende a zero. Logo, a região amazônica terá uma superestimativa do sequestro de carbono atmosférico (LLOYD *et al.*, 2007). Essa é uma questão bem conhecida nas medições globais de covariância de vórtices turbulentos, mas pode ser mais problemática

na Amazônia do que em zonas temperadas ou boreais por causa de uma frequência maior de noites calmas (MALHI *et al.*, 1998) e porque a magnitude absoluta das perdas noturnas integradas anualmente são maiores, uma vez que não há estação dormente, como ocorrem nas regiões temperadas.

Von Randow *et al.* (2004) mostraram um declínio na fotossíntese durante a estação seca na Reserva Jaru, próxima a Ji-Paraná-RO. Este mesmo comportamento foi observado por Vourlitis *et al.* (2005) na floresta transicional (55.4°W ; 11.4°S) próxima a Sinop-MT. Estas observações sugerem que os processos fotossintéticos ao sul da região amazônica experimenta alguma limitação hídrica durante a estação seca. O que é consistente com os padrões de evapotranspiração encontrado nestes sítios por Rocha *et al.* (2009), que também mostraram declínios na estação seca.

Mudanças globalmente significativas no carbono da Amazônia e ciclos de água, incluindo o colapso e conversão da floresta à savana devido à seca induzida por aquecimento global, são projetadas por alguns modelos acoplados de carbono e clima (COX *et al.*, 2000). As possíveis conversões de florestas para savana poderão vir a ocorrer em função de secas mais extremas, como aquelas provenientes de variações em escala de tempo climática, incluindo secas associadas a fenômenos como El Niño e não por variações sazonais regulares (SALESKA *et al.*, 2009). Estes autores também relatam que mortalidade de planta é uma consequência do déficit de carbono, no qual a respiração excede a produtividade primária bruta. O déficit de carbono, entretanto, pode se acumular até atingir níveis fatais, mesmo diante de períodos curtos de produtividade, por exemplo, se as temperaturas elevadas simultaneamente induzirem a aumentos suficientes na respiração. Entretanto, as relações entre controles no metabolismo e na mortalidade são pouco entendidas e constituem uma área ativa de pesquisa, pois faltam modelos específicos de mortalidade de planta.

3 ACOPLAMENTO DO JULES AO CCATT-BRAMS

3.1. Introdução

Para atingir os objetivos propostos surgiu a necessidade de um modelo numérico com o transporte horizontal e vertical de gases traços, que considerasse o efeito dos aerossóis na transferência de radiação dentro da atmosfera e, sobretudo, que fornecesse prognósticos do fluxo de CO₂ entre a superfície e a atmosfera. O modelo CCATT-BRAMS (*Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*) (FREITAS *et al.*, 2009; LONGO *et al.*, 2013), desenvolvido no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) possuía praticamente todos os requisitos necessários para atingir os objetivos. No entanto, este modelo não é capaz de prognosticar fluxos biogênicos de CO₂ entre a superfície e a atmosfera (através dos processos de fotossíntese e respiração). Isto decorria do fato de que o esquema de superfície LEAF (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback*) (WALKO *et al.*, 2000) do modelo, não possui esta funcionalidade. Outra funcionalidade necessária para os objetivos propostos, e não presente no CCATT-BRAMS, é a decomposição da radiação de onda curta incidente em componentes direta e difusa.

Portanto, foi desenvolvido um novo sistema numérico denominado JULES-CCATT-BRAMS (MOREIRA *et al.*, 2013), gerado a partir do acoplamento do modelo de solo-superfície JULES (*Joint UK Land Environment Simulator*) (BEST *et al.*, 2011; CLARK *et al.*, 2011) ao modelo químico/atmosférico CCATT-BRAMS. JULES é considerado um modelo no estado-da-arte em termos de representação de processos em superfície, com modernas formulações capazes de simular grande número de processos que ocorrem em superfície, incluindo vegetação dinâmica, estoque de carbono, umidade do solo, fotossíntese, respiração das plantas e do solo. Assim, JULES-CCATT-BRAMS é capaz de simular a maioria dos principais processos que ocorrem em superfície e na atmosfera terrestre, bem como suas interações. Neste modelo

acoplado também foi incluído um módulo capaz de decompor a radiação total em direta e difusa em função da espessura óptica do aerossol e da distância zenital. Como trabalho futuro planeja-se acoplar a este modelo um componente oceânico para possibilitar a obtenção de prognósticos de fluxos de CO₂ também sobre os oceanos.

3.1.1. O Modelo atmosférico BRAMS

O modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) é derivado do *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) (WALKO *et al.*, 2000) e contém um conjunto de implementações desenvolvidas em várias instituições brasileiras (USP, INPE, ...) para melhor representar os processos físicos que governam a atmosfera sobre a região tropical e processos pertinentes à América do Sul. O RAMS foi desenvolvido por pesquisadores da Universidade do Colorado a partir de um modelo de mesoescala e um modelo de nuvens. É um modelo de área limitada para simulação e previsão de fenômenos meteorológicos. Ele foi desenvolvido para simular circulações atmosféricas que vão desde a micro até a grande escala, sendo assim, capaz de simular fenômenos meteorológicos de diferentes escalas espaciais, embora seja utilizado normalmente para simular fenômenos atmosféricos de mesoescala. RAMS resolve o conjunto de equações não-hidrostáticas descrito por (TRIPOLI e COTTON, 1982) e está equipado com um sistema de múltiplas grades aninhadas, permitindo que as equações do modelo sejam resolvidas simultaneamente, existindo uma transferência de informações entre a grade maior para a menor e vice-versa, simulando, assim, a interação entre escalas. Ele possui um conjunto de parametrizações físicas apropriadas para simular processos, tais como transportes turbulentos, convecção, radiação e microfísica de nuvens.

Este modelo permite a subdivisão de um ponto de grade do RAMS em *patch*, com distintos tipos de vegetação, permitindo que o modelo de superfície LEAF

realize apropriadamente os cálculos de fluxos para cada tipo de vegetação, ponderando o resultado pela proporção de cada tipo encontrado na grade.

Por ser um modelo regional, ele requer além de dados de condição inicial (CI), dados para condições de contorno (CC). A cada passo de tempo, é calculada a previsão de tempo, forçando os dados de sua fronteira com os dados da média ponderada da CC, através de uma técnica de assimilação de dados denominada relaxação Newtoniana (ou “nudging”). O código do RAMS permite execução em paralela, para isto o conjunto de pontos do domínio é transformado em subconjuntos retangulares (subdomínios) e é enviado um subdomínio para cada processador.

O projeto BRAMS teve como principal objetivo a operacionalização deste modelo em um centro do Brasil (CPTEC/INPE) proporcionando previsões numéricas de tempo para a América do Sul com resolução horizontal de 20 km. No entanto, foi necessário fazer várias reestruturações nos códigos do RAMS para possibilitar que este modelo fosse executado com eficiência no supercomputador do CPTEC/INPE, que era uma máquina vetorial (SX6), sendo que o RAMS foi desenvolvido para arquiteturas escalares. Também foi incluído no modelo um conjunto de novas funcionalidades para melhor representar os processos físicos que governam a atmosfera na região tropical e subtropical. Dentre as diversas funcionalidades incluídas no modelo RAMS pode-se destacar:

- Parametrização de cúmulos rasos (SOUZA e SILVA, 2003),
- Nova parametrização de convecção profunda e rasa com formalismo de fluxo de massa e com vários fechamentos (GRELL e DÉVÉNYI, 2002),
- Nova advecção com esquema monotônico (FREITAS *et al.*, 2012),
- Assimilação de umidade do solo heterogênea (GEVAERD e FREITAS, 2006),

- Esquema de radiação CARMA (TOON *et al.*, 1988; LONGO *et al.*, 2006) que considera o efeito direto e semi-direto de aerossóis de queimadas.
- Dados mais atualizados de tipo de vegetação com resolução de 1 km, sendo utilizado o OGE (OLSON, 1994). Além disto, para a Amazônia foram introduzidos os dados provenientes do projeto PROVEG/INPE (SESTINI *et al.*, 2003),
- Vários desenvolvimentos no código, incluindo: reprodutibilidade binária (mesmo resultado independente do número de processadores), eficiência em máquinas escalares e vetoriais, eficiência no uso de memória cache, portabilidade, robustez, etc. (FAZENDA *et al.*, 2011),
- Código livre (disponível em: <http://brams.cptec.inpe.br>).

Maiores detalhes sobre novas funcionalidades incluídas no modelo RAMS encontra-se em (FREITAS *et al.*, 2009).

3.1.2.O componente químico/atmosférico CCATT

O *Coupled Chemistry, Aerosol and Tracer Transport* model (CCATT) é um modelo Euleriano de transporte acoplado ao BRAMS designado para estudos de transporte, difusão, transformações químicas e processos de remoção associados com gases e aerossóis (FREITAS *et al.*, 2009; LONGO *et al.*, 2013). Ele é executado simultaneamente com a evolução do estado da atmosfera, sendo consistente com a dinâmica e parametrizações físicas do BRAMS. A equação geral da continuidade para traçadores, calculado no modelo CCATT-BRAMS, em forma da equação de tendência, é:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = & \underbrace{\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{adv}}_I + \underbrace{\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{PBL_{diff}}}_{II} + \underbrace{\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{deep_{conv}}}_{III} + \underbrace{\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{shallow_{conv}}}_{IV} + \\
& + \underbrace{\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{chem}}_V + \underbrace{W}_{VI} + \underbrace{R}_{VII} + \underbrace{Q}_{VIII}
\end{aligned} \tag{3.1}$$

Onde \bar{s} é a razão de mistura do traçador ($s = \rho / \rho_{air}$), termo (I) representa o termo de transporte na escala da grade (advecção em 3-dimensões pelo vento médio), termo (II) representa o transporte de escala sub-grade associado a difusão na CLP, termos (III) e (IV) são os transportes sub-grade pela convecção profunda e rasa, respectivamente. O termo (V) é a produção ou perda líquida da espécie associada às transformações químicas. O termo (VI) é a remoção úmida, termo (VII) refere-se à deposição seca aplicada aos gases e partículas de aerossóis e finalmente, (VIII) é o termo fonte que inclui o mecanismo de ascensão de plumas associadas à queima da vegetação (FREITAS *et al.*, 2007).

CCATT tem também um pré-processamento chamado PREP-CHEM-SCR (FREITAS *et al.*, 2011), para prover o campo de emissão de gases traços e aerossóis para serem utilizados na simulação da química atmosférica. Os emissores considerados são provenientes da mais recente base de dados de emissão urbana/industrial, biogênica, queima de biomassa, vulcânica, uso de biocombustível e queima a partir de fontes de resíduos agrícolas. Para a queima de biomassa, emissões podem ser também estimadas diretamente da detecção, por satélites, de focos de queimadas.

3.1.3. O modelo químico/atmosférico CCATT-BRAMS

O “*Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*” (LONGO *et al.*, 2013) é um modelo numérico desenvolvido no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) com alvo em previsões regionais de tempo, química

atmosférica e qualidade do ar. CCATT-BRAMS utiliza o LEAF (WALKO *et al.*, 2000) como modelo de superfície para prognóstico da temperatura e conteúdo de água no solo, cobertura de neve, temperatura da vegetação, trocas turbulentas e fluxos radiativos entre a superfície e a atmosfera. Entretanto, LEAF não permite o prognóstico de CO₂ atmosférico por não contemplar os processos de fotossíntese e respiração. Vegetação dinâmica também é outra funcionalidade não presente neste esquema de superfície. O CCATT-BRAMS possui dois esquemas de advecção, um não-monotônico (TREMBACK *et al.*, 1987) e outro com uma formulação monotônica (FREITAS *et al.*, 2012). O esquema não-monotônico utiliza uma aproximação de segunda ordem. Esta formulação é simples e rápida para calcular, mas pode gerar concentração de massa negativa, que é um resultado não-físico, e também pode gerar valores físicos não permitidos de razão de mistura por produzir oscilações no campo de massa transportado. O esquema monotônico é mais complexo, mas não faz com que a massa aumente ou diminua e também não causa forte difusão numérica ao ser transportada. A difusão na CLP usa a mesma formulação do BRAMS que são aplicadas para temperatura, mas com uma recente correção na conservação de massa em encostas (MEESTERS *et al.*, 2008). Para efeitos radiativos, aerossóis de queimadas são assumidos como partículas homogêneas esféricas com uma densidade média de 1,35 g/cm³ (REID *et al.*, 1998). A distribuição de tamanho e o índice de refração complexo são baseados em dados de estações climatológicas AERONET localizadas na bacia amazônica e no cerrado e propriedades ópticas foram obtidas usando essas climatologias como entrada em um código Mie (PROCOPIO *et al.*, 2003; ROSÁRIO *et al.*, 2012). A remoção úmida de partículas de aerossol de queimadas é associada somente com a convecção profunda e acoplada ao esquema de cumulus (BERGE, 1993). Os processos de deposição seca são simulados usando a abordagem de resistências (WESLEY, 1989; SEINFELD e PANDIS, 1998).

O modelo CCATT-BRAMS tem sido executado operacionalmente no CPTEC/INPE desde 2003, em um domínio que engloba toda a América do Sul e com resolução espacial de 25 km. As previsões deste modelo são disponibilizadas ao público, com acesso livre, assim que são geradas. Previsões de gases e aerossóis são disponibilizadas na página: <http://meioambiente.cptec.inpe.br/> e variáveis meteorológicas na página: <http://previsaonumerica.cptec.inpe.br/golMapWeb/DadosPages?id=CCattBrams>

3.1.4. O modelo de superfície JULES

O “*Joint UK Land Environment Simulator*” é um modelo de solo/vegetação desenvolvido a partir do *Meteorological Office Surface Exchange Scheme* (MOSES) (ESSERY *et al.*, 2003) e *Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics* (TRIFFID). MOSES é responsável pela simulação dos fluxos de energia em superfície e os processos hidrológicos. É o modelo de superfície usado no modelo unificado do UK Met Office (www.metoffice.gov.uk/research/modelling-systems/unifiedmodel). TRIFFID é designado para simular a dinâmica da vegetação e do solo. Atualmente pode ser considerado estado-da-arte em termo de representação dos processos de superfície, com modernas formulações capazes de simular grande número de processos que ocorrem em superfície e inclui também vegetação dinâmica, estoque de carbono, fotossíntese e respiração das plantas, umidade do solo, etc.

A Figura 3. 1 apresenta de forma esquemática os processos que são simulados pela versão 3.0 do JULES. A cor azul representa os processos que estão ligados à hidrologia; a verde refere-se aos processos que envolvem diretamente a vegetação e a marrom é referente aos gases e aerossóis. A camada inferior do diagrama apresenta os processos que ocorrem no solo, as duas camadas acima se referem aos processos localizados entre a superfície e

o topo do dossel e as setas na camada superior indicam os fluxos, gases e aerossóis que são trocados com o modelo atmosférico.

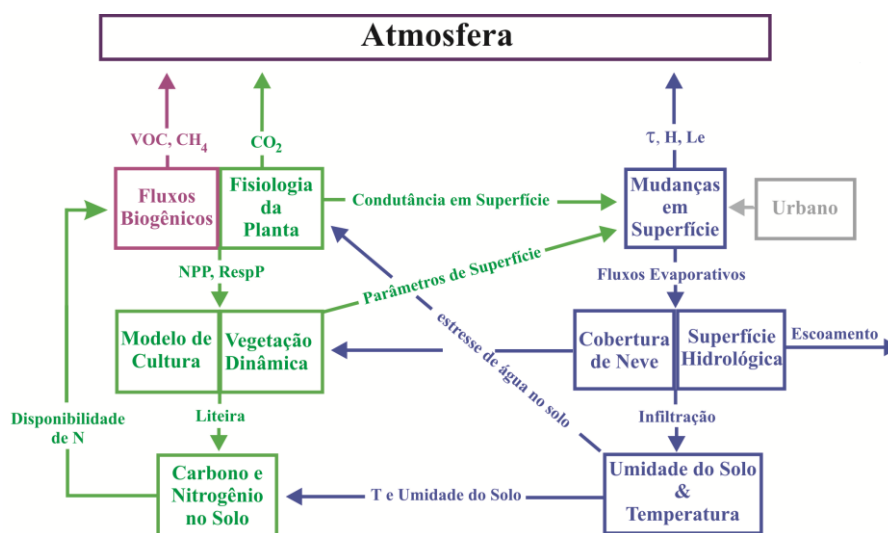


Figura 3. 1 – Estrutura do JULES 3.0

Fonte: Adaptado de <https://jules.jchmr.org/community/management> (Acesso em: 25/Set/2012)

A física do JULES pode ser dividida em 5 módulos. Segue abaixo uma breve descrição de cada módulo (o texto é baseado no documento publicado em <https://jules.jchmr.org/model-description> e maiores detalhes podem ser obtidos em (BEST *et al.*, 2011; CLARK *et al.*, 2011):

- **Vegetação** – A fotossíntese depende da diferença entre a concentração de CO₂ do ambiente e do estômato das plantas, bem como a umidade do solo e a radiação foto-sinteticamente ativa (PAR). A produção primária líquida, derivada da respiração das plantas, pode ser dividida em dois processos: uma fração fixa de 0.25 da produção primária líquida para o crescimento e outra para a manutenção, a qual é função da concentração de nitrogênio na folha. A fotossíntese líquida é calculada

pela subtração da taxa de respiração noturna da taxa fotossintética bruta. O módulo de vegetação dinâmica é responsável pela atualização da distribuição de plantas. É considerada a competição entre tipos de vegetação, dependendo da quantidade de carbono disponível e da radiação PAR. Assim, existe uma competição dependendo principalmente da altura relativa das plantas, onde árvores (*broadleaf* e *needleleaf*) normalmente vencem as gramíneas (tipo C3 (COLLATZ *et al.*, 1991) e C4 (COLLATZ *et al.*, 1992)). Portanto, os tipos dominantes limitam a expansão dos tipos subdominantes.

- **Solo** – O fluxo de água no solo é dado pela equação de Darcy, a qual depende da condutividade hidráulica e o poder de sucção da água pelo solo. O estoque de carbono no solo é adicionado pelo total de folhas que caem e reduzido pela respiração do solo, o qual ocorre em uma taxa dependente da umidade e temperatura do solo.
- **Hidrologia** – Parte da precipitação que chega ao dossel é interceptada, outra ultrapassa o dossel e chega ao solo (*throughfall*), desta água que chega ao solo, parte é infiltrada e parte é escoada superficialmente (GREGORY e SMITH, 1990). Este processo é aplicado separadamente para cada tipo de vegetação.
- **Radiação** – O albedo do solo varia geograficamente em função da cor do solo. Para o caso da vegetação é utilizado o modelo de dois fluxos, separando o albedo da radiação direta e da radiação difusa, sendo calculado para cada tipo de vegetação.
- **Balanco de Energia** – O fluxo evaporativo extraído de cada camada do solo é dependente do fator de umidade disponível nele. A evaporação em solo nu é extraída da camada do solo mais superficial. A resistência aerodinâmica para fluxos de calor latente e sensível entre a superfície e

a atmosfera, sobre cada tipo de vegetação, é calculado em função da temperatura, umidade específica e velocidade do vento.

JULES foi concebido para servir a dois propósitos: (1) ter um modelo disponível livremente para a comunidade científica e (2) permitir desenvolvimento no modelo incluindo novos módulos. Os códigos fontes do JULES estão escritos em linguagem FORTRAN90 com uma estrutura modular composta de rotinas e sub-rotinas. Divide-se a superfície terrestre em “*grid boxes*”, a qual pode ser ocupada por um número de tipos funcional de plantas (PFT’s) e tipos não funcionais de plantas (NPFT’s). Até cinco PFT’s pode ocupar um “grid Box”, cujos nomes são: *Broad leaf trees* (BT); *Needle leaf trees* (NT); *C3 grasses* (C3G); *C4 grasses* (C4G) e *Shrubs* (Sh). Pode também ser ocupado por quatro NPFT’s: *Urban*, *Inland water*, *Soil* e *Ice*. JULES adota uma estrutura de “tiles” em que os processos de superfície são calculados separadamente para cada tipo de superfície. Ele pode ser executado para um único ponto, para um conjunto de pontos ou para uma grade regular.

O modelo JULES tem sido usado em uma grande quantidade de trabalhos científicos, tais como: (a) efeito do CO₂ em rios (GEDNEY *et al.*, 2006), (b) vegetação dinâmica (HUGHES *et al.*, 2006), (c) interceptação da radiação e fotossíntese (MERCADO *et al.*, 2007), (d) impacto da radiação difusa no sumidouro de carbono em superfície (MERCADO *et al.*, 2009), (e) Efeito do ozônio sobre o sumidouro de carbono em superfície (SITCH *et al.*, 2007), entre outros.

3.1.5. O Sistema acoplado JULES-CCATT-BRAMS

O modelo de superfície JULES foi totalmente acoplado ao sistema de modelagem CCATT-BRAMS (MOREIRA *et al.*, 2013). O acoplamento é bidirecional, no sentido de que, para cada passo de tempo do modelo, o componente atmosférico fornece ao JULES o vento próximo à superfície, a

temperatura do ar, a pressão, a água condensada e fluxos de radiação descendentes, assim como vapor d'água e razão de mistura de gases traços (por exemplo, dióxido e monóxido de carbono, metano e compostos orgânicos voláteis). Após este processamento, JULES avança no tempo e alimenta de volta o componente atmosférico com os fluxos de momento, calor sensível e calor latente, fluxos de radiação de onda longa emergente, bem como um conjunto de fluxos de gases traços. A Figura 3.2 mostra um ponto de grade do modelo com os principais processos físicos e químicos que são simulados pelo JULES-CCATT-BRAMS.

O aumento no tempo de processamento do JULES-CCATT-BRAMS em relação ao CCATT-BRAMS foi em torno de 17%. Este custo é muito baixo, considerando que o JULES simula mais processos que o LEAF; possui prognósticos de concentrações de gases e inclui variação da morfologia da vegetação ao longo do tempo de simulação; e mostrou-se que existe um ganho significativo de qualidade ao utilizar o JULES em comparação com o LEAF.

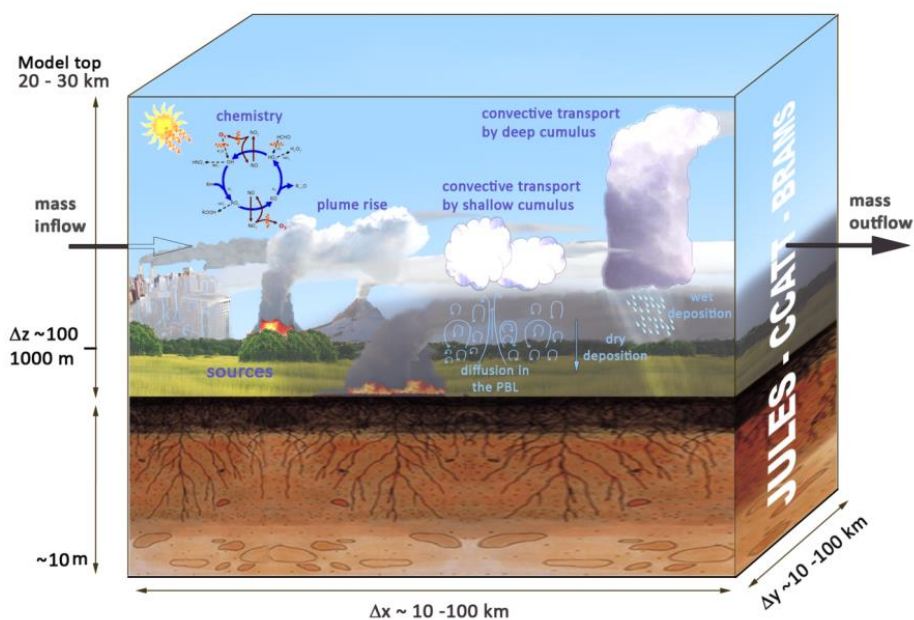


Figura 3.2 – Alguns dos processos sub-grade simulados pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS.

Fonte: Adaptado de meioambiente.cptec.inpe.br/modelo_cattbrams.php

3.2. Dados e Metodologia

Nesta seção serão descritos os dados que foram utilizados na inicialização e condição de contorno do modelo JULES-CCATT-BRAMS. A maioria destes dados está disponível na página do BRAMS, que é mantida pelo CPTEC/INPE (<http://brams.cptec.inpe.br/>). Também é descrita a metodologia empregada para avaliar o modelo.

3.2.1. Dados requeridos pelo modelo

O JULES requer os seguintes dados para estabelecer seu estado inicial: tipo de cobertura do solo, tipo de solo, NDVI (*normalized difference vegetative index*), temperatura da superfície do mar, conteúdo de carbono no solo, umidade do solo e temperatura do solo. Foi utilizado o mapa de cobertura do solo proveniente do projeto PROVEG (SESTINI *et al.*, 2003) sobre a região Amazônica e do OGE (OLSON, 1994) nas demais regiões. O mapa de tipos de solo foi proveniente do projeto RADAMBRASIL (ROSSATO *et al.*, 1998) sobre o Brasil e do FAO (ZOBLER, 1999) para regiões externas ao Brasil. O NDVI é um produto derivado de 15 dias de imagens do MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) entre o ano de 2001 a 2002. Foi utilizada a temperatura da superfície do mar semanal, provida por (REYNOLDS *et al.*, 2002). O conteúdo de carbono no solo é proveniente do projeto LBA (*Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*) (BATJES, 1996). A umidade do solo diária é um produto operacional do CPTEC/INPE baseada na estimativa de precipitação do TRMM (GEVAERD e FREITAS, 2006). Já a temperatura do solo é inicializada com a temperatura do ar do primeiro nível do modelo atmosférico.

O CCATT-BRAMS requer: topografia, dados de emissões de poluentes (urbano-industrial, biogênico e queima de biomassa), campos atmosféricos e de CO₂ para condições iniciais e de contorno. Foram utilizados os dados de

topografia disponíveis através do centro de dados *United States Geological Survey's* (USGS) do *Earth Resources Observation Systems* (EROS), com resolução latitude-longitude de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km) (GESCH *et al.*, 1999). Emissões de queima de biomassa foram estimadas usando pixels de incêndio detectados por sensoriamento remoto (GOES), e as outras fontes de emissões são dados climatológicos (FREITAS *et al.*, 2011). Condições iniciais e de contorno para o CO₂ foram obtidas a partir das saídas do modelo de transporte CarbonTracker/TM5 (KROL *et al.*, 2005; PETERS *et al.*, 2007) com resolução horizontal de 3°x2° grau e 34 níveis verticais (http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/carbontracker/documentation_4pdf.html). Os campos atmosféricos para inicialização e condições de contorno foram obtidos a partir do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) *final analysis* (FNL), com resolução horizontal T382 (aproximadamente 35 km) e 64 níveis verticais de pressão em intervalos de 6 horas (disponível on-line em <ftp://ftpprd.ncep.noaa.gov/pub/dados/NCCF/com/gfs/prod/>). De posse destas análises, foi utilizado o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC/INPE (MCGA-CPTEC/INPE, Kubota (2012)) para obter as variáveis utilizadas pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS (vento zonal e meridional, temperatura do ar, geopotencial e umidade relativa) em grade regular (lat/lon). O próximo passo foi utilizar o programa geraDP (<http://brams.cptec.inpe.br/geraDP.shtml>) para converter estes arquivos no formato de leitura do JULES-CCATT-BRAMS, que normalmente são denominados de DP's.

3.2.2. Dados para avaliação do novo sistema de modelagem

Para avaliar o modelo JULES-CCATT-BRAMS foram utilizados os seguintes dados:

- **Provenientes do METAR e PCDs:** Observações de estações meteorológicas de superfície instaladas em aeroportos (METAR) e

estações automáticas (PCDs) instaladas e mantidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Estes dados possuem frequência temporal de uma hora e uma irregular distribuição espacial. Eles são disponibilizados diariamente nos respectivos endereços: <http://www.redemet.aer.mil.br> e <http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/automaticas.php>.

- **Torre km-67:** Dados observados, medidos pelo sistema *eddy correlation* instalado em uma torre meteorológica a uma altitude de 57.8 metros. Estes dados são coletados de forma automática e contínua com resolução temporal de uma hora. A torre está localizada ao sul de Santarém-PA (55.04°W; 2.85°S). Fica aproximadamente 6 km a oeste do km 67 da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163), e aproximadamente 6 km a leste do Rio Tapajó, em uma área de floresta (Floresta Tapajós) em grande parte contígua que se estende por dezenas de quilômetros ao norte e ao sul (HUTYRA *et al.*, 2007).
- **Avião:** Dados coletados a bordo de um avião. Este item consiste de 80 amostras em perfis aéreos realizados durante o ano de 2010 em uma espiral descendente de uma altura de 4300 m a 300 m em quatro localizações na Amazônia: Santarém-PA (SAN, 54.95°W; 2.86°S), Rio Branco-AC (RBA, 67.62°W; 9.38°S), Alta Floresta-MT (ALF, 56.75°W; 8.80°S) e Tabatinga-AM (TAB, 70.06°W; 5.96°S). Todos os perfis foram medidos em torno das 12-14 horas local. Também foi utilizando um GPS e sensor de temperatura e umidade para obter a posição, a temperatura e a umidade durante as medidas de concentração de CO₂. Informações suplementares podem ser encontradas em (GATTI *et al.*, 2010)
- **ECMWF:** *ECMWF ERA-Interim reanalysis* (DEE *et al.*, 2011). Esta reanálise tem uma resolução espacial de 1.5° e utiliza um sistema 4-D-Var de assimilação de dados observados (BOUTTIER e KELLY, 2001).

Os dados de superfície utilizados estão disponíveis no endereço:
http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/levtype=sfc/.

-

3.2.3. Metodologia para avaliação

A fim de avaliar o sistema JULES-CCATT-BRAMS foram executadas 183 simulações em modo de previsão. Previsões numéricas de tempo tipicamente possuem tempo de integração da ordem de 1 a 7 dias, assim, para esta avaliação as simulações foram integradas por 5 dias. Foram realizadas 93 simulações (3 experimentos com 31 membros cada, um por dia) para o mês de Março de 2010 (estação úmida) e 90 simulações (3 experimentos com 30 membros cada) para o mês de setembro de 2010 (estação seca). Foi escolhido o mês de março pelo fato da região amazônica ser bastante úmida durante este mês (estação úmida), com baixa concentração de aerossóis na atmosfera e por ter maior número de perfis de CO₂ coletados a bordo de avião (8 perfis, contra 6 em janeiro e 5 em fevereiro). O mês de setembro/2010 também foi escolhido pelo fato dele ser bastante seco (estação seca), com alta concentração de aerossóis provenientes da queima de biomassa, possuir 7 perfis de observado CO₂ e por ser o mês simétrico à março. A Tabela 3.1 apresenta as principais configurações e parametrizações utilizadas para o CCATT-BRAMS, enquanto a Tabela 3.2 apresenta as configurações e parametrizações que foram alteradas em relação ao *namelist point_loobos_example.jin* que acompanha o pacote do JULES versão 3.0.

As simulações foram executadas em um supercomputador CRAY (com processadores AMD Opteron de 2.1 GHz) utilizando 360 processadores. O tempo de processamento para cada simulação (5 dias de integração) foi aproximadamente de 48 min, usando o esquema LEAF e 56 min utilizando o esquema JULES.

Tabela 3.1 – Principais parâmetros e parametrizações utilizados para CCATT-BRAMS.

Versão do CCATT-BRAMS:	4.3.3
Condições de contorno atmosférica:	T382L64 (resolução horizontal de ~35 km e 64 níveis verticais)
Resolução horizontal:	20 km
Pontos em X:	310
Pontos em Y:	210
Pontos em Z:	48
Pontos em níveis de solo:	7
Passos de tempo:	30s
Centro da grade:	59.0°W ; 3.2°S
<i>Nudging:</i>	Lateral: 900 s (15 pontos) Central: 43200 s Topo: 10800 s (acima de 15 km)
Parametrização de Cumulus (profundos /rasos):	(GRELL e DÉVÉNYI, 2002) / (SOUZA, 1999)
Radiação:	CARMA (TOON <i>et al.</i> , 1988)
Coordenada vertical:	Sigma-z
Equações básicas:	Não-hidrostática
Esquema de topografia:	Média orográfica
Turbulência:	Mellor and Yamada (MELLOR e YAMADA, 1982)
Microfísica:	Complexidade nível 3 (FLATAU <i>et al.</i> , 1989)
Mapa de topografia:	USGS (1 km de resolução) (GESCH <i>et al.</i> , 1999)
SST:	Semanal do NCEP (111 km de resolução) (REYNOLDS <i>et al.</i> , 2002)
Mapa de uso do solo:	OGE (for a do Brasil)+IBGE/INPE(no Brasil) (1 km de resol.) (OLSON, 1994; SESTINI <i>et al.</i> , 2003)
Tipo de solo:	FAO-INPE (55 km de resolução) (ZOBLER, 1999; ROSSATO <i>et al.</i> , 1998)
NDVI:	From MODIS (1 km de resolução)
Umidade do solo:	CPTEC/INPE (28 km of resolution) (GEVAERD e FREITAS, 2006)
Frequência de output:	1 h
Tempo de integração:	120 horas (5 dias)
Número de CPU's:	360

Tabela 3.2 – Principais parâmetros no *namelist* do JULES que foram alterados em relação ao exemplo *point_loobos_example.jin* (incluído no pacote do *jules_3.0*).

Versão do JULES	3.0
nxln, nyln:	310, 210 (proveniente do <i>namelist</i> do CCATT-BRAMS)
sm_levels:	7 (proveniente do <i>namelist</i> do CCATT-BRAMS)
can_rad_mod:	4
timestep:	30s (proveniente do <i>namelist</i> do CCATT-BRAMS)
dateMainRun:	“mar/2010 e sep/2010” (proveniente do <i>namelist</i> do CCATT-BRAMS)
pointsList:	T
readFileLand:	T (proveniente do CCATT-BRAMS)
regLatLon:	T
cs:	LBA Project (BATJES, 1996)
readFile (INIT_LATLON):	T (proveniente do CCATT-BRAMS)
readFile (INIT_FRAC):	T (proveniente do CCATT-BRAMS)
readFile (INIT_SOIL):	T (proveniente do CCATT-BRAMS)
dzsoil:	0.1, 0.25, 0.65, 1.25, 2.0, 3.0, 5.0
rootd_ft:	5.00, 1.00, 0.50, 0.50, 0.50
driveDataPer:	30s (proveniente do <i>namelist</i> do CCATT-BRAMS)
ioPrecipType:	1
ioWindSpeed:	F
z1_uv, z1_tq:	Altura do primeiro nível do CCATT-BRAMS – z_0 (plano zero)

Os dados obtidos das simulações numéricas foram comparados com os dados observados de METAR e PCDs. Os valores simulados de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho a 2 metros, velocidade do vento a 10 metros, pressão reduzida ao nível médio do mar e precipitação foram interpolados bilinearmente para o ponto de estação, utilizando os quatro pontos de grade em torno do ponto de estação. Com os dados simulados e observados em cada ponto de grade, o viés (erro médio) e a raiz quadrada do erro quadrático médio (REQM) foram calculados utilizando as Equações 3.2 e 3.3, respectivamente. A Figura 3.3 apresenta de forma esquemática a metodologia utilizada para obter

as estimativas dos erros nas simulações do JULES-CCATT-BRAMS. Para cada estação e hora de integração (0, 1, 2, ..., 120), o viés e o REQM entre o dado observado e simulado foram calculados usando 30 (ou 31) membros e realizando a média aritmética dos erros obtidos para todas as estações existentes no domínio a ser avaliado. A distribuição espacial dos dados observados é descrita na Figura 3.4a. Os dois primeiros dias de integração foram ignorados, período no qual o modelo encontra-se em ajustes e foi calculada a média aritmética dos últimos três dias. Desta forma foi obtido o gráfico da evolução do erro ao longo do dia para cada variável e cada experimento. Esta metodologia é utilizada no CPTEC/INPE para avaliar previsões numéricas de tempo produzidas em vários centros de pesquisa (http://intercomparacaodemodelos.cptec.inpe.br/phps/vies_emq/).

As Eqs. (3.2) e (3.3) descrevem respectivamente os procedimentos utilizados para obter o viés e o REQM das simulações.

$$VIÉS(h) = \sum_{d=3}^D \sum_{s=1}^S \sum_{m=1}^M (mod(m, s, h_{(m,d)}) - obs(s, h_{(m,d)})) / M / S / D \quad (3.2)$$

$$REQM(h) = \sum_{d=3}^D \sum_{s=1}^S \sqrt{\sum_{m=1}^M (mod(m, s, h_{(m,d)}) - obs(s, h_{(m,d)}))^2} / M / S / D \quad (3.3)$$

Onde: m = membro do mês (1, 2, ..., 30 (ou 31)).

M = número de membros (31 em março e 30 em setembro).

s = estações existentes na região selecionada (SBMN, A701, ...).

S = número de estações na região selecionada (METAR + PCDs).

d = dias de integração (3, 4 e 5).

D = número de dias de integração ($D=5$)

h = horas (UTC) do dia (00, 01, ..., 23).

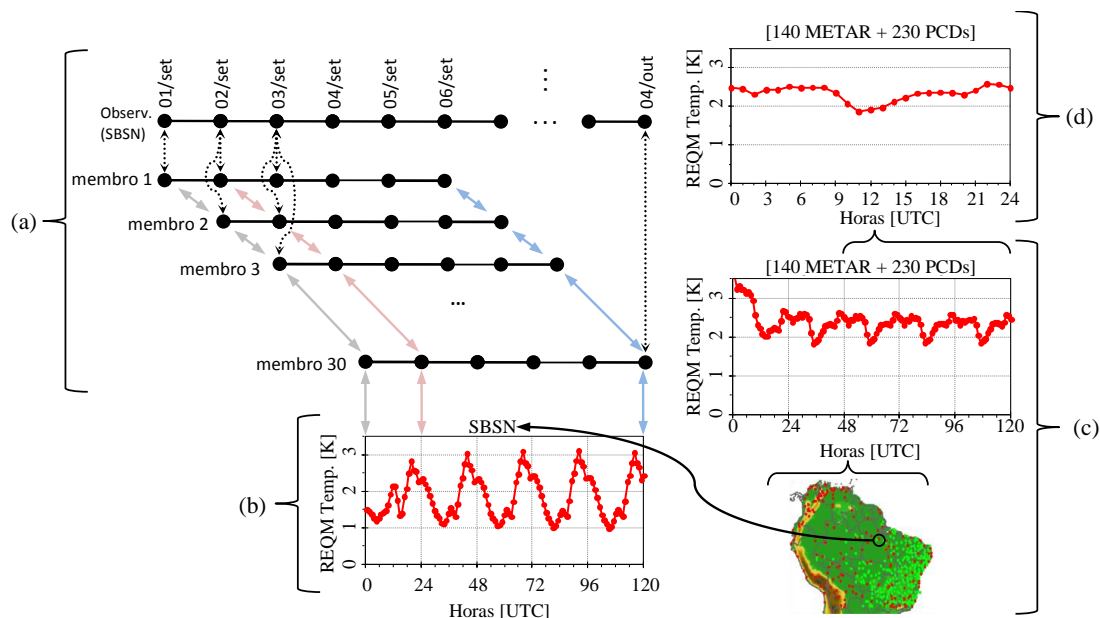


Figura 3.3 – Metodologia para obtenção dos erros das simulações. (a) Os dados simulados de cada membro é comparado com os dados observados em datas e horários coincidentes; (b) são obtidos os REQM (ou viés) para as 120 horas de integração para cada estação do domínio; (c) calcula-se a média aritmética dos erros de todas as estações do domínio; (d) Os dois primeiros dias de integração são descartados e é calculada a média dos últimos três dias.

3.3.Avaliação dos parâmetros meteorológicos simulados

Com o objetivo de verificar o desempenho do modelo de superfície JULES, foram realizados experimentos para comparar o resultado obtido com o JULES em relação aos obtidos com o modelo original (LEAF). Também foram realizados outros experimentos para avaliar o impacto da utilização de uma advecção monotônica e a influência dos aerossóis na temperatura em superfície, combinados com o esquema do JULES. Estas avaliações foram realizadas para dois meses do ano: um úmido e um seco.

3.3.1. Estação úmida (Março de 2010)

Para a estação chuvosa, três experimentos foram realizados para avaliar o modelo JULES-CCATT-BRAMS:

- Usando o modelo de solo-vegetação original (LEAF), com um esquema de advecção não monotônica (ad0) e desprezando a presença de aerossol (ae0), o qual foi simbolizado por LEAF_ad0_ae0;
- Similar ao anterior, mas usando o JULES, o qual foi simbolizado por JULES_ad0_ae0;
- Similar ao anterior, mas com esquema de advecção monotônica (ad1), o qual foi simbolizado por JULES_ad1_ae0.

Seguindo a mesma metodologia descrita anteriormente, foi calculado também o erro da reanálise do ECMWF (DEE *et al.*, 2011) para efeito de comparação com os resultados das simulações com o esquema de superfície JULES.

A Figura 3.4 mostra o REQM, considerando a média dos erros do METAR e PCDs contidas dentro do domínio das simulações (Figura 3. 4a). Foram utilizados em torno de 70 a 200 estações, dependendo da variável avaliada. A Tabela 3.3 também apresenta os erros para as 06 UTC (período noturno), as 18 UTC (período diurno) e a média diária (estes são os mesmos apresentados na Figura 3.4). Considerando a temperatura em 2 metros, pode ser observado, na Figura 3.4b, que durante o período noturno o acoplamento com JULES, com ambas as configurações de transportes, monotônica e não monotônica, teve erros similares ao modelo com LEAF. No entanto, durante o período diurno o modelo com JULES apresentou resultados bem melhores para este parâmetro, sobretudo quando se utilizou o esquema de advecção monotônica. ECMWF apresentou o menor e o maior REQM durante a noite e o dia, respectivamente. O melhor resultado foi apresentado pelo JULES com REQM igual a 1,80 seguido pelo ECMWF e LEAF com 1,96 e 1,97, respectivamente. A análise do

viés indica que o modelo com JULES (em ambas as configurações de transporte) e ECMWF tem viés próximo de zero durante a noite e viés negativo durante o dia, enquanto o modelo com LEAF tem um viés positivo durante a noite e negativo durante o dia. Os valores mostrados na Tabela 3.3 para as 06 UTC e 18 UTC representam bem o viés que ocorreu no período noturno e diurno, respectivamente. Por exemplo, as 06 UTC o viés da temperatura para as duas configurações com JULES foi -0.14 e 0.02, para ECMWF o viés foi -0.05 e com LEAF foi 0.60. As 18 UTC eles foram: -1.01, -0.63, -1.77 e -0.70.

O desempenho do acoplamento entre CCATT-BRAMS e JULES é muito melhor para a temperatura do ponto de orvalho a 2 metros, como mostrado na Figura 3.4c. O REQM médio caiu de 3,01 para 2,44. Nota-se também que o uso do esquema de advecção monotônica não fez diferença significativa nesta avaliação deste parâmetro. Neste caso, ECMWF apresenta o menor REQM médio, mas bem próximo de JULES. Para a pressão reduzida ao nível médio do mar, o acoplamento com JULES não apresentou notável melhoria, como pode ser visto na Figura 3.4d. Para a precipitação, JULES teve menor erro que o LEAF durante o período diurno como mostrado na Figura 3.4e. A simulação com o esquema de advecção monotônica teve um erro ligeiramente menor (2,79), o qual pode ser justificado pela melhor acurácia no transporte da umidade. JULES também proveu um melhor resultado que o ECMWF. Em termo da velocidade do vento em 10 metros acima do solo, os resultados foram muito diferentes, Figura 3.4f. LEAF obteve um melhor resultado, até melhor que a reanálise do ECMWF. No entanto, os resultados são diferentes ao considerar níveis acima da superfície, como mostrado na Figura 3.5. Pode-se observar nesta figura que o REQM para todos os modelos são similares, sendo que a simulação com o JULES, usando advecção monotônica, mostrou um resultado ligeiramente melhor. Estes resultados sugerem que a diferença em REQM do vento a 10 metros pode estar relacionada às formulações físicas usadas por ambos os esquemas de superfície para derivar o vento a esse nível. Pode-se observar também, na figura de viés (não apresentada) e na Tabela 3.3, que

ambos os experimentos com JULES e o ECMWF superestimam a magnitude do vento a 10 metros e o experimento com LEAF também superestima no período da noite, mas subestima no período diurno.

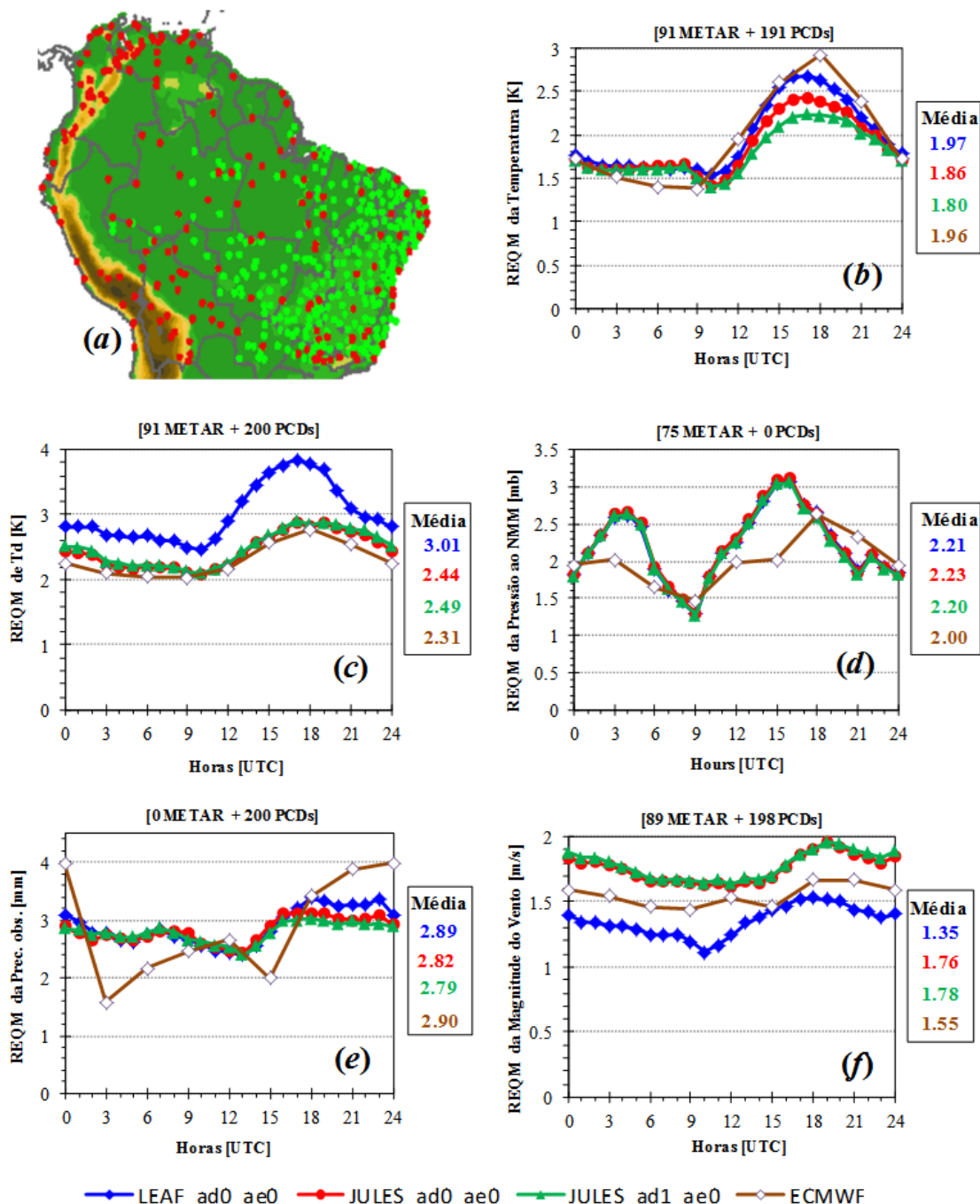


Figura 3.4 – Avaliações das simulações do período de 01 a 31 de março de 2010. (a) Localização geográfica das estações convencionais em aeroportos (pontos vermelhos) e estações automáticas (pontos verdes). O REQM

para os parâmetros: (b) temperatura do ar a dois metros; (c) temperatura do ponto de orvalho a dois metros; (d) pressão reduzida ao nível médio do mar; (e) precipitação acumulada em seis horas e (f) magnitude da velocidade do vento em dez metros.

Tabela 3.3 – Valores de erros para um horário noturno (06 UTC), um horário diurno (18 UTC) e média diária (MD) durante a estação úmida (março/2010).

		LEAF_ad0_ae0			JULES_ad0_ae0			JULES_ad1_ae0			ECMWF		
		06	18	MD	06	18	MD	06	18	MD	06	18	MD
REQM	Temp	1.62	2.63	1.97	1.64	2.38	1.86	1.61	2.22	1.80	1.40	2.92	1.96
	Td	2.67	3.78	3.01	2.20	2.81	2.44	2.23	2.84	2.49	2.05	2.77	2.31
	Press	1.89	2.65	2.21	1.92	2.64	2.23	1.90	2.59	2.20	1.65	2.64	2.00
	Prec	2.76	3.39	2.89	2.72	3.12	2.82	2.78	3.03	2.79	2.16	3.41	2.90
	MagV	1.25	1.53	1.35	1.65	1.90	1.76	1.68	1.90	1.78	1.46	1.67	1.55
VIES	Temp	0.60	-0.70	0.05	-0.14	-1.01	-0.45	0.02	-0.63	-0.20	-0.05	-1.77	-0.64
	Td	1.90	2.82	2.09	1.21	1.72	1.44	1.36	1.78	1.57	1.11	1.29	1.08
	Press	-1.63	-2.35	-1.64	-1.67	-2.34	-1.65	-1.66	-2.30	-1.62	-0.93	-2.37	-1.36
	Prec	1.47	2.39	1.83	1.42	2.10	1.72	1.44	2.01	1.67	1.38	2.80	2.23
	MagV	0.61	-0.53	0.14	1.20	0.92	1.10	1.23	0.96	1.14	0.76	0.01	0.52

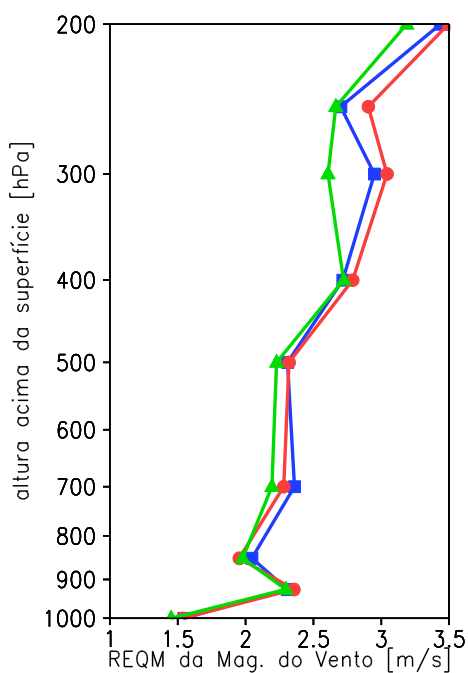


Figura 3.5 – Perfil do REQM da magnitude do vento, considerando os dados de radiossondagens medidos diariamente às 12Z, em 11 estações, durante os 31 dias do mês de março de 2010.

3.3.2. Estação seca (Setembro de 2010)

A estação seca (julho a setembro) na América do Sul (AS) corresponde ao inverno Austral. Esta estação é caracterizada pela supressão de chuva em grandes áreas da AS e pelo grande número de queimadas ao longo do sul da região Amazônia e no Brasil central. A fumaça associada às queimadas é transportada e dispersa em grandes áreas da AS (FREITAS *et al.*, 2005), com efeitos significativos sobre a qualidade do ar e o balanço regional de energia (PROCOPIO *et al.*, 2003; ROSÁRIO *et al.*, 2012) e muito provavelmente no ciclo hidrológico (ANDREAE *et al.*, 2004). Os dois últimos aspectos estão fortemente ligados aos processos de superfície. Portanto, um aspecto especial a avaliar em setembro de 2010 é a importância da inclusão do efeito direto do aerossol, proveniente da queima de biomassa, na resposta da transferência radiativa. As avaliações do modelo para setembro de 2010 foram realizadas com os mesmos conjuntos de dados observacionais apresentados na Figura 3.4a. As simulações foram denominadas como:

- LEAF_ad0_ae0: usando o esquema de solo-vegetação original (LEAF), com esquema de advecção não-monotônico (ad0) e desconsiderando a presença de aerossóis atmosféricos (ae0);
- JULES_ad0_ae0: o mesmo que acima, mas usando JULES;
- JULES_ad0_ae1: usando JULES, um esquema de advecção não-monotônico (ad0) e incluindo o efeito direto dos aerossóis (efeito radiativo de absorção e espalhamento) (ae1).

Assim como na estação úmida, também foi incluída a reanálise do ECMWF na comparação dos resultados. Pode-se observar na Figura 3.6 que o modelo com JULES apresenta um notável ganho de desempenho para a temperatura e temperatura do ponto de orvalho (td) a 2 metros, em comparação com os resultados obtidos com o modelo LEAF. Para temperatura, ECMWF ficou próximo do JULES, mas para td ele teve um menor erro para todos os horários

do dia. Na figura com o erro da precipitação (c) observa-se que ECMWF obteve o menor erro, sendo que os demais experimentos (com JULES ou LEAF) obtiveram erros similares. Como encontrado nas simulações de março, LEAF apresentou um melhor score para magnitude do vento a 10 metros, sendo também melhor que a análise do ECMWF. Na Tabela 3.4 é possível observar que o experimento com JULES obteve viés próximo de zero para temperatura a 2 metros, enquanto o LEAF obteve viés positivo para todo o período diurno. O viés do ECMWF foi positivo no período noturno e negativo no período diurno.

Como mencionado previamente, este caso em estudo pode ser utilizado para avaliar o impacto do aerossol de queimadas sobre as propriedades atmosféricas próximas à superfície. Observando a Figura 3.6 novamente, pode-se notar que a inclusão do aerossol de queimadas resultou em um pequeno ganho de score para a temperatura a 2 metros, vento a 10 metros e td e igual score para a precipitação. No entanto, ao focar a avaliação sobre uma área menor, onde a concentração de fumaça é maior, o impacto é muito maior, como esperado. A Figura 3.7a apresenta uma região onde existem altas concentrações de aerossóis em setembro (vide Figura 5.2b). A média mensal, integrada na coluna, do material particulado menor que 2.5 μm ($\text{PM}_{2.5}$) na área apresentada na Figura 3.7a é 62 mg/m^2 , sendo que em março (estação úmida) este valor foi de 8 mg/m^2 . A Figura 3.7b mostra que ao considerar o efeito do aerossol, o erro da temperatura diminuiu consideravelmente no período diurno e o erro médio diário teve um decréscimo de 2.49 (JULES_ad0_ae0) para 2.35 (JULES_ad0_ae1). Note também que somente o uso do JULES causou um grande decréscimo no REQM, o qual caiu de 3.25 (com o LEAF) para 2.49. A reanálise do ECMWF teve score similar ao JULES_ad0_ae0 e ela também não inclui o efeito direto dos aerossóis sobre a radiação, pelo menos no nível de detalhamento que JULES-CCATT-BRAMS faz aqui. Para as outras variáveis (td-2m, precipitação e magnitude do vento) não foram observadas significativas diferenças entre JULES_ad0_ae0 e JULES_ad0_ae1 (não mostrado). As diferenças entre LEAF, JULES (ae0 ou ae1) e ECMWF também foram similares

ao resultado mostrado anteriormente quando se utilizou a média dos erros de todas as estações do domínio (Figura 3.6).

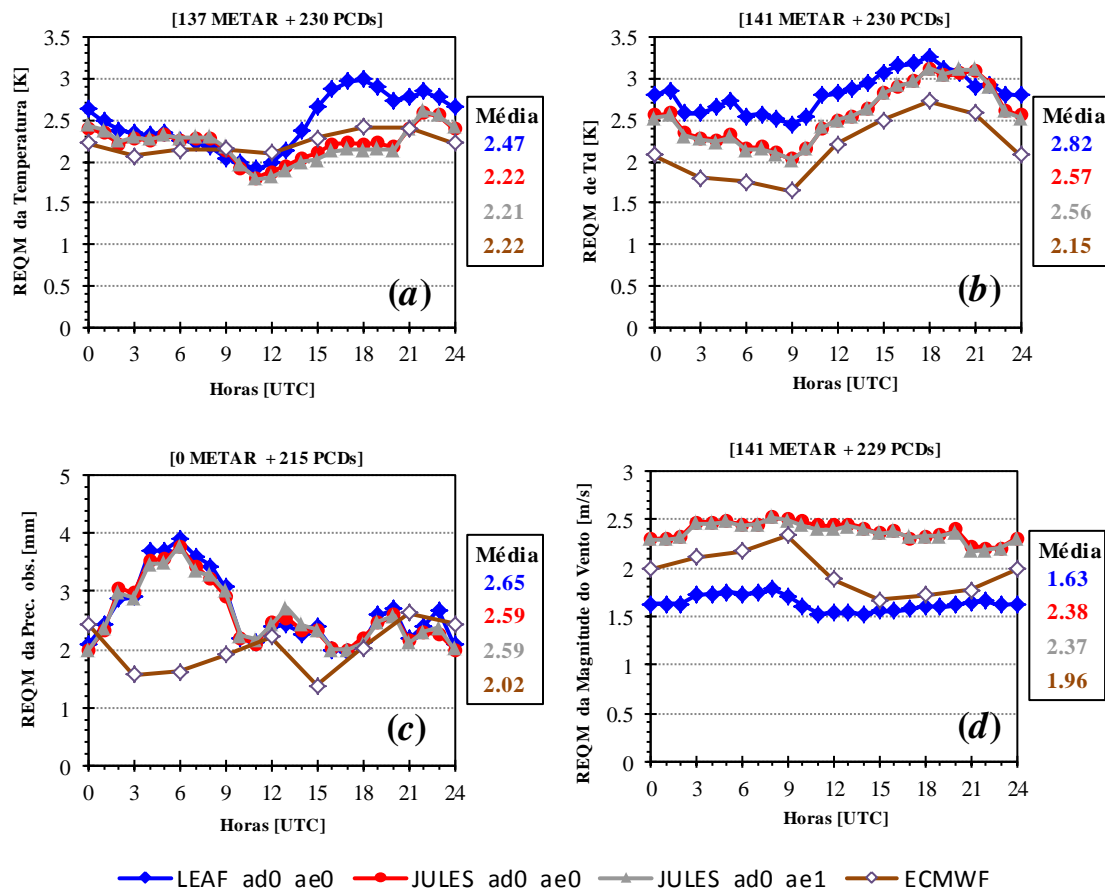


Figura 3.6 – Semelhante à Figura 3.4, mas para a estação seca (setembro/2010): (a) temperatura do ar a dois metros; (b) temperatura do ponto de orvalho a dois metros; (c) precipitação acumulada em seis horas e (d) velocidade do vento em dez metros. A linha cinza corresponde à simulação executada utilizando o JULES, com advecção não-monotônica (ad0), utilizando o modelo de superfície JULES e considerando a presença de aerossol (ae1).

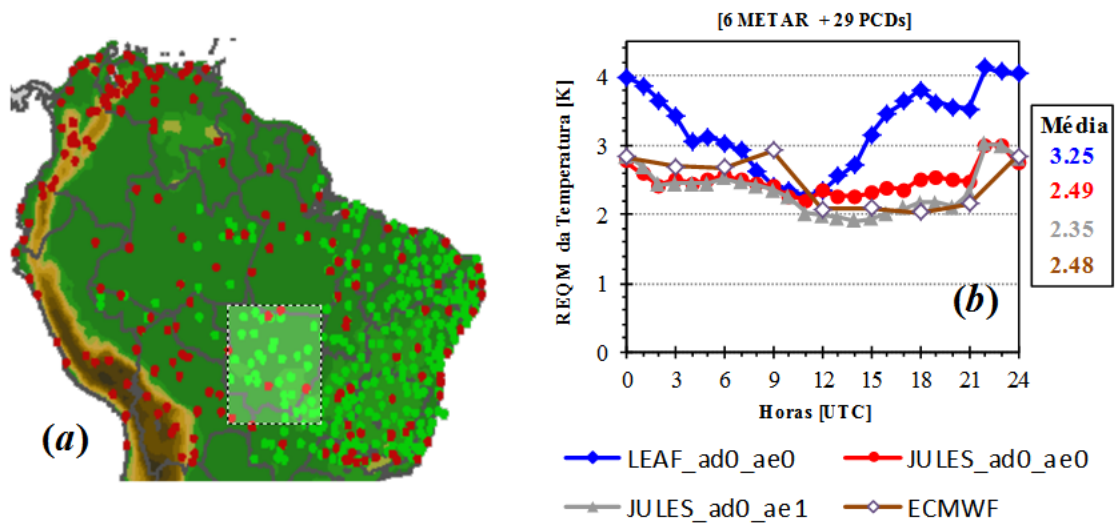


Figura 3.7 – REQM da temperatura do ar a dois metros em setembro de 2010. Média sendo calculada somente para as estações dentro do retângulo mais claro da figura a direita (6 estações de METAR e 29 PCD's).

Tabela 3.4 – Valores de erros para um horário noturno (06 UTC), um horário diurno (18 UTC) e média diária (MD) durante a estação úmida (setembro/2010).

		LEAF_ad0_ae0			JULES_ad0_ae0			JULES_ad1_ae0			ECMWF		
		06	18	MD	06	18	MD	06	18	MD	06	18	MD
REQM	Temp	2.26	2.99	2.55	2.26	2.21	2.33	2.28	2.14	2.32	2.14	2.41	2.23
	Td	2.55	2.27	2.80	2.17	3.12	2.54	2.14	2.12	2.54	1.76	2.72	2.16
	Press	3.05	3.29	2.13	3.06	3.30	3.15	3.06	3.30	3.15	2.83	3.04	2.88
	Prec	3.90	2.12	2.65	3.78	2.21	2.63	3.78	2.10	2.66	1.62	2.03	2.02
	MagV	1.73	1.61	1.63	2.45	2.33	2.31	2.44	2.33	2.29	2.18	1.72	1.96
VIES	Temp	1.16	1.52	1.18	-0.05	0.28	-0.04	-0.19	0.06	-0.25	1.05	-0.76	0.23
	Td	0.43	1.59	0.75	0.80	1.58	1.04	0.77	1.63	1.06	0.14	0.68	0.24
	Press	-0.33	0.49	-0.27	-0.26	0.40	-0.26	-0.23	0.44	-0.23	-0.18	-0.15	-0.32
	Prec	-0.56	1.26	0.54	-0.77	1.36	0.57	-0.83	1.25	0.51	0.76	1.74	1.37
	MagV	1.04	-0.39	0.41	1.99	1.45	1.75	1.98	1.44	1.73	1.64	0.18	1.05

3.3.3. Erros intrínsecos na condição inicial

A Figura 3.8 apresenta o viés médio da temperatura em 2 metros da análise do NCEP, na qual foi utilizada como condição inicial e de contorno das simulações. Pode-se observar que os erros são elevados, sobretudo no período da manhã (12 UTC, 8:00 local). Em certas regiões o erro chega a ser superior a 4 graus e em outras inferiores a -4 graus. Nota-se também que é bem caracterizada uma região com viés negativo (região nordeste do Brasil, com exceção da costa) e outra com viés positivo (região amazônica). No período noturno (00 UTC, 20:00 local) normalmente observa-se um viés negativo, com exceção da costa do nordeste brasileiro e algumas estações da região amazônica. Não foi possível identificar uma relação entre o viés da análise do NCEP e o tipo de vegetação predominante na estação.

(ZHANG *et al.*, 2006), usando o *MM5 Mesoscale Model*, mostrou que pequenas amplitudes iniciais de erros pode crescer rapidamente e, subsequentemente, contaminar, a curto prazo, a previsão de mesoescala determinista dentro de 36 horas. (XU e ZHONG, 2009) também encontraram resultados similares usando o modelo *Weather Research and Forecasting (WRF)*. Portanto, uma parcela dos erros das simulações provavelmente está associada aos erros inerentes às análises do NCEP, utilizadas como condição inicial e de contorno, uma vez que as simulações foram executadas sem assimilação de dados observados.

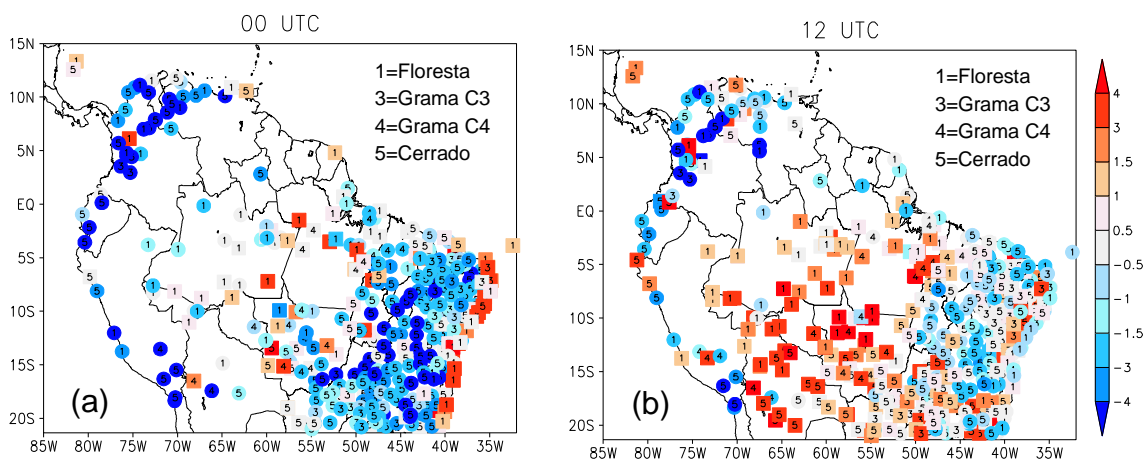


Figura 3.8 – Viés da temperatura a 2 metros da análise do NCEP (diferenças médias ao longo do mês de março/2010 entre análise e dados observados nas estações de METAR e PCD's). As cores em tons de azul, representada com círculo sobre a localização da estação, correspondem ao viés negativo (temperatura sendo subestimada) e as cores em tons de vermelho, representada com quadrado, correspondem ao viés positivo (temperatura sendo superestimada). Os números no interior dos círculos (ou quadrados) representam o tipo de vegetação predominante no ponto de estação. (a) média no horário das 00 UTC e (b) média no horário das 12 UTC.

3.4. Avaliação do prognóstico do CO₂ na atmosfera

Processos de solo controlados pelo estoque de carbono e umidade são processos bastante lentos. Portanto, em modelagem, normalmente utiliza-se uma técnica denominada de “*spin-up*”. Esta técnica consiste em executar o modelo por vários anos até que a mudanças em seus campos fiquem menor que um certo “*delta*”, considerando que neste ponto o modelo está em equilíbrio (YANG *et al.*, 1995). No entanto, esse é um procedimento muito caro computacionalmente, e no caso deste estudo é extremamente difícil de aplicar esta técnica, devido ao grande número de pontos a serem simulados. Com o intuito de reduzir a necessidade do *spin-up*, o modelo foi iniciado com campos mais próximos possíveis do valor observado, tal como valores observados de conteúdo de carbono no solo (BATJES, 1996) e umidade do solo estimada por

um modelo *off-line* forçado com precipitação derivada de sensoriamento remoto (GEVAERD e FREITAS, 2006).

A condição inicial e a de contorno para o parâmetro CO₂, nas simulações com o modelo JULES-CCATT-BRAMS, foram obtidas com as concentrações de CO₂ provenientes do sistema CarbonTracker/TM5 (KROL *et al.*, 2005; PETERS *et al.*, 2007). Os fluxos biogênicos de CO₂ em superfície foram prognosticados pelo JULES e fontes antropogênicas de CO₂ são estimadas a partir da detecção de focos de queimada via sensoriamento remoto e inventários de fontes industriais e queima de combustíveis fósseis (FREITAS *et al.*, 2011; ALONSO *et al.*, 2010). A massa de CO₂ é transportada e dispersada verticalmente e horizontalmente na atmosfera pelo componente CCATT.

3.4.1. Perfil vertical do CO₂

Para avaliar a capacidade do sistema de modelagem JULES-CCATT-BRAMS reproduzir perfis observados de CO₂, foram utilizados os dados amostrados em perfis de avião descritos na seção 3.2.2, e como referência, foi apresentado também o perfil proveniente do sistema CarbonTracker/TM5, no qual foi utilizado a sua concentração de CO₂ como condição inicial e de contorno para o modelo JULES-CCATT-BRAMS. A Figura 3.9 apresenta oito perfis de concentrações de CO₂, sendo quatro para estação úmida (a, b, c e d) e quatro para estação seca (e, f, g e h). Para a estação úmida, é observado nesta figura que em geral o modelo JULES-CCATT-BRAMS obteve melhor resultado que o TM5, sobretudo nos níveis próximos à superfície. Em níveis mais altos, ambos os modelos foram capazes de simular bem o CO₂, exceto para Rio Branco (RBA) em 13 março de 2010, onde o erro foi em torno de 2 ppm, mas ainda pode-se considerar uma boa previsão, pois este erro é menor que 1 % da concentração observada. Os erros dos modelos em baixos níveis são maiores, principalmente na CLP, este fato provavelmente está relacionado às dificuldades em simular inúmeros processos atmosféricos (por exemplo: saldo

de radiação de superfície, transporte turbulento em escala sub-grade, transporte em escala sub-grade por convecção) e fluxos de carbono entre a superfície e a atmosfera. Por outro lado, em níveis mais altos, a concentração de CO₂ do JULES-CCATT-BRAMS fica muito próxima do TM5, como era de se esperar.

As simulações de CO₂ para a estação seca apresentam divergências pouco mais elevadas entre os dados simulados e observados. Uma razão para isso pode estar associada ao impacto da emissão de CO₂ pela queima de biomassa na bacia amazônica, que também tem um alto grau de incerteza na estimativa das emissões. Apesar da divergência entre os valores absolutos de CO₂, a estrutura vertical de CO₂ simulado por JULES-CCATT-BRAMS se assemelha bem a observação, pelo menos para os níveis mais abaixo de 2500m. Acima desta altura, o perfil simulado é largamente influenciado pelos dados do sistema CarbonTracker/TM5 usados como condição de contorno.

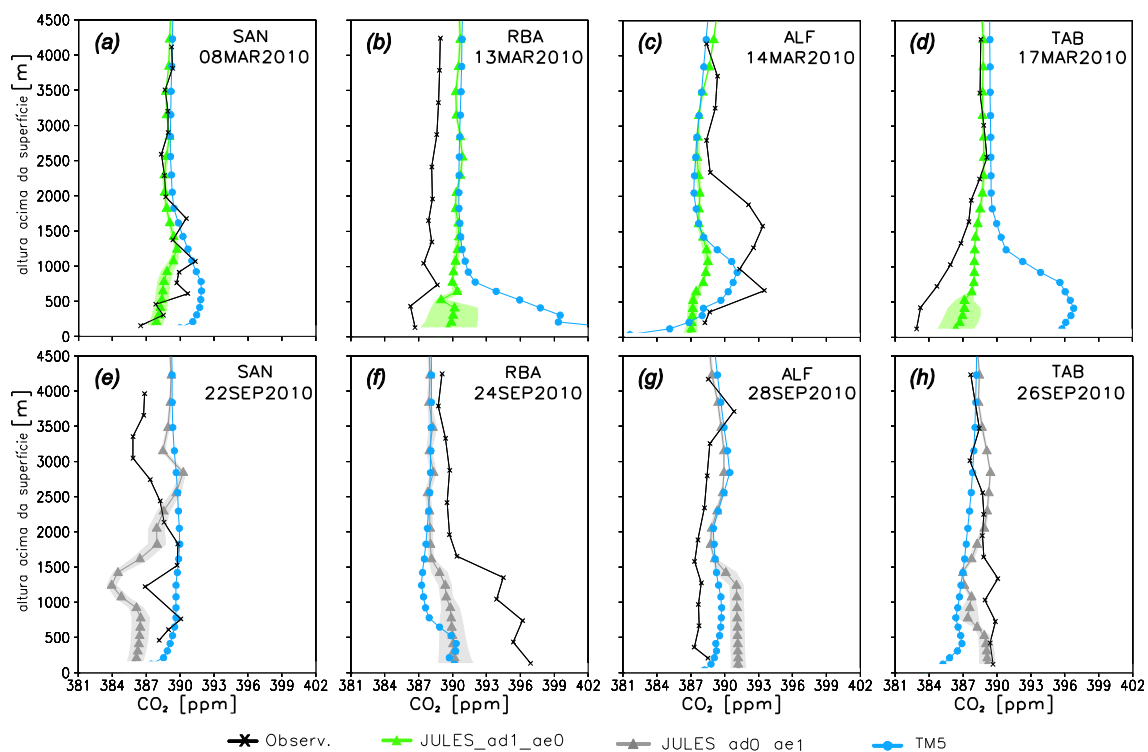


Figura 3.9 – Perfis da concentração de CO_2 . Linhas pretas são dados observados a bordo de um avião em torno das 16 às 18 UTC (vide seção 3.2.2), linhas azuis são provenientes do TM5 às 15 UTC, porque possui frequência de três horas, e as linhas verdes e cinzas são provenientes do JULES-CCATT-BRAMS com média nos horários 16 e 17 UTC. O sombreado verdes/cinza em torno da curva verde/cinza representa o desvio padrão da média nos dois horários.

3.4.2. Ciclo diurno do CO_2 em superfície

A Figura 3.10 mostra a evolução diária da concentração de CO_2 média no mês de março de 2010. Um aumento é observado durante a noite devido a respiração das plantas, e um decréscimo é visto durante o dia, devido a processos fotossintéticos e aprofundamento da camada limite planetária. Assim, a concentração máxima normalmente ocorre logo após o nascer do sol e a mínima antes de anoitecer. Também há um acúmulo de CO_2 no dossel em noites calmas que é liberado quando o vento aumenta logo pela manhã. Observa-se nesta figura que o JULES-CCATT-BRAMS representou muito bem o ciclo diurno do CO_2 . O TM5 também teve uma boa representação, embora a

figura mostre o valor máximo de concentração um pouco abaixo do observado, mas deve-se atentar-se para o fato de que a frequência temporal deste modelo é de 3 horas, ou seja, não é possível saber se existem valores mais elevados entre o horário das 06 UTC às 12 UTC. A subestimativa, no período diurno, de aproximadamente 3 ppm, de ambos os modelos, pode estar relacionada ao fato do mapa de carbono no solo possuir baixa resolução espacial (0.5 graus). O modelo JULES é bastante sensível a esse parâmetro, logo, se o carbono do solo utilizado pelo JULES é menor do que o valor real no local da torre, o fluxo de carbono a partir do solo pode ser subestimado.

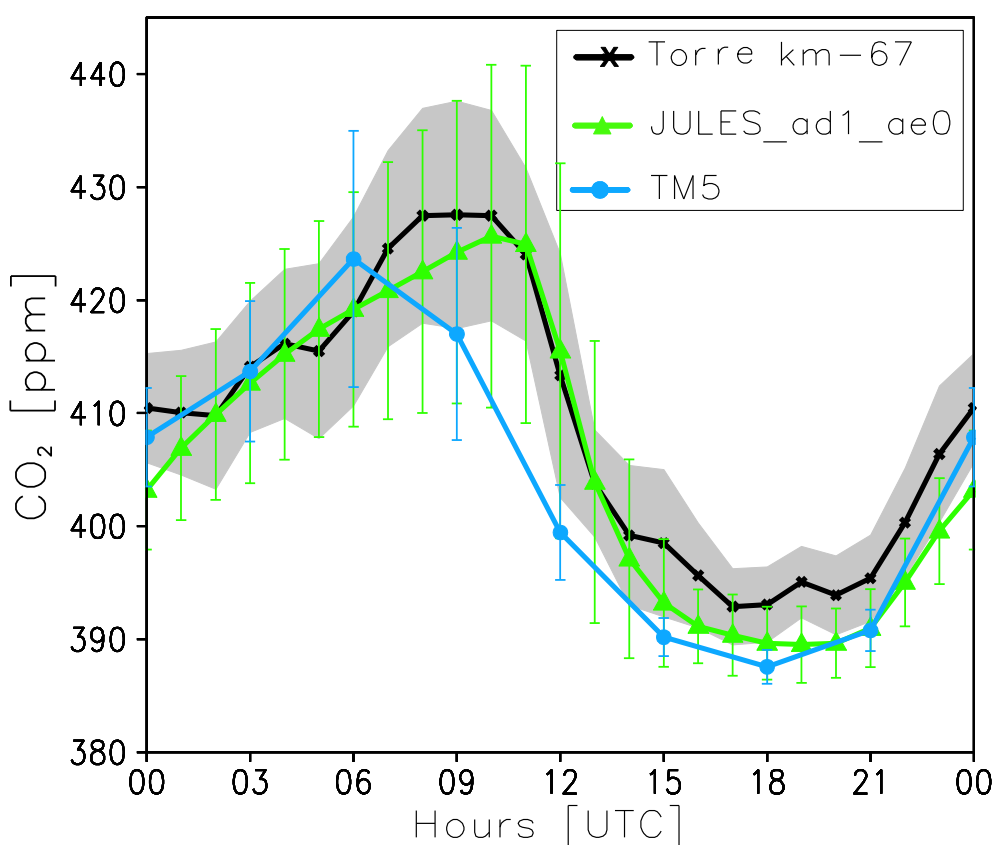


Figura 3.10 – Ciclo diurno médio da concentração de CO₂ no mês de março de 2010. Linha preta representa a média dos dados observados na torre do km-67 a uma altitude de 57.9 metros (vide seção 3.2.2); linha verde corresponde ao JULES-CCATT-BRAMS a uma altitude de 39.2 metros (primeiro nível sigma do modelo) e linha azul ao TM5, ambos interpolados bilinearmente para a localização da torre.

3.5. Considerações finais sobre o novo modelo

O módulo de solo/vegetação JULES acoplado ao modelo químico/atmosférico CCATT-BRAMS proporcionou um ganho significativo de desempenho em comparação com o módulo de superfície original (LEAF) e ampliou muito a possibilidade de trabalho com este modelo, devido aos novos processos simulados pelo JULES.

As simulações com o novo sistema JULES-CCATT-BRAMS melhorou a modelagem em escala regional da temperatura da superfície e do ponto de orvalho, o qual se acredita estar associado com uma melhor representação da interação da superfície-atmosfera proporcionada pelo esquema de superfície JULES. Também houve uma redução no erro da pressão atmosférica reduzida ao nível médio do mar. No caso da velocidade do vento a 10 metros, a comparação com os dados observados das estações de superfície mostraram que o regime de superfície original (LEAF) proporcionou melhores resultados. No entanto, quando comparado com os dados de radiossondagens, foram observados erros semelhantes em magnitude do vento para ambos os esquemas de superfície, JULES e LEAF, para todos os experimentos.

Os erros da temperatura e pressão, nas simulações com o JULES-CCATT-BRAMS, estão menores que o da reanálise do ECMWF. Para as outras variáveis, temperatura do ponto de orvalho e precipitação, a reanálise do ECMWF proporcionou melhor resultado, mas deve-se considerar o fato de que muitos dos dados utilizados como referência no cálculo do erro podem ter sido usados na elaboração desta reanálise. Também, parte dos erros apresentados pode ter origem na própria análise do NCEP, utilizada como condição inicial e de contorno.

O modelo CCATT-BRAMS agora é capaz de simular o ciclo do carbono regional, incluindo ação antrópica (urbana e processos de queima de biomassa) e fluxos biogênicos. O modelo JULES-CCATT-BRAMS conseguiu simular bem os fluxos de CO₂, em superfície, pelo menos para o ponto avaliado

(torre km-67). As comparações entre os perfis verticais simulados por este modelo com os perfis observados e do modelo TM5, mostraram que o JULES-CCATT-BRAMS conseguiu uma melhoria em relação ao TM5, que foi utilizado como condição inicial e de contorno. No entanto, é possível, melhorar o resultado do modelo por meio de inclusão de melhores condições iniciais e de contorno, tais como: (a) campos com concentrações de CO₂ com maior resolução, pois nestas simulações com 20x20 km de resolução horizontal foi utilizado os arquivos do sistema CarbonTracker/TM5 com resolução de ~300x200 km; (b) mapa de carbono no solo com melhor resolução; (c) mapas de textura de solo mais atualizado; (d) campo de umidade do solo sendo gerado pelo próprio modelo JULES, ou seja, utilizar o JULES para gerar os mapas de umidade do solo e utilizando textura de solo idênticas à da simulação. Também é possível fazer outros ajustes nos parâmetros do JULES, para o modelo adequar melhor à região da simulação e ajustes no modelo atmosférico, tais como parâmetros de turbulência e advecção. Para a realização das simulações apresentadas na seção 5 (Fluxos de CO₂) foram realizados alguns dos procedimentos descritos acima, os quais estão descritos na seção 5.2 (Dados e metodologia).

Portanto, este novo sistema representa um importante passo no sentido de uma melhor compreensão da interação entre o ecossistema e os processos atmosféricos da região, devido à capacidade de JULES em simular a fotossíntese, a respiração, a dinâmica da vegetação, entre outros processos.

4 SIMULAÇÃO DO EFEITO RETIFICADOR

4.1. Introdução

Como descrito na revisão bibliográfica, nuvens cúmulos transportam verticalmente gases traço e as linhas de instabilidade (LI's), que são constituídas de um conjunto de nuvens cúmulos, além do transporte vertical também podem ser responsáveis pelo transporte horizontal, pois estas geralmente possuem deslocamento horizontal com velocidade que chega a atingir 60 km/h, no sentido do litoral para o interior do continente. Considerando que as LI's são fenômenos de grande importância para a região amazônica, principalmente em localidades mais ao leste desta região, nesta seção, será investigado o transporte do CO₂ em uma condição de Linha de Instabilidade usando modelagem numérica.

A região amazônica também é caracterizada pela existência de vários sistemas convectivos isolados que ocorrem principalmente no período da tarde. Portanto nesta seção também será analisada a destreza dos modelos atmosféricos em simular o transporte vertical do CO₂. Aqui o transporte vertical será simulado explicitamente, empregando grades de alta resolução espacial que permitem que circulações convectivas sejam resolvidas explicitamente pela dinâmica do modelo, e através de parametrizações convectivas, usadas em grades de baixa resolução espacial para simular os transportes de escala sub-grade.

Uma simulação realista do transporte vertical do CO₂ é essencial para representar adequadamente o Efeito Retificador (EF), o qual faz com que as concentrações de CO₂ próximas à superfície não fiquem demasiadamente baixas e as concentrações na alta troposfera não fiquem muito elevadas.

4.2. Dados e Metodologia

Através de análise de imagens de satélite, foi identificado um período em que a região amazônica estava sob a influência de uma Linha de Instabilidade (16 e 17/Mar/2010) e outro período com vários sistemas convectivos isolados, provavelmente desenvolvidos como resposta ao aquecimento superficial, atuando nesta região (13/Mar/2010).

Utilizando os procedimentos descritos na seção 3.2.1, foram gerados os arquivos de condição inicial e de contorno atmosféricos (DP's) para estes dois períodos, com frequência de 6 horas. De posse destes arquivos, foi utilizado o modelo JULES-CCATT-BRAMS para realizar uma simulação em uma grade de 20 km de resolução horizontal, centrada em 59°W;3.2°S, a qual cobre toda a região amazônica e parte dos oceanos adjacentes. O objetivo desta simulação foi apenas de possibilitar uma primeira redução de escala ("*downscaling*"), passando de ~35 km (análises do NCEP) para 20 km. Portanto nesta simulação foi utilizado um forte *nudging* no centro da grade (valor utilizado de 10800 segundos), em adição ao *nudging* lateral e no topo do modelo já comumente usados, para que esta simulação retratasse com fidedignidade as condições descritas pelos dados do NCEP. De posse do resultado desta simulação foram gerados os novos DP's com resolução horizontal de 20 km para alimentarem a simulação do EF.

4.3. O caso da Linha de Instabilidade

A Figura 2.13 apresenta quatro imagens do satélite GOES mostrando uma LI que se formou na costa nordeste da região amazônica no dia 16/Mar/2010 por volta das 12 UTC e se propagou para o interior do estado do Pará, dissipando no dia 17/Mar/2010 em torno das 13 UTC. Para estudar o Efeito Retificador provocado por esta LI, foi executada uma simulação com resolução de 2 km, com a grade centrada em 52°W;3.8°S e abrangendo uma área aproximada de 1100x1100 km². Esta simulação foi iniciada no dia 15/Mar/2010 às 12 UTC e integrada por dois dias e meio, com frequência de saída do estado atmosférico a cada 10 minutos. Os resultados desta simulação estão apresentados na Figura 4.3, Figura 4.2 e Figura 4.3.

Na Figura 4.3a observa-se uma linha de precipitação que estende desde as proximidades da Ilha de Marajó até a fronteira entre os estados do Tocantins e Maranhão. Esta linha de precipitação encontra-se relativamente na mesma posição da LI observada via satélite no dia 17/Mar/2013 às 02 UTC (Figura 2.13b), indicando que o modelo JULES-CCATT-BRAMS conseguiu simular relativamente bem sua localização espacial. Nesta figura foram delimitadas duas regiões: Região-A, em azul, onde o modelo simulou alto índice pluviométrico no intervalo de 00 a 03 UTC de 17Mar/2010 e Região-B, em vermelho, onde o índice pluviométrico acumulado neste período foi inferior a 1 mm.

Observando as linhas finas da Figura 4.3b nota-se que antes da chegada da LI na região A e B os perfis de CO₂, em ambas as regiões, eram muito próximos, com diferença um pouco maior em baixos níveis (abaixo de ~2 km). Mas após a chegada da LI, observa-se que o perfil médio da concentração de CO₂ na Região-A (linha azul grossa) aumentou em relação ao da Região-B (linha vermelha grossa). Este comportamento é explicado pelo transporte vertical do CO₂ provocado pelo sistema convectivo atuante na Região-A e devido ao fato de este sistema convectivo ter ocorrido durante a noite, onde a concentração

de CO₂ em baixos níveis estava elevada. Observa-se nesta mesma figura que em ambas as regiões haviam concentrações médias acima de 390 ppm próximo à superfície. Logo, a forte corrente ascendente, provocada pelo sistema convectivo, fez com que esta alta concentração de CO₂ fosse transportada para níveis superiores e, conseqüentemente, elevando a concentração de CO₂ nos níveis onde ocorreu o desentranhamento das massas de ar. Nota-se que o sistema convectivo foi capaz de aumentar a concentração de CO₂ desde o nível de aproximadamente 6 km até níveis em torno de 13 km de altura. Ao comparar as duas linhas vermelhas, percebe-se que na Região-B houve diminuição da concentração de CO₂ em níveis abaixo de ~6 km. Esta redução foi causada por uma massa de ar, com baixa concentração deste gás, que veio do Oceano Atlântico impulsionada por ventos predominantemente de leste nestes níveis (não mostrado, mas bem semelhante ao apresentado na Figura 4.5b).

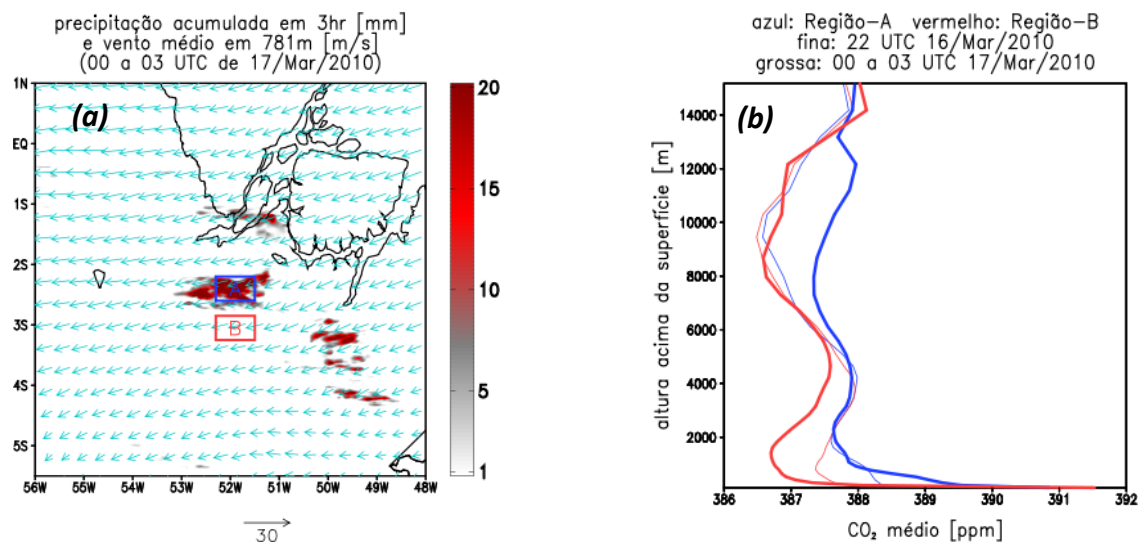


Figura 4.1 – Linha de Instabilidade simulada pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS: (a) precipitação acumulada de 00 a 03 UTC de 17/Mar/2010 [mm] e vento médio neste período no nível de 781 metros [m/s]. (b) Perfil médio de CO₂ [ppm], linhas finas às 22 UTC de 16/Mar/2010 e linhas grossas entre 00 a 03 UTC de 17/Mar/2010; linhas azuis corresponde à média na Região-A e vermelhas na Região-B.

Na Figura 4.2a é possível observar que a convecção na Região-A iniciou-se por volta das 23:30 UTC do dia 16/Mar/2010 e finalizou em torno das 01:30 do dia 17. O modelo simulou fortes correntes ascendentes neste período que transportou para níveis superiores massas de ar com alta concentração de CO₂ que se encontrava próxima à superfície. Comparando esta figura com a Figura 4.2b notam-se que antes da chegada da LI os perfis em ambas as regiões eram muito semelhantes, mas após a passagem da LI pela Região-A, esta ficou com concentrações maiores em altos níveis (~10 km). Nestas duas figuras foi utilizada uma escala de cores para destacar a diferença da concentração de CO₂ em altos níveis, mas devido ao fato da concentração próxima à superfície ser bem maior que o valor máximo definido para esta escala (388 ppm) ficou a falsa impressão de que na Região-A a concentração de CO₂ próxima à superfície ficou superior à Região-B, mesmo depois do sistema convectivo ter elevado para altos níveis parte desta concentração. Mas, ao analisar apenas os níveis próximos à superfície, utilizando nova escala de cores (Figura 4.4c e Figura 4.4e), nota-se que na Região-A, em torno da 00 UTC, o sistema convectivo “sugou” parte do CO₂ que estava próximo da superfície. Também ocorreu uma subsidência por volta das 1:30 UTC que provavelmente transportou para a superfície massa de ar superior com concentrações menores de CO₂. Portanto, observa-se que as 1:30 UTC na Região-A havia em superfície concentrações bem mais baixas do que na Região-B. Nota-se também que após a passagem da LI pela Região-A a CLP ficou mais alta nesta região, pois na Região-B a alta concentração de CO₂ ficou confinada em níveis até ~200 metros, enquanto que na Região-A houve uma diluição que atingiu 800 metros de altura.

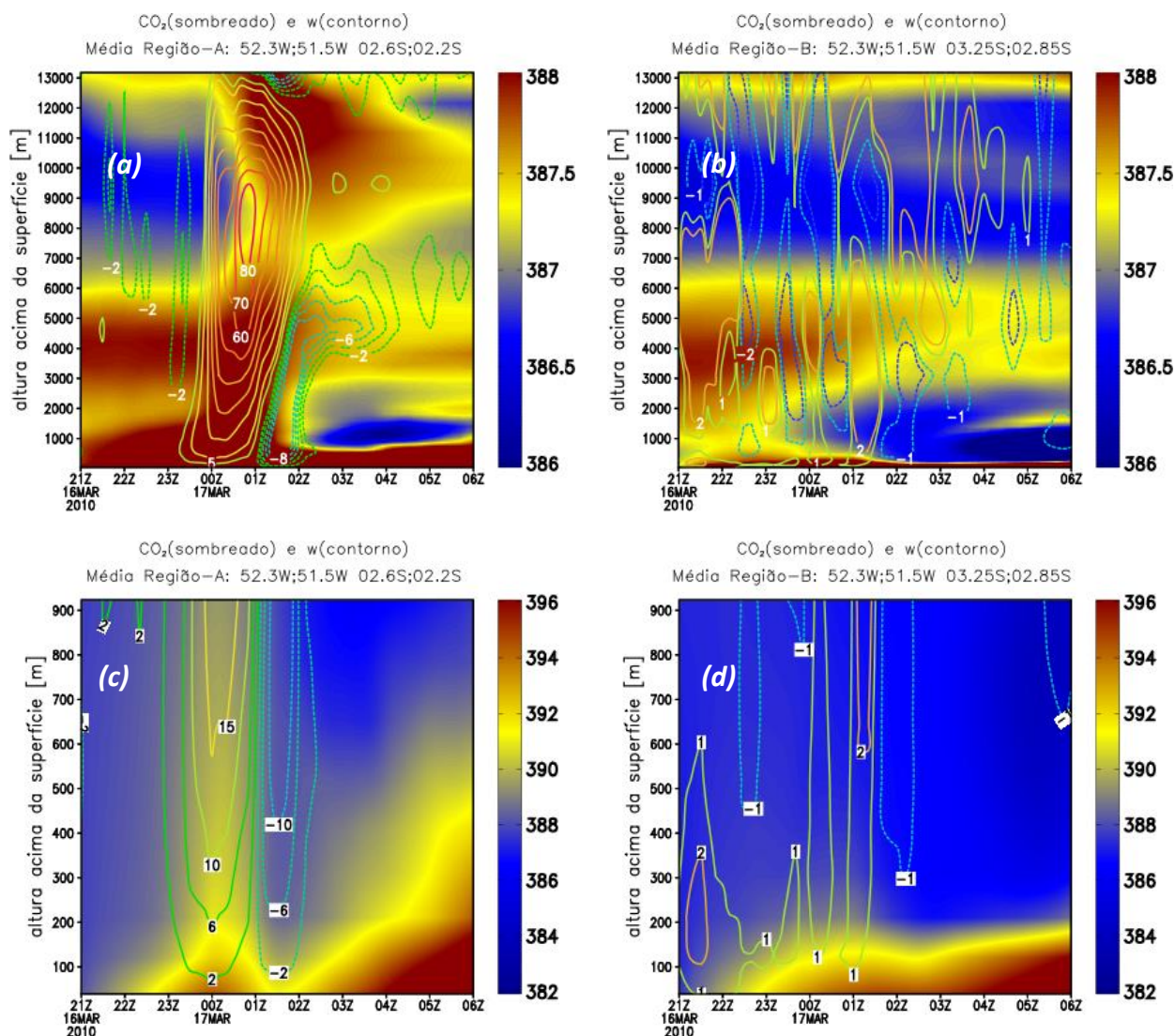


Figura 4.2 – Efeito retificador simulado pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS: (a) média na concentração de CO₂ [ppm] (sombreado) e velocidade vertical [cm/s] (contorno) na Região-A. (b) Idem à figura (a), mas média na Região-B. (c) e (d) Semelhantes a (a) e (b), respectivamente, mas mostrando apenas níveis próximos à superfície.

Na Figura 4.5a também é possível observar a alta concentração de CO₂ na Região-A no nível de aproximadamente 9500 metros, após a passagem da LI. A Figura 4.5a e Figura 4.5b destaca o transporte horizontal do CO₂, observa-se que antes da chegada da LI os ventos no nível de 9457 metros eram predominantemente de sudeste, durante a passagem da LI o vento passou a ser predominantemente de leste, trazendo para a região amazônica massa de

ar com relativa baixa concentração de CO₂ (em torno de 386 ppm). Após a passagem da LI o vento mudou sua direção para nordeste. Observando estas figuras da para estimar que a velocidade horizontal da LI foi em torno de 37 km/h, pois ela atingiu a longitude de 48°W aproximadamente às 13 UTC do dia 16/Mar/2010 e chegou em 52°W em torno das 01 UTC do dia 17.

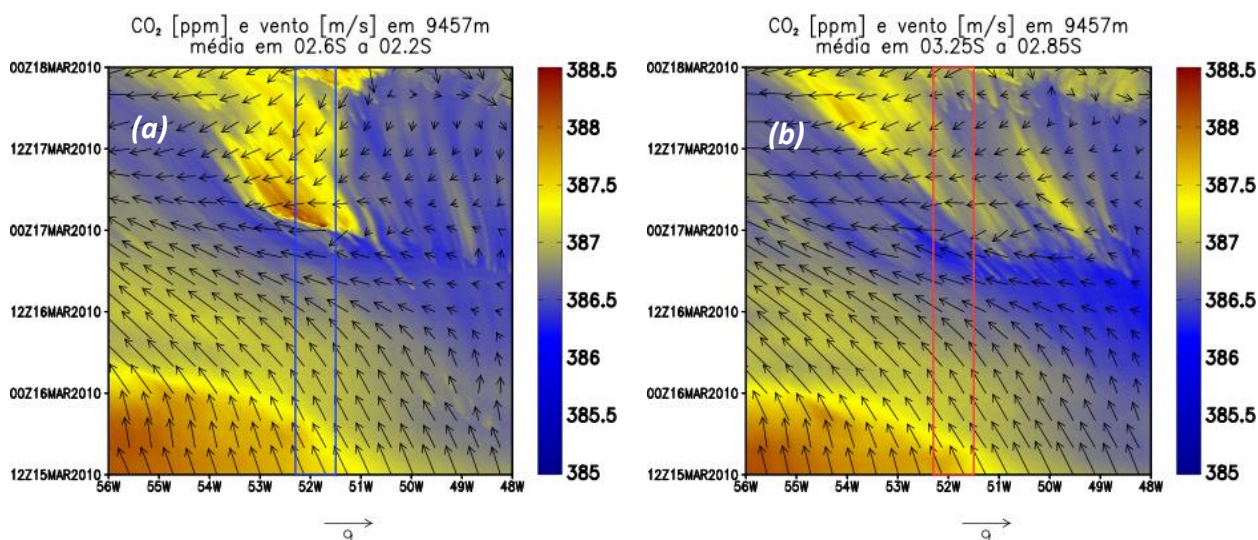


Figura 4.3 – Concentração de CO₂ [ppm] e vento [m/s] no nível de 9457 metros: (a) média na latitude de 2.6°S a 2.2°S. (b) média na latitude de 3.25°S a 2.85°S.

Portanto, os sistemas convectivos constituintes desta Linha de Instabilidade favoreceram o Efeito Retificador, levando o CO₂ de baixos níveis para altos níveis. Neste caso o sistema convectivo ocorreu no período noturno, onde havia concentrações de CO₂ mais elevadas próximo à superfície, devido ao processo de respiração. Logo, este sistema agiu de forma a aumentar a concentração de CO₂ em altos níveis e diminuir em níveis próximos à superfície. Ele também fez aumentar a altura da camada limite planetária durante e após a sua passagem. Os fortes ventos predominantes de leste durante a LI fizeram com que massas de ar com baixa concentração de CO₂, proveniente do Oceano Atlântico, fossem injetadas na região amazônica.

4.4. Sistemas convectivos de mesoescala

Devido ao aquecimento diurno, os sistemas convectivos de mesoescala normalmente se formam no período da tarde, horário em que a superfície está bastante quente. Ao aquecer a massa de ar próxima à superfície ganha empuxo e adquire velocidade vertical ascendente. Na região amazônica durante a estação úmida, a atmosfera possui grande quantidade de vapor, e com a ascensão, este vapor perde calor pela expansão e pelo resfriamento radiativo, condensando nas partículas em suspensão (núcleos de condensação) e posteriormente podendo atingir o estado sólido, dependendo da magnitude do resfriamento. Observa-se na Figura 4.4 uma sequência de imagens do satélite GOES que mostram que às 15 UTC do dia 13/Mar/2010 praticamente não havia nuvens profundas, às 17 UTC começa a aparecer algumas e às 21 UTC o estado do Amazonas está coberto com grande quantidade de nuvens, com temperatura no topo em torno de $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$, indicando nuvens que atingiram alturas acima de 10 km.

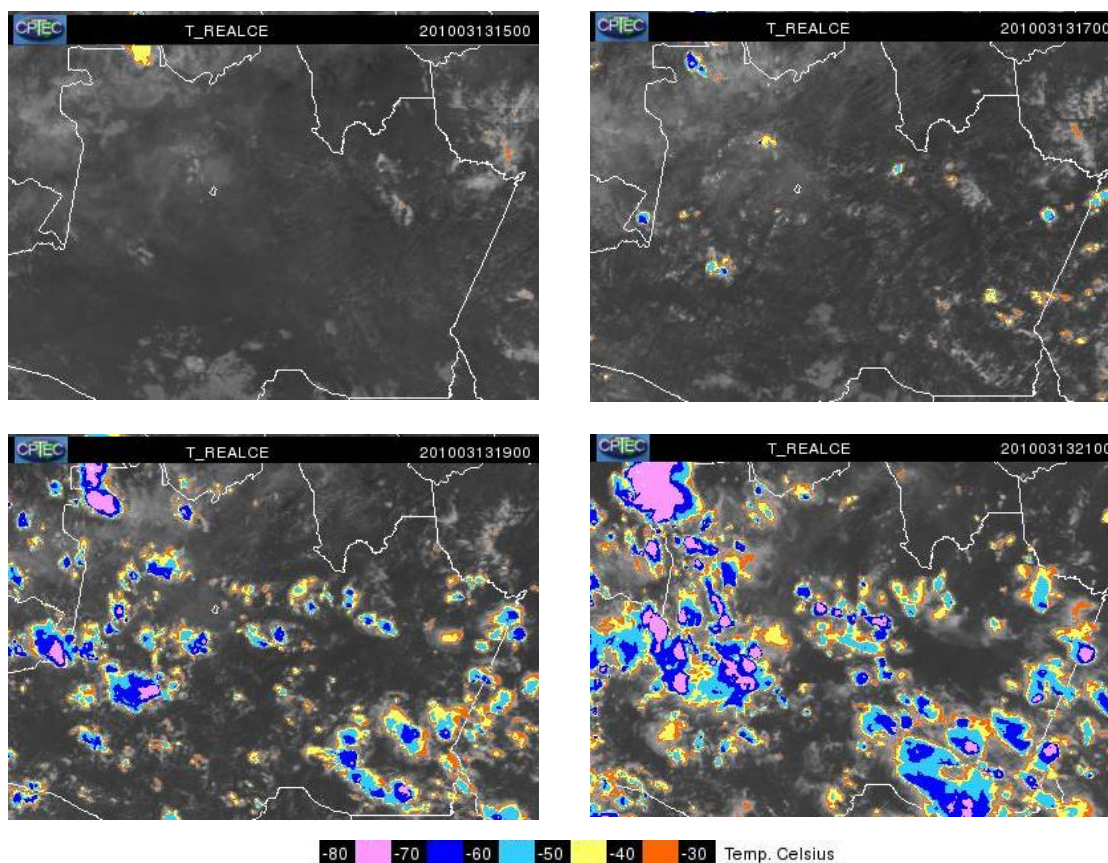


Figura 4.4 – Imagens do satélite GOES mostrando sistemas convectivos formados à tarde do dia 13/Mar/2010.

Fonte: DSA/CPTEC/INPE - http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_anteriores.jsp?i=br

Em uma região de florestas, a concentração de CO_2 em níveis próximos à superfície normalmente é mínima no período da tarde, devido à assimilação de CO_2 pelo processo fotossintético que ocorreu ao longo do dia. Conseqüentemente, pelo fato do sistema convectivo atuar aproximadamente no mesmo horário em que ocorre o mínimo de concentração de CO_2 , as correntes ascendentes irão transportar esta massa de ar, com déficit de CO_2 , para altos níveis (DICKERSON *et al.*, 1987).

Modelos numéricos com baixa resolução espacial utilizam parametrizações de cúmulos para simular os sistemas convectivos, os quais não podem ser resolvidos explicitamente. No entanto, devido à complexidade dos processos

físicos que modulam o ciclo diurno, os modelos numéricos muitas vezes não conseguem reproduzir realisticamente o ciclo diurno, antecipando a formação dos sistemas convectivos em várias horas (BETTS e JAKOB, 2002). Estes autores sugerem que este fato pode estar associado à subestimação dos modelos em simular cúmulos rasos, sendo que a instabilidade e umidade do ambiente em presença de cúmulos rasos controlam a transição destes para cúmulos profundos. Entretanto, esta transição também não é bem representada nas parametrizações de cúmulos. Silva *et al.* (2012) compararam imagens de radar com simulações do modelo BRAMS, executadas com resolução espacial de 25 km, nas quais utilizou a parametrização de cúmulos profundos proposta por Grell e Dévényi (2002). Estes autores concluíram que o modelo BRAMS antecipou o disparo da convecção em torno de 5 horas. Consequentemente, ao utilizar parametrizações de cúmulos os sistemas convectivos normalmente atuam em horários que a concentração de CO₂ próxima à superfície ainda está elevada. Logo, nestas simulações os sistemas convectivos transportam para alta troposfera massas de ar ricas em CO₂ de modo bastante irrealístico.

Para o estudo do Efeito Retificador provocado por um sistema convectivo de mesoescala foram realizadas duas simulações utilizando como condição de contorno a simulação de 20 km descrita anteriormente. Ambas foram centradas em 65°W;5°S e abrangendo área de aproximadamente 1100x1100 km. Foram iniciadas no dia 01/Mar/2010 às 00 UTC e integradas por 22 dias, com frequência de saída de 30 minutos. Uma das simulações empregou uma grade com resolução espacial de 2 km sem ativar a parametrização de cúmulos profundos, pois nesta resolução pode-se pressupor que o modelo consegue simular a maior parte da convecção explicitamente. Outra simulação foi executada com resolução espacial de 10 km, ativando a parametrização de cúmulos rasos (SOUZA e SILVA, 2003) e cúmulos profundos (GRELL e DÉVÉNYI, 2002) para simular os transportes de escala sub-grade. Foi calculada a média horária utilizando os últimos 21 dias de simulação,

descartando o primeiro dia, período em que o modelo poderia estar não ajustado dinamicamente, comumente conhecido como período de “*spin-up*”.

A Figura 4.5 apresenta a média diária dos 20 dias de integração. Observa-se na simulação de 2 km (Figura 4.5a) que o mínimo da concentração de CO₂ (397.9 ppm) ocorreu praticamente no mesmo horário em que ocorreu o máximo da precipitação (0.32 mm), ou seja, em torno das 18 a 20 UTC. Entretanto, na simulação de 10 km, na qual se fez uso da parametrização de cúmulos (Figura 4.5b), o mínimo da concentração de CO₂ continuou em torno das 18 a 20 UTC, mas o máximo de precipitação (0.69 mm) ocorreu em torno de 13:30 UTC, horário em que havia ainda muito CO₂ dentro da CLP (408.5 ppm), ou seja, concentração superior a 10 ppm em relação ao horário de máxima convecção da simulação de 2 km. Comparando estas duas figuras, também se percebe que na simulação de 10 km o valor máximo da precipitação foi bem mais elevado (aproximadamente o dobro), mas ficou concentrado um em curto intervalo de tempo (chuvas fortes e rápidas), enquanto que na simulação de 2 km ocorreram chuvas mais fracas e mais duradouras. Também se pode observar que a amplitude do ciclo diurno da concentração de CO₂ foi maior na simulação de 10 km. Provavelmente este comportamento deve-se ao fato da ocorrência de maior volume diário de precipitação nesta simulação (média de 11 mm/dia) do que na de 2 km (média de 6 mm/dia). Conseqüentemente, o solo da simulação de 10 km ficou mais úmido, o que favoreceu a respiração do solo (aumento do CO₂ noturno) e a fotossíntese (maior assimilação do CO₂ no período diurno).

A Figura 4.5c e Figura 4.5d mostram o perfil vertical da concentração de CO₂, média na região da simulação de 2 km e 10 km, respectivamente. Nota-se que na simulação de 10 km existem concentrações maiores de CO₂ em altos níveis e menores em níveis próximos à superfície. Este comportamento também pode ser observado na Figura 4.6, no período da tarde em baixos níveis (superfície até ~3.5 km) a concentração de CO₂ simulada com resolução de 2 km é maior que a de 10 km, enquanto que em níveis mais altos (~ 3.5 km a ~14 km) ocorre

o inverso e a partir da altura de ~14 km as concentrações prognosticadas por ambas simulações passam a ser semelhantes. Esses efeitos devem-se ao fato da simulação com parametrização de cúmulos antecipar a formação da convecção para um horário em que a concentração de CO₂ está em torno de 10 ppm mais elevada do que o horário da convecção simulada explicitamente pela dinâmica e microfísica de nuvens. Portanto, na simulação de 10 km as correntes ascendentes, provocadas pelos sistemas convectivos, fizeram com que massas de ar ricas em CO₂ fossem levadas para a alta troposfera, enriquecendo este nível e empobrecendo níveis próximos à superfície. Mas como foi citado anteriormente, esta é uma falha dos modelos que fazem uso de parametrizações de cúmulos.

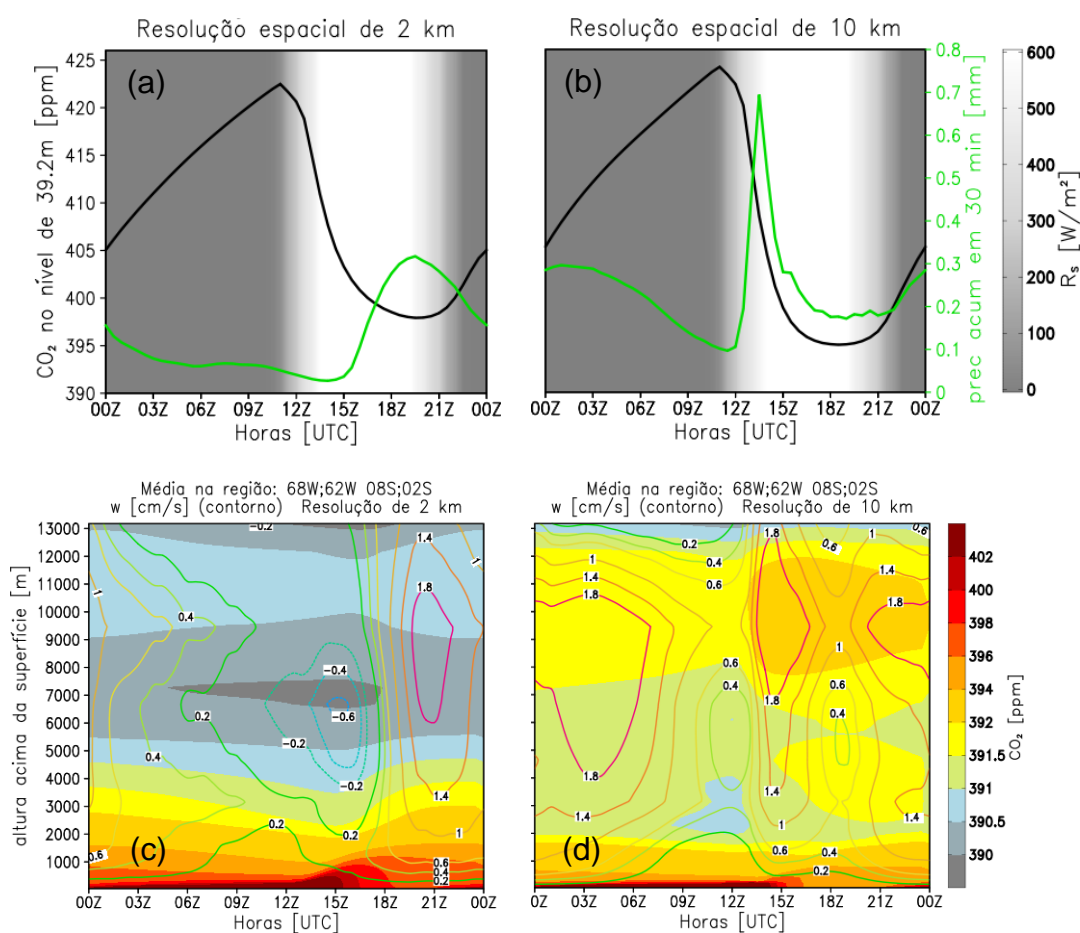


Figura 4.5 – Comparações entre simulação com resolução de 2 km e resolução de 10 km. Média na região: 68W;62W 8S;2S e média diária do dia 01 a 22/Mar/2010. (a) e (b) mostram a concentração de CO₂ em 39.2 metros

e a precipitação acumulada em 30 minutos para a simulação com 2 km de resolução e 10 km, respectivamente. (c) e (d) mostram o perfil da concentração de CO₂ e as isolinhas representam os movimentos verticais médios [cm/s].

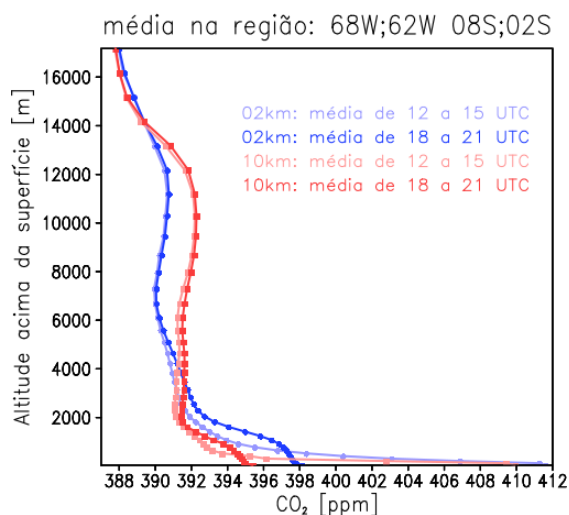


Figura 4.6 – Perfil vertical do CO₂, média na região: 68W;62W 8S;2S. As linhas mais claras correspondem à média no período da manhã (12 a 15 UTC) e as escuras no período da tarde (18 a 21 UTC). As cores em tons de azul correspondem à simulação com resolução se 2 km e de tons vermelho à simulação com resolução se 10 km.

A correta distribuição vertical do CO₂ em modelos numéricos é crucial. Pois, existem vários processos que podem levar um modelo a obter previsões futuras incertas caso o perfil do CO₂ não esteja corretamente representado. Por exemplo, como apresentado na revisão bibliográfica, se a concentração de CO₂ próxima à superfície ficar mais baixa/alta pode ocorrer uma menor/maior assimilação do CO₂ atmosférico pelo processo fotossintético, contudo, afetando diretamente o balanço global do CO₂ e indiretamente os fluxos de calor latente e sensível, sendo que este afetarão praticamente todos os processos simulados pelo modelo. Modelos climáticos geralmente possuem baixa resolução espacial, pela necessidade deles serem “leves”, para ter a capacidade de simular vários anos com tempo de processamento relativamente curto. Portanto, se não for considerado nestes modelos esta possível

defasagem da convecção, o prognóstico da concentração de CO₂ pode ter erros significativos devido ao efeito descrito acima. Desta forma, esta seção aponta para a necessidade do desenvolvimento de parametrizações convectivas que simulem o ciclo diurno sobre áreas de florestas com maior realismo, não somente para uma previsão da variação intra-diurna da precipitação, mas também para estudos de balanço de carbono na atmosfera.

5 Fluxos de CO₂ na região amazônica

5.1. Introdução

Os resultados descritos nesta seção têm por objetivo fornecer uma melhor compreensão dos fluxos biogênicos de CO₂ na região amazônica. Será abordada sua variabilidade espacial, bem como discutidos os principais mecanismos que contribuem para esta heterogeneidade espacial e avaliada a sensibilidade dos fluxos mediante as variações destes mecanismos. Cada bioma possui características próprias, respondendo de formas distintas às variações que ocorrem em superfície e na atmosfera. Portanto, serão estudados separadamente os fluxos de CO₂ proveniente de cada bioma e também os fluxos líquidos, que são ponderados pela fração do bioma no ponto de grade.

Nos últimos anos, a comunidade científica tem notado que os aerossóis de queimadas podem afetar de maneira significativa o tempo e até mesmo o clima de uma determinada região. Já é praticamente consenso de todos que a presença de aerossóis contribui para o aumento da produtividade primária bruta, mas, ainda existem várias dúvidas sobre esta questão. Por exemplo, não existe ainda uma relação que determina o quanto o GPP irá aumentar em função da quantidade de aerossol presente na atmosfera. Também ainda não é possível saber se o principal fator que contribui para o aumento do GPP, em função da presença do aerossol, é devido ao acréscimo na fração difusa, em função do espalhamento da luz que atinge a partícula de aerossol, ou se é devido ao efeito radiativo, resultante da redução da temperatura e do pico da radiação que chega a superfície, sendo que estes são limitantes para a fotossíntese. Além destes dois efeitos dos aerossóis existem vários outros que podem ser determinantes para os fluxos de CO₂ e que ainda não está bem esclarecido, sobretudo quando se considera longo período de tempo, tal como a oxidação das folhas pelo ozônio que pode danificar os estômatos e diminuir o NPP (SITCH *et al.*, 2007). As queimadas também emitem gases precursores

do ozônio, fazendo com que a sua produção seja aumentada (ARTAXO *et al.*, 2005). Portanto, nesta seção serão estudados os efeitos dos aerossóis de queimadas nos fluxos de CO₂ da região amazônica.

5.2. Dados e metodologia

Com o modelo JULES “*off-line*” foi realizada uma série de simulações para verificar a sensibilidade deste modelo mediante variações de parâmetros e condições iniciais. Estes experimentos também possibilitaram um melhor entendimento dos resultados proveniente do modelo acoplado.

As simulações realizadas para o estudo do fluxo de CO₂ na região amazônica foram elaboradas com o modelo JULES-CCATT-BRAMS, descrito na seção 3.1.5 e em Moreira *et al.* (2013). Mas, foi observado que os fluxos de CO₂ obtidos com as configurações originais não estavam muito coerentes com os que normalmente são encontrados na região amazônica. Portanto, para alcançar um melhor resultado, foram implementadas novas parametrizações no modelo e realizadas algumas alterações em condições iniciais e parâmetros, que serão descritas a seguir.

Com os novos ajustes/implementações foram executadas 121 simulações para avaliar o comportamento dos fluxos de CO₂ na região amazônica durante a estação seca e úmida.

5.2.1. Nova parametrização, ajustes e novas condições iniciais

1. **Separação entre radiação direta e difusa** – Foi incluída uma nova parametrização no código do CCATT-BRAMS encarregada de dividir a radiação global em direta e difusa. Esta parametrização leva em consideração a espessura óptica do aerossol no comprimento de onda de 670 nm e o ângulo zenital solar (YAMASOE e ROSARIO, 2009). Ela

não considera presença de nuvens, portanto, nas análises apresentadas foram considerados apenas os pontos de grade que possuíam nebulosidade correspondente a conteúdo de água na coluna inferior a 5 g/m².

2. **Inclusão do efeito da radiação difusa** – Para simular o efeito da fração difusa de radiação solar nos fluxos de CO₂ foi alterada, no *namelist* do JULES, a opção que trata da parametrização referente à penetração de radiação no dossel (variável: *can_rad_mod*), passando a utilizar a opção 5 em vez da 4. A opção 5 é um aperfeiçoamento da 4 (MERCADO *et al.*, 2009), incluindo: (a) penetração dos raios solares no dossel, (b) divisão de parte iluminada e sombreada em cada nível do dossel e (c) uma versão modificada da inibição da respiração das folhas durante o período diurno. No entanto, ao utilizar esta opção, inicialmente foi percebido que a respiração das plantas no período noturno estava ficando sempre nula. Foi exposto este problema à Dra. Lina Mercado (pesquisadora que implementou esta opção no JULES) e ela fez as devidas correções no código.
3. **Textura do Solo** – Foi observado que em algumas localidades da região amazônica o fluxo de CO₂ estava irrealista em relação aos dados observados publicados na literatura. Logo, foi substituída a textura de solo FAO-INPE (ZOBNER, 1999; ROSSATO *et al.*, 1998), com resolução de 55 km, pela GLDAS (RODELL *et al.*, 2004), com resolução de 0.25 graus (~27 km).
4. **Aumento da umidade do solo** – Também foi observado que a produtividade primária bruta estava abaixo dos valores esperados para a região florestada e também que, em algumas regiões com outro tipo de vegetação, o GPP estava praticamente nulo devido a valores irrealistas da umidade do solo prescrita. Portanto, foi realizado um ajuste empírico da umidade do solo, acrescentando 40% de umidade na região com

floresta e em todo o domínio foi imposta uma umidade mínima de: 0.28 [m³/m³] para níveis menores ou igual a 2.25 metros de profundidade, 0.24 [m³/m³] para nível de 1 metro e 0.19 [m³/m³] para nível de 0.35 metros de profundidade. Esta deficiência no campo de umidade do solo também foi percebida em outros produtos, p. ex. a operação do modelo BRAMS, executada no CPTEC/INPE, vinha apresentando valores irrealistas de fluxos de calor latente, o que foi corrigido também com o ajuste empírico da umidade do solo. Como descrito na seção 3.5, o ideal é que o campo de umidade utilizado na inicialização do modelo, que é calculado de forma “*off line*” (GEVAERD e FREITAS, 2006), fosse calculado utilizando o próprio JULES e utilizando também o mesmo mapa de textura de solo assimilados nas previsões/simulações. Este pode ser um trabalho futuro que provavelmente minimizará os problemas relatados acima.

5. **Advecção monotônica** – Na seção 3.3.1 foi mostrado que a advecção monotônica obteve melhor resultado do que a não monotônica, logo se optou em utilizar a advecção monotônica tanto na estação seca quanto na úmida.
6. **Parâmetro f_d** – Este coeficiente controla a respiração noturna das plantas (CLARK *et al.*, 2011). O valor padrão para floresta no JULES é 0.015, mas segundo a Dra. Lina Mercado, em um estudo que ainda está sendo preparando para publicação, foi observado que este parâmetro está um pouco elevado para a floresta amazônica, sugerindo utilizar 0.01. Então este novo valor passou a ser utilizado.

5.2.2. Condições iniciais e de contorno utilizadas

A Figura 5.1 mostra as principais condições de contorno usadas nas simulações pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS. O arquivo de vegetação utilizado (Figura 5.1a) possui resolução espacial de 1 km (OLSON, 1994; SESTINI *et al.*, 2003). Devido ao fato das simulações serem executadas com resolução espacial de 20 km, em cada ponto de grade (denominado aqui de “*grid box*”) possui 400 (20 x 20) pontos informando o tipo de cobertura do solo. O modelo foi configurado para ser executado com 9 “*NPATCH*”, portanto destes 400 pontos é obtida, para este *grid box*, a fração dos 9 tipos de cobertura de solo utilizada pelo JULES (*Broad leaf trees*, *Needle leaf trees*, *C3 grasses*, *C4 grasses*, *Shrubs*, *Urban*, *Inland water*, *Soil* e *Ice*). Logo, em um determinado *grid box* pode-se ter até 9 tipos distintos de cobertura de solo, que será tratado pelo JULES separadamente e retornado para o CCATT-BRAMS a média ponderada dos fluxos obtidos por cada um. Atentando-se para o fato de que é possível executar o modelo com “*NPATCH*” menor que 9, embora neste caso a fração de cobertura do solo será distribuída nos “n” tipos de cobertura mais representativo. Como pode-se observar na Figura 5.1a, o mapa de cobertura de solo utilizado, considera que os tipos mais representativos na região amazônica são: Floresta (*Broad leaf trees*), cerrado (*Shrubs*), gramíneas tipo C3 (*C3 grasses*) e gramíneas tipo C4 (*C4 grasses*). Logo, nesta seção serão apresentados resultados somente para estes quatro tipos de cobertura de solo.

A Figura 5.1b apresenta o mapa de carbono no solo (BATJES, 1996) prescrito para o modelo JULES. Embora este mapa possua baixa resolução espacial (~55 km) e altas incertezas (de 4 kgC/m², em solo pobre de carbono e 12 kgD/m² em solo rico), ele proporcionou resultados bem melhores do que inicializar o modelo com campo homogêneo. Necessita-se no futuro obter dados observados de carbono no solo com maior resolução e precisão ou executar o modelo JULES de forma “off-line” por longo período para obter mapas prognosticados pelo próprio modelo.

A Figura 5.1c, Figura 5.1d e Figura 5.1e apresenta a textura do solo utilizada nas simulações. Este mapa informa que o solo da região amazônica é bastante arenoso, por exemplo, no estado do Amazonas a porcentagem de areia é normalmente superior a 40%.

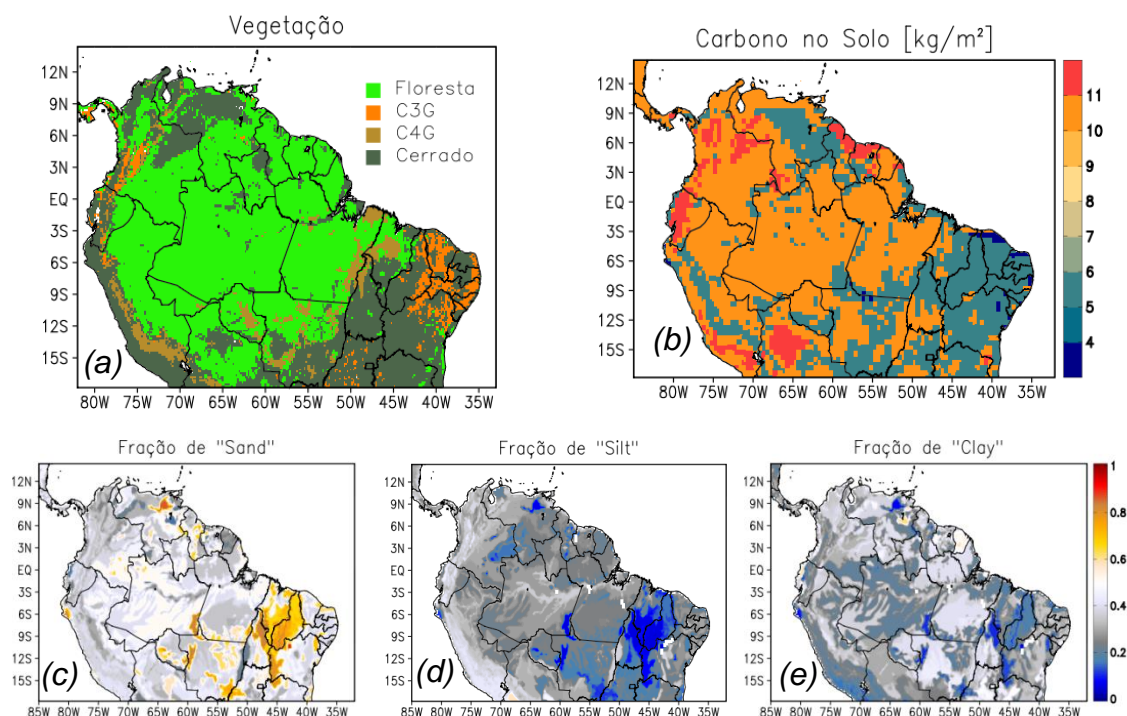


Figura 5.1 – Condições de contorno fixas: (a) cobertura do solo, (b) quantidade de carbono no solo, (c – e) textura do solo, fração de: areia, humos e argila.

A Figura 5.2 mostra a média da espessura óptica do aerossol (em inglês, AOT). Comparando a Figura 5.2a com a Figura 5.2b nota-se que no mês de março (estação úmida) o AOT para 500 nm em grande parte da região é inferior a 0.2, enquanto que no mês de setembro (estação seca) o AOT em algumas regiões chega a ser superior a 1.2, um valor alto se comparado aos valores típicos da estação úmida que são da ordem de 0.1. As queimadas, que ocorrem durante a estação seca, normalmente estão concentradas ao sul da região amazônica. Mas, como descrito na revisão bibliográfica e apresentado na imagem de satélite da Figura 2.11, a pluma de fumaça é transportada também para o norte e noroeste, logo nota-se na Figura 5.2b um aumento do AOT em todo o estado

do Amazonas e do Pará. Apenas nos países ao norte da América do Sul que praticamente não sofrem acréscimo de AOT no mês de setembro em relação ao mês de março. O retângulo branco na Figura 5.2b delimita uma região com altos valores de espessura óptica, que será utilizada para avaliar o efeito do aerossol nos fluxos de CO₂.

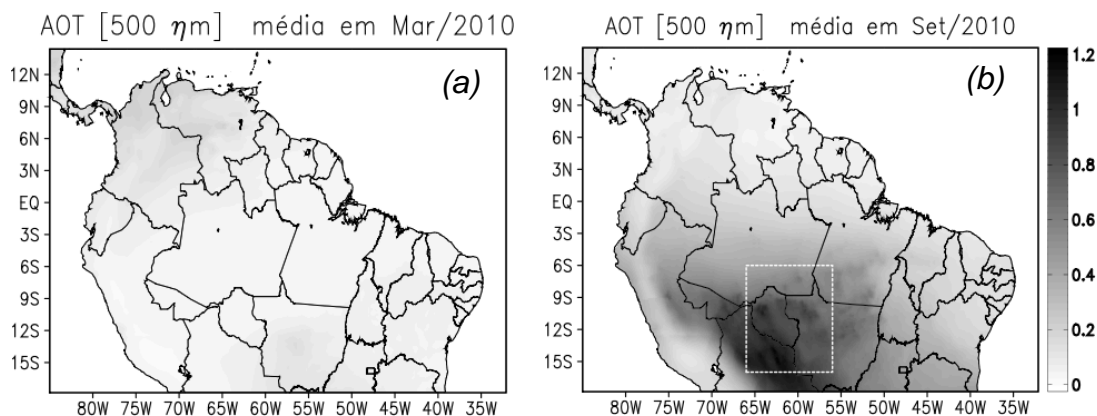


Figura 5.2 – Médias mensais da espessura óptica do aerossol (AOT) para comprimento de onda de 500 nm. (a) estação úmida, (b) estação seca.

Na Figura 5.3 é possível notar que no mês de março/2010 os solos, na parte central e leste da região amazônica, ficaram normalmente úmidos em todos os níveis (figuras: a, c, e). Na parte norte da América do Sul nota-se que os níveis próximos à superfície ficaram bastantes secos no mês de março, mas no mês de setembro observa-se na Figura 5.3b que o solo desta região ficou muito úmido. Nesta figura nota-se também que no mês de setembro/2010 (estação seca) ficou bem caracterizada uma região com solo úmido a sudoeste e outra com solo bastante seco a sudeste. Entretanto, no nível de 4.25 metros (Figura 5.3f) o solo ficou relativamente úmido em todas as regiões. Comparando a Figura 5.3f com a Figura 5.1a, nota-se uma boa correlação entre regiões com predomínio de vegetação tipo floresta e regiões com umidade do solo mais alta. Observa-se que a região delimitada pelo retângulo azul está mais úmida do que a delimitada pelo retângulo vermelho, no entanto, na Figura 5.10d observa-se que em ambas as regiões a precipitação acumulada durante o mês

de setembro/2010 foi inferior a 100 mm. Este resultado é consistente com o trabalho apresentado por James *et al.* (2003), no qual mostram que a variação anual da umidade do solo em áreas cobertas com gramíneas e cerrado é maior que em áreas cobertas por floresta. Estes autores afirmam que as gramíneas possuem alta capacidade de reduzir a umidade do solo em períodos com pouca precipitação. Explicando que as gramíneas possuem inúmeras raízes pequenas e finas, assim, o volume de raízes por unidade de solo é em torno de 20 vezes maior nas gramíneas do que nas árvores. Portanto, as gramíneas possuem 5 vezes mais capacidade de reduzir a umidade do solo do que as florestas. Estes autores também comentam que além das diferenças em relação à morfologia das raízes, podem existir outros que contribuem para a floresta perder menos água do que as gramíneas e o cerrado durante um período de estiagem. Esta questão pode ser alvo para um trabalho futuro com o modelo JULES-CCATT-BRAMS, através da investigação em detalhes da relação entre a vegetação e a umidade do solo ao longo de um período de estiagem. Entende-se que este conhecimento é muito importante, principalmente para o estudo de mudanças climáticas provocadas por alterações na cobertura e uso do solo.

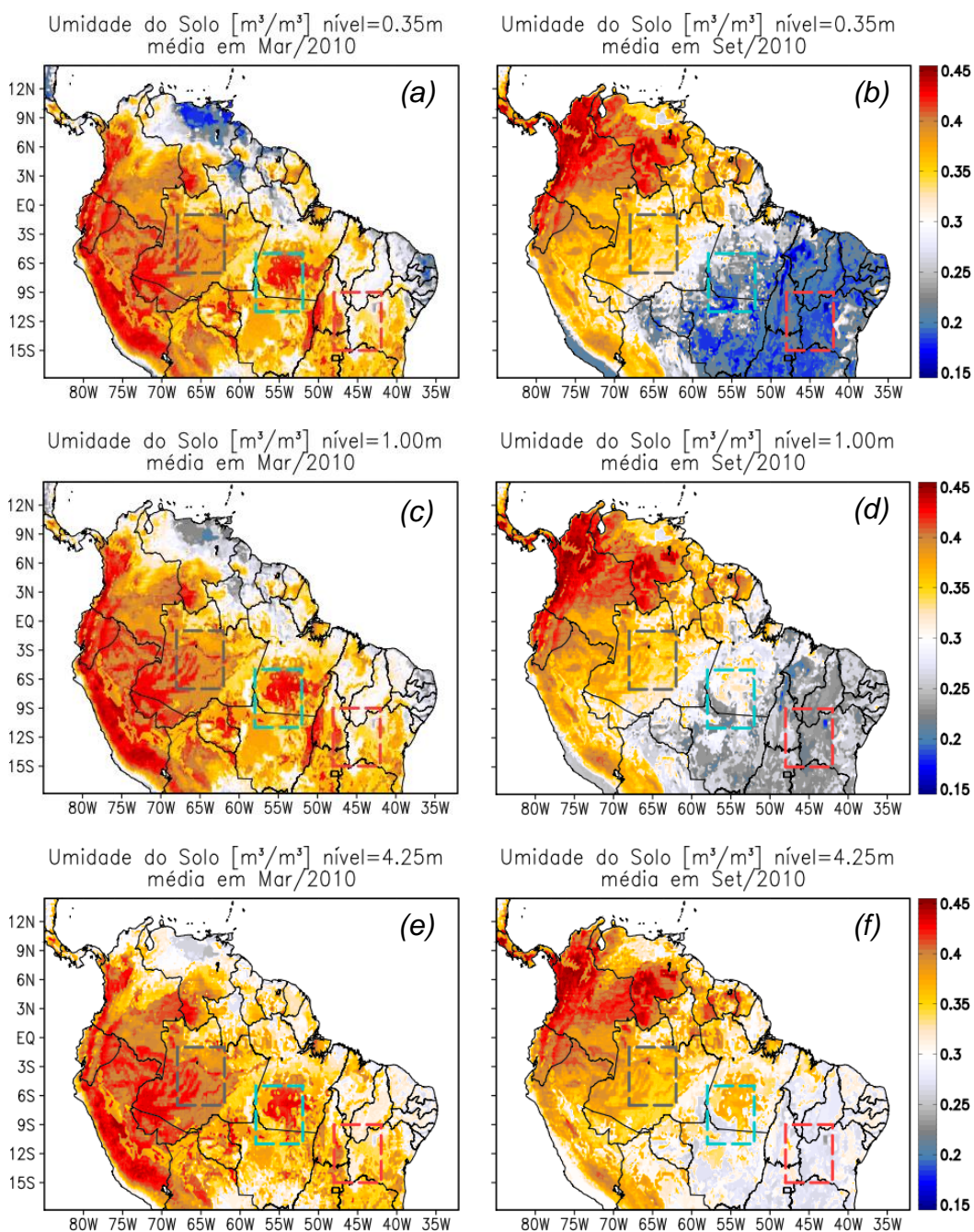


Figura 5.3 – Médias mensais da umidade do solo no mês de março (primeira coluna) e setembro (segunda coluna) em três níveis de profundidade: 0.35 metros (a; b), 1 metro (c; d) e 4.25 metros (g; h).

Na Figura 5.4a observa-se que em março, nas três áreas delimitadas pelos retângulos da Figura 5.3f, o solo está com umidade superior a $0.3 m^3/m^3$ em todos os níveis. Na área delimitada pelo retângulo vermelho ($48^\circ W; 42^\circ W$

15°S;09°S) observa-se que os níveis mais superficiais estão mais secos que os níveis profundos, isso é um indicativo de que nesta região ocorreu menos chuva durante o mês de março do que no mês anterior. Já no mês de setembro (Figura 5.4b), na área delimitada pelo retângulo cinza (68°W;62°W 07°S;01°S), em todas as camadas o solo, permaneceu bastante úmida (~0.35 m³/m³). Na área delimitada pelo retângulo azul (58°W;52°W 11°S;05°S), que também é coberta predominantemente por floresta, os níveis mais superficiais estão relativamente secos, mas os três níveis mais profundos continuaram com umidade acima de 0.3 m³/m³. As raízes das árvores da região amazônica podem atingir profundidades superiores a 4 metros (FISHER *et al.*, 2007), portanto, nestas condições apresentadas para o ano de 2010, a floresta amazônica provavelmente não sentiu déficits hídricos durante esta estação seca. Na área delimitada pelo retângulo vermelho pode-se observar que o nível superficial ficou muito seco (~0.05 m³/m³), enquanto que os demais níveis não ficaram, mas ainda sim, ficaram abaixo de 0.3 m³/m³.

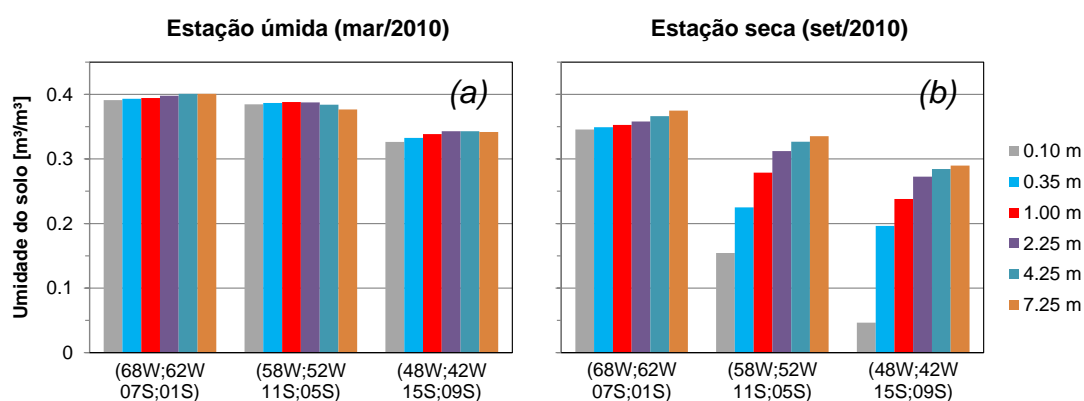


Figura 5.4 – Umidade do solo – Médias mensais e médias nas regiões delimitadas na Figura 5.3. (a) Estação úmida e (b) estação seca.

5.2.3. Simulações com o modelo JULES desacoplado (*off-line*)

Cada simulação com o modelo JULES-CCATT-BRAMS, com integração de um mês, resoluções de 20 km, cobrindo toda a região amazônica e utilizando 360 processadores AMD Opteron de 2.1 GHz, gasta em torno de 6 horas para ser executada. Portanto, alguns testes de sensibilidade do modelo JULES foram realizados utilizando o modelo JULES na forma *off-line*. As variáveis utilizadas para alimentar o JULES foram obtidas por meio de uma simulação com o modelo acoplado. Durante esta simulação foram escritos os valores instantâneos das variáveis necessárias para JULES a cada intervalo de tempo de 600 segundos. Estes valores foram escritos para 3 pontos distintos, cujas características estão descritas na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 – Principais características entre os pontos escolhidos para execução do modelo *off-line*.

Variáveis	Ponto A			Ponto B		Ponto C		
Localização	64.69°W ; 3.47°S			55.97°W ; 9.93°S		45.11°W ; 12.04°S		
Fração de vegetação	Floresta 0.53	C4G 0.24	Água 0.23	Floresta 0.26	C4G 0.74	Floresta 0.04	C3G 0.14	Cerrado 0.82
Textura do solo	Areia 0.38	Argila 0.29		Areia 0.35	Argila 0.41	Areia 0.48	Argila 0.31	
Umidade do solo*	0.87, 0.92, 0.94, 0.94, 0.95, 0.95, 0.95			0.18, 0.45, 0.58, 0.67, 0.67, 0.67, 0.67		0.13, 0.45, 0.59, 0.68, 0.68, 0.68, 0.68		
Carbono no solo	10 kg/m ²			6 kg/m ²		6 kg/m ²		
Temp. do solo	304.4 K			296.0 K		290.0 K		

* Em fração de saturação para cada nível de solo com profundidades, em metros, de: 0.1, 0.35, 1.0, 2.25, 4.25, 7.25, 12.25.

Foram realizadas cópias do *namelist* original do JULES para três arquivos distintos, cada um representando um ponto, e inserido em cada *namelist* as

suas respectivas características descritas na Tabela 5.1. Portanto cada ponto ficou com as condições iniciais semelhantes às encontradas na simulação com o modelo acoplado. Após estes ajustes foram realizado uma série de execuções com o modelo JULES (de forma off-line). Cada execução demorou menos de 30 segundos para ser concluída. Pode-se observar na Figura 5.5 que os fluxos de CO₂ (GPP, RespP e RespS) obtidos com o modelo acoplado (JULES-CCATT-BRAMS) foram muito similares aos obtidos com o modelo JULES *off-line*, principalmente no ponto com predomínio de floresta (Figura 5.5a). Houve uma diferença um pouco mais pronunciada no ponto com predominância de cerrado e que estava com solo mais seco (Figura 5.5c), mas ainda é possível observar uma boa concordância entre os dois resultados. Portanto, para diminuir custo computacional (processamento e espaço em disco) e tempo de espera para obtenção do resultado, foram utilizados estes 3 pontos para fazer um conjunto de testes de sensibilidade do modelo JULES (apresentados na seção 5.4).

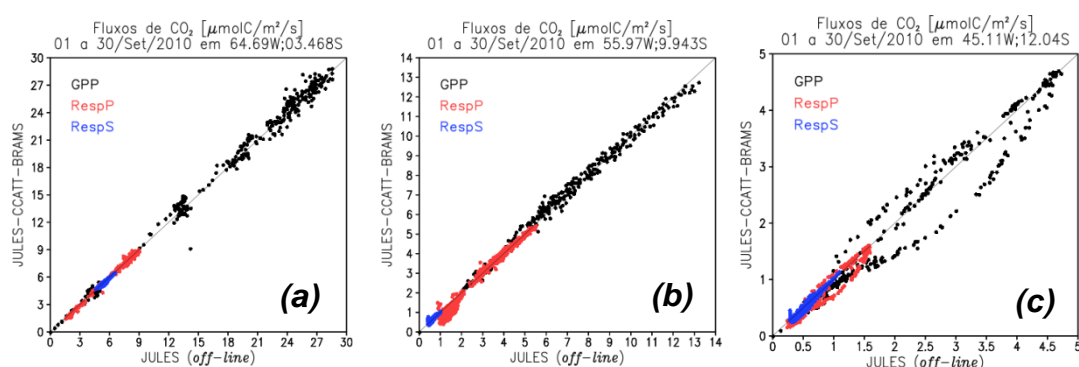


Figura 5.5 – Comparações entre resultados obtidos com o modelo acoplado (JULES-CCATT-BRAMS) e o modelo JULES *off-line*. (a) *grid_box* com predominância de vegetação tipo floresta em solo úmido; (b) predominância de vegetação tipo gramínea C4 em solo mais seco; (c) predomínio de vegetação tipo cerrado em solo seco.

5.2.4. Simulações com o modelo JULES-CATT-BRAMS

Foram realizadas novas simulações com o modelo JULES-CCATT-BRAMS, seguindo a mesma metodologia descrita na seção 3.2.3, para avaliar as modificações realizadas nas condições iniciais e parâmetros do modelo. Portanto, foram realizadas 31 simulações para o mês de março/2010 e 30 para o mês de setembro/2010 (uma para cada dia do mês), todas com período de integração de 5 dias. As características destas simulações são semelhantes à JULES_ad1_ae0, mas agora considerando as alterações descritas na seção 5.2.1 e também considerando a presença de aerossol, mesmo que em março o AOT é muito baixa (vide Figura 5.2a). Logo estas novas simulações foram denominada de JULES_ad1_ae1, ou seja, utilizaram o modelo de superfície JULES, a advecção monotônica (ad1) e foi considerada a presença de aerossol (ae1).

Para o estudo dos fluxos de CO₂ na região amazônica, foram realizadas simulações com tempo de integração de 1 mês. As demais configurações foram idênticas às empregadas em JULES_ad1_ae1. Deve-se lembrar que nestas simulações o modelo é inicializado com um campo de umidade do solo heterogêneo correspondente ao dia e horário da inicialização (GEVAERD e FREITAS, 2006), a partir da inicialização, a umidade do solo vai sendo alterada ao longo da simulação em função das condições meteorológicas simuladas. Já as emissões de poluentes, são assimiladas pelo modelo ao longo da simulação, conseqüentemente, variando o AOT e a fração difusa em função do número de focos de incêndios estimados via satélite para o dia em que encontra-se a simulação.

Para o mês de setembro/2010 (estação seca), além da simulação descrita acima foram executadas mais duas. Uma com configurações semelhantes à anterior, mas, considerando fração difusa igual a zero (d0). Ou seja, é um experimento fictício que considera a presença de aerossol de queimadas, mas supõe que este aerossol não causa espalhamento da irradiância solar

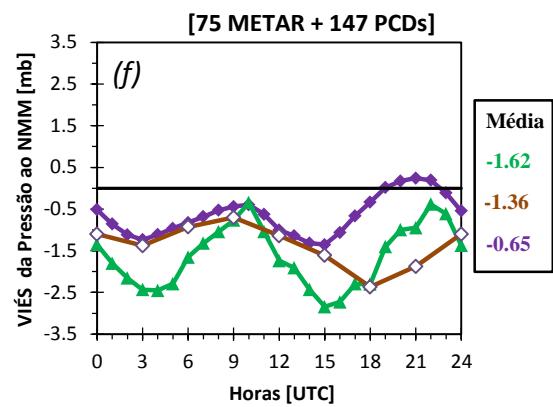
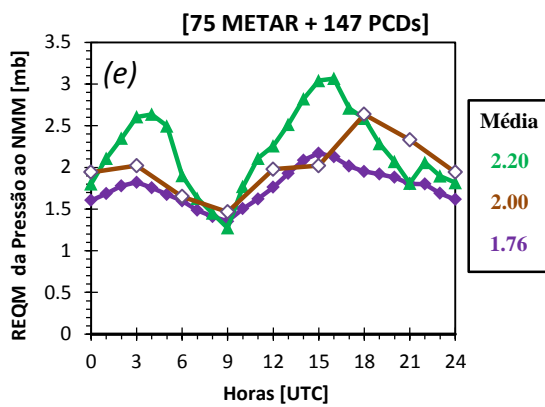
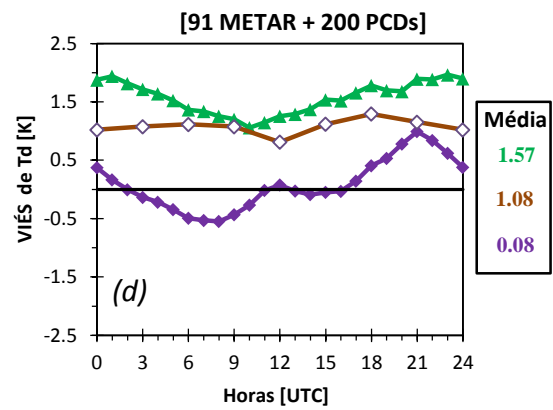
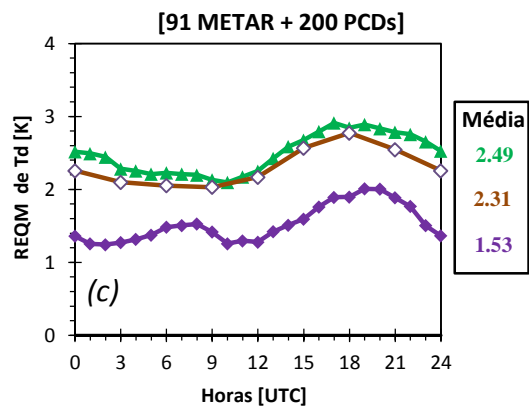
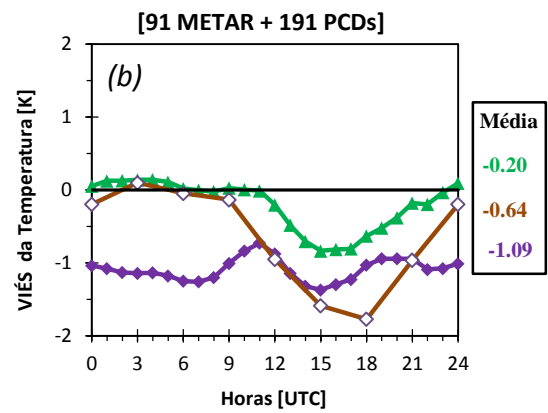
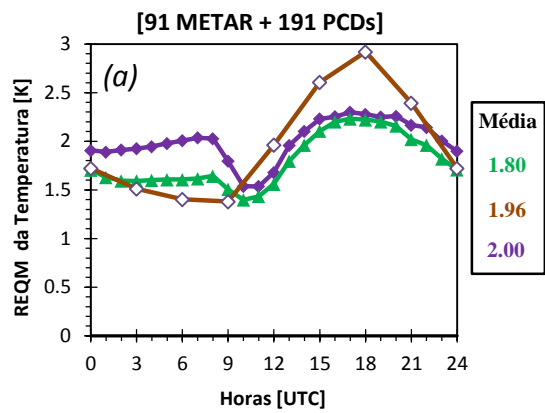
incidente, considerando apenas o efeito radiativo direto e semidireto provocado pelo aerossol na termodinâmica da atmosfera (denominada de JULES_ad1_ae1d0). A outra desconsiderando a presença total do aerossol, conseqüentemente a fração difusa também será nula (JULES_ad1_ae0).

Por convenção, os fluxos de CO₂ que serão apresentados em função de sua média mensal, onde inclui na média o período diurno e noturno, terão a unidade de MgC/ha/yr. Já as figuras que apresentam a variação diurna dos fluxos de CO₂ terão a unidade de μmolC/m²/s. Esta é a forma que normalmente os fluxos de CO₂ são apresentados na literatura. Lembrando que, (i) para converter de μmolC/m²/s para MgC/ha/yr deve-se multiplicar por 3.79; (ii) megagrama (Mg) é o mesmo que tonelada (t).

5.3. Avaliação das novas simulações

Devido às alterações citadas na seção 5.2.1, com modificações de condições iniciais e parâmetros do modelo JULES-CCATT-BRAMS, foi necessário refazer as avaliações apresentadas nas seções 3.3, 3.4 e em Moreira *et al.* (2013), para certificar que estas alterações tiveram impactos positivos nas variáveis meteorológicas e nos fluxos de CO₂. A Figura 5.6 compara o resultado obtido anteriormente (linhas verdes) com a reanálise no ECMWF (linhas marrons) e com os resultados provenientes das novas simulações após alterações de condições iniciais e de parâmetros (linhas roxas). Em geral pode-se observar que as alterações realizadas propiciaram grande melhoria nos resultados das simulações, com exceção da temperatura em dois metros, que teve uma ligeira piora, sobretudo no período noturno. Na Figura 5.6a observa-se que o REQM médio diário de temperatura aumentou em torno de 11% em relação às simulações anteriores e na Figura 5.6b nota-se que o viés médio diário foi negativo de aproximadamente -1.1 °C, enquanto que nas simulações anteriores o viés noturno era próximo de zero e o diurno também negativo, mas com menor magnitude. Este maior erro na temperatura provavelmente foi causado

devido à umidade do solo, pois o ajuste empírico foi aplicado para toda a grade independentemente do tipo de solo, o que pode ter causado menor fluxo de calor sensível e conseqüentemente menor aquecimento da massa de ar próxima à superfície. Entretanto, se observar o ganho obtido nas demais variáveis, pode-se dizer que as alterações realizadas no modelo foram muito promissoras, pois o Td teve redução no REQM de ~39%, a pressão de ~20%, a magnitude do vento de ~21% e a precipitação de ~13%. Na Figura 5.6g e Figura 5.6h nota-se que o vento melhorou muito no período noturno, mas no período diurno ele ficou muito fraco. Estudos futuros deverão ser realizados para equacionar este problema. A Figura 5.6j apresenta o *Equitable Threat Score* (ETS) para precipitações com intensidade maiores ou igual a 2.54 mm. Observa-se que as simulações anteriores (linha verde) obtiveram ETS ligeiramente menor que a reanálise do ECMWF e as simulações utilizando as novas implementações (linha roxa) teve uma melhora no ETS de ~30% em relação à simulação anterior. Como será mostrado abaixo, o fluxo de CO₂ é muito sensível às alterações na umidade do solo, portanto uma boa simulação da precipitação contribui para a melhor representação destes fluxos.



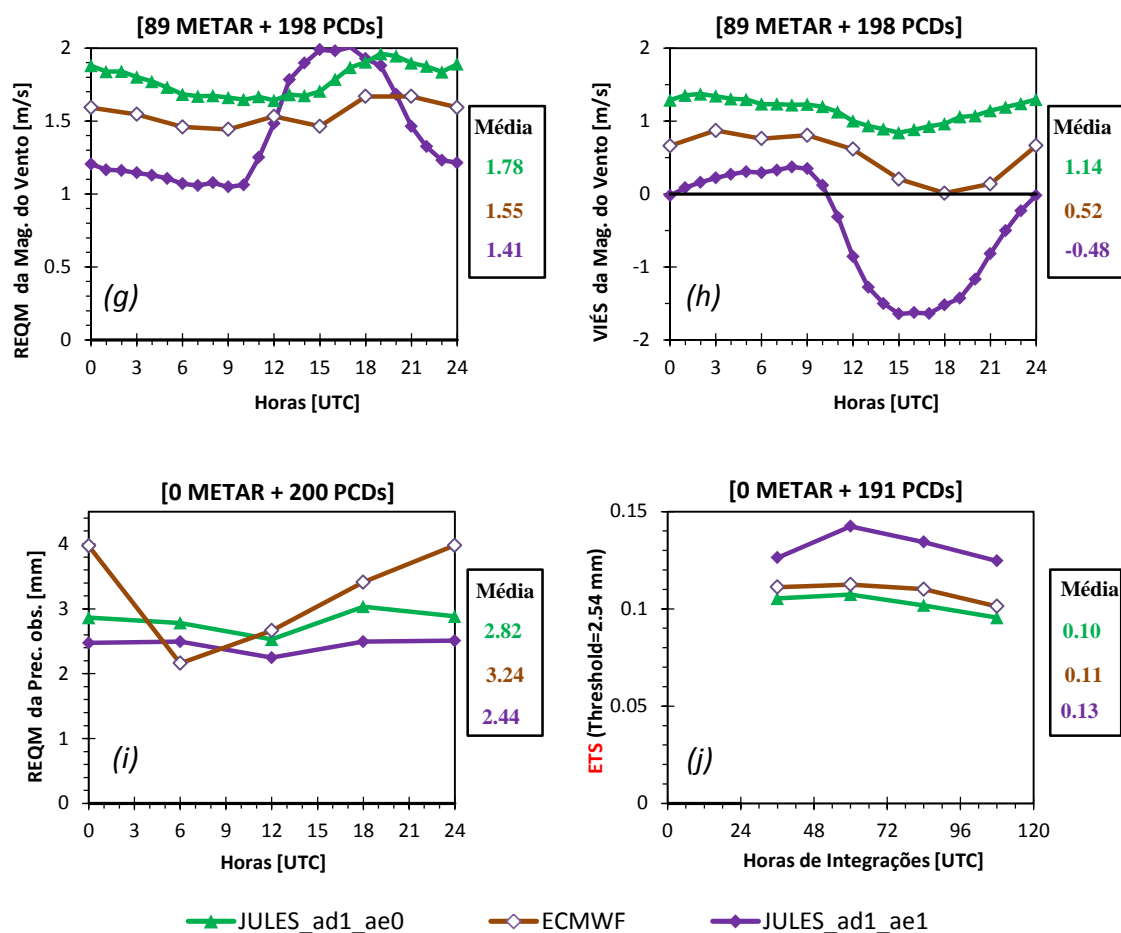


Figura 5.6 – Semelhante à Figura 3.4, mas agora comparando os resultados anteriores com os obtidos após as modificações nas condições iniciais e parâmetros.

Na Figura 5.7 observa-se comportamento bem semelhante ao apresentado na Figura 5.6, destacando-se grandes melhoras na precipitação (REQM ~42% menor), na pressão (REQM ~39% menor) e na magnitude do vento (REQM ~27% menor). Neste mês de setembro o volume de chuva foi muito pequeno (vide Figura 5.10h), conseqüentemente teve um número muito reduzido de estações com precipitações acima de 2.54 mm, impossibilitando assim o cálculo do ETS para esta estação.

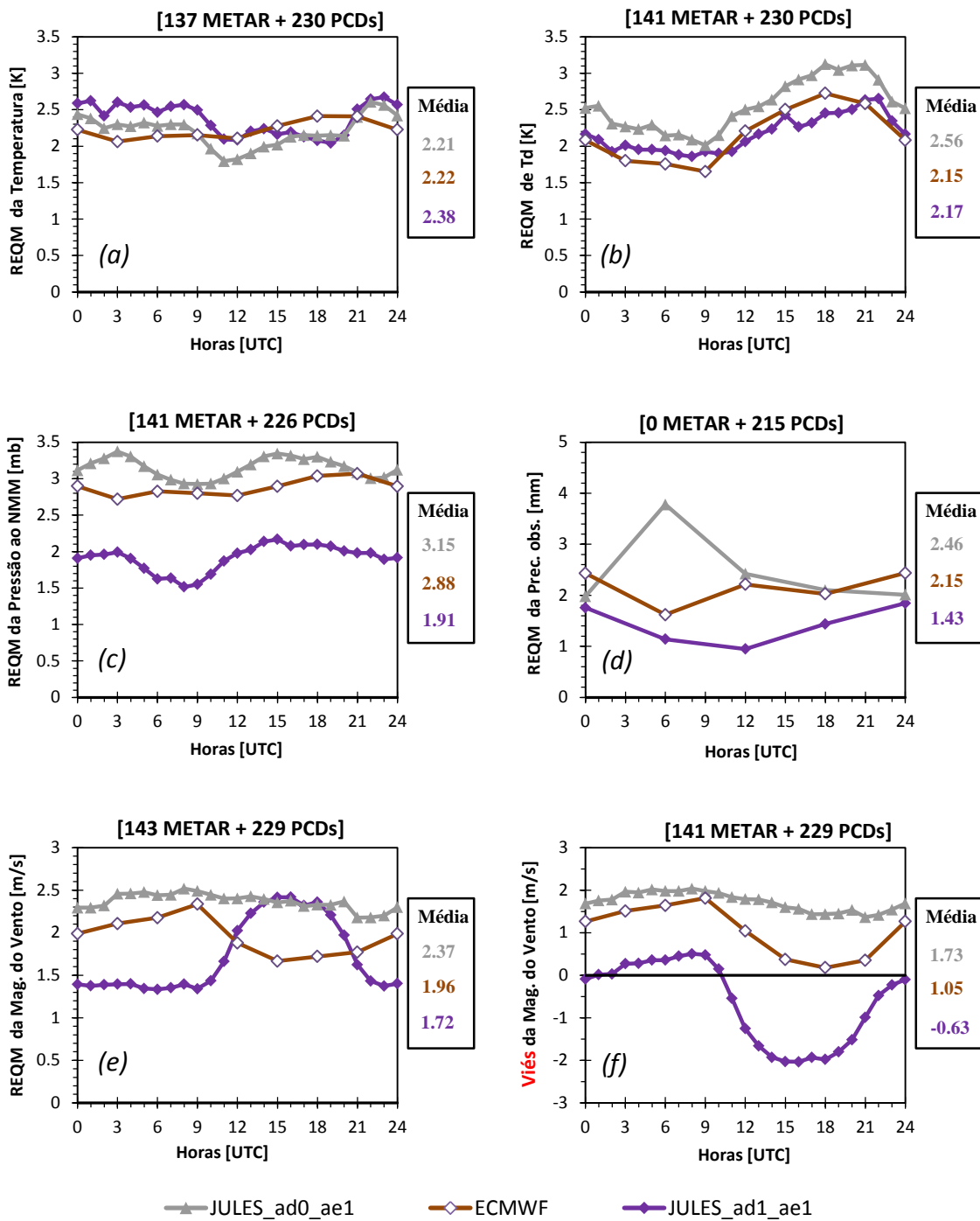


Figura 5.7 – Semelhante à Figura 3.6, mas agora comparando os resultados anteriores com os obtidos após as modificações nas condições iniciais e parâmetros.

A Figura 5.8 reapresenta os perfis da Figura 3.9 incluindo resultados das simulações referentes às novas condições iniciais e parâmetros, descritos acima. Pode-se observar que para a estação úmida as alterações proporcionaram perfis próximos do observado em Santarém e Rio Branco (Figura 5.8a e Figura 5.8b). Em Alta floresta (Figura 5.8c) a nova simulação (linha roxa) ficou melhor para níveis mais altos (acima de ~1.0 km) e ligeiramente pior nos níveis próximo à superfície. Para a localização de Tabatinga (Figura 5.8d) a simulação anterior (linha verde) também ficou melhor nos níveis mais baixos (abaixo de ~2.5 km) e idênticas em níveis mais elevados. Na estação seca observa-se que em Santarém, Rio Branco e Alta Floresta (Figura 5.8e, Figura 5.8f e Figura 5.8g) a nova simulação (linha roxa), em geral, ficou melhor que a simulação anterior (linha cinza). Entretanto, assim como na estação úmida, em Tabatinga a nova simulação proveu perfil de CO₂ próximos à superfície mais distante do observado do que a simulação anterior. Este comportamento em Tabatinga pode estar associado à má representação da fração de vegetação desta localização, necessitando assim que um mapa de vegetação mais atualizado.

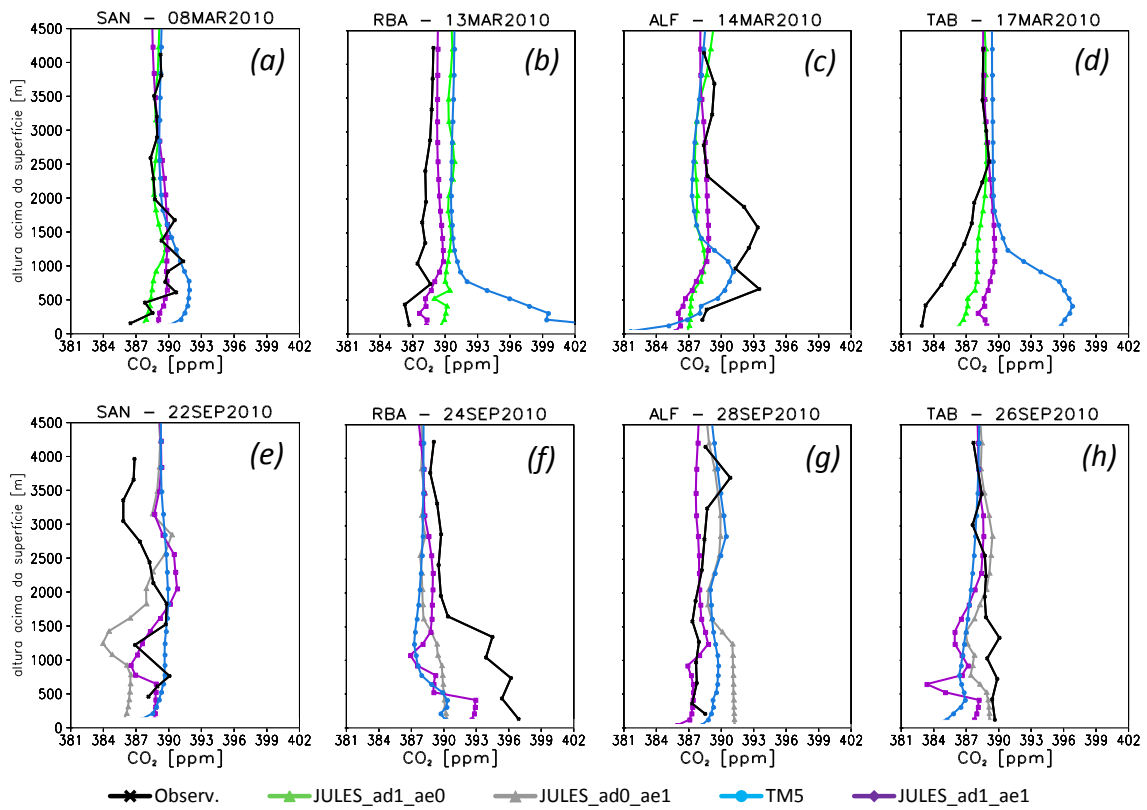


Figura 5.8 – Semelhante à Figura 3.9, mas foi incluído o perfil vertical obtido com o modelo JULES-CCATT-BRAMS utilizando as modificações descritas acima (linha roxa).

5.4. Testes de sensibilidade com o modelo JULES

Utilizando o modelo JULES *off-line*, com as configurações do Ponto B, descritas na Tabela 5.1, foi realizado um conjunto de testes de sensibilidades para avaliar o comportamento dos fluxos de CO₂ mediante as variações nas condições de contorno e condições meteorológicas. A Tabela 5.2 apresenta os resultados destes testes. Para cada experimento foi alterado um único parâmetro, indicado na segunda coluna desta tabela.

Observa-se que o parâmetro que causou maior variação nos fluxos de CO₂ foi a umidade do solo. Para todos os tipos funcionais de plantas o GPP aumentou muito quando foi utilizado solo com 90% do valor da capacidade de campo, ou seja, solo muito mais úmido do que o valor de referência. No experimento em que o solo ficou 10% mais seco do que o valor de referência, o GPP caiu para próximo da metade do valor de referência. A respiração do solo ficou muito maior quando o solo ficou mais úmido (acréscimo de 156%), entretanto ao diminuir a umidade em 10% RespS também teve um ligeiro aumento (8%). Isso mostra que a relação entre a respiração do solo e a umidade não é linear, como descrito na revisão bibliográfica, a parametrização da respiração do solo utilizada pelo JULES foi baseada no *Terrestrial Ecosystem Model* (TEM) (RAICH *et al.*, 1991). A respiração das plantas teve comportamento similar ao GPP, ou seja, foi maior para solo úmido e menor quando o solo ficou 10% mais seco. Nota-se também que, embora RespS e RespP tenha aumentado com o aumento da umidade do solo, o GPP teve um maior acréscimo, contribuindo então para a redução do NEE, assim a floresta e a gramínea C3 que no valor de referência eram fontes de CO₂ para a atmosfera passaram a ser sorvedouros. Enquanto que o NEE da gramínea C4 passou de -0.6 para -31.7 MgC/ha/yr.

Alteração na quantidade de carbono no solo afetou apenas a respiração do solo, conseqüentemente o NEE ficou maior/menor quando a quantidade de carbono no solo foi acrescida/reduzida de 30%.

Estes testes mostram também que ao tornar o solo mais arenoso (experimento 05) o modelo respondeu de forma similar ao aumento da umidade do solo, com exceção de RespS, ou seja, contribuiu para o aumento da respiração das plantas, mas teve contribuição maior para a fotossíntese (GPP), conseqüentemente reduzindo o NEE. No caso do experimento 06 que aumentou 30% na fração de argila, teve um comportamento inverso ao encontrado no experimento 05. Mas este resultado deve ser analisado com cuidado, pois, como discutido por Passioura (1988), solo muito arenoso facilita a extração da água pelas raízes, mas este solo não consegue reter muita água, assim ele pode secar rapidamente e provocar um stress hídrico nas plantas. Neste experimento 05 o solo foi mantido com a mesma quantidade de água e passou a ser mais arenoso, portanto, facilitou a extração da água existente e continuou havendo água suficiente para as plantas durante os 5 dias de integração do modelo.

O experimento 08/09 mostrou que ao aumentar/diminuir a temperatura do solo a respiração do solo também aumentou/diminuiu. Mas no caso da floresta tanto a respiração quanto o GPP não sofreram alterações. O aumento/decréscimo da temperatura do ar também aumentou/diminuiu a respiração do solo, inclusive com uma taxa maior que a provocada pela alteração na temperatura do solo. Entretanto, neste experimento o aumentar de 5 graus na temperatura do ar provocou na floresta redução de 2 MgC/ha/yr em RespP e 5.4 MgC/ha/yr no GPP, conseqüentemente este bioma aumentou a fonte de CO₂ para a atmosfera de 3.9 MgC/ha/yr. Pode-se observar que o NEE, para todos os biomas, teve acréscimo/redução quando a temperatura do ar aumentou/diminuiu. A variação na umidade específica, em geral, teve comportamento inverso à da temperatura do ar, ou seja, o aumento/redução (experimento 12/13) em geral provocou aumento/redução da RespP e GPP e redução/aumento do NEE.

No experimento 14 a radiação de onda curta incidente (R_s) foi acrescida de 30%. Esta alteração provocou um aumento na respiração do solo e uma

diminuição da respiração das plantas e do GPP, causando aumento na fonte de CO₂ para atmosfera (aumento no NEE). Ao diminuir R_s em 30% o resultado foi inverso do anterior, com exceção para gramínea C4. Este resultado mostra que R_s no Ponto B já estava saturada, para os biomas: floresta, C3G e Cerrado e no limite de saturação para o CG4. Assim, quando aumentou/diminuiu R_s o RespP e o GPP caiu/subiu e o NEE subiu/caiu, com exceção de C4G. O fato da gramínea C4 diminuir o GPP quando diminuiu o R_s de 30% e também diminuído praticamente da mesma quantidade (~1.2 MgC/ha/yr) quando aumentou de 30% pode ser explicado pelo fato deste bioma necessitar de mais energia solar do que os outros biomas para atingir o seu máximo de produção primária bruta. Portanto pode-se dizer que o valor real do R_s que encontrava-se no ponto B já estava próximo ao ponto “ótimo” para esta vegetação.

No caso do aumento e diminuição da radiação difusa (experimentos 16 e 17) o resultado concordou com o esperado (e descrito na revisão bibliográfica), ou seja, o aumento da fração difusa contribui para o aumento do GPP, e conseqüentemente uma diminuição do NEE e vice-versa. Entretanto o cerrado ficou inerte a este aumento/diminuição da radiação difusa.

Tabela 5.2 – Testes de sensibilidade dos fluxos de CO₂.

Exp.	Mudança	Fluxos de CO ₂ médio no mês de setembro/2010 em [MgC/ha/yr]												
		RespS	RespP				GPP				NEE			
			FI	C3	C4	Ce	FI	C3	C4	Ce	FI	C3	C4	Ce
Ref.	----	2.5	10.3	2.4	8.4	0.8	12.3	1.3	11.5	0.6	0.5	3.6	-0.6	2.7
01	90% de umidade no solo	6.4	15.2	8.6	21.6	3.4	25.9	19.9	59.7	8.3	-4.3	-4.9	-31.7	1.5
02	-10% na umidade do solo	2.7	8.2	2.1	6.6	0.7	6.8	0.6	5.1	0.3	4.1	4.2	4.2	3.1
03	+30% de carbono no solo	3.2	10.3	2.4	8.4	0.8	12.3	1.3	11.5	0.6	1.2	4.3	0.1	3.4
04	-30% de carbono no solo	1.7	10.3	2.4	8.4	0.8	12.3	1.3	11.5	0.6	-0.3	2.8	-1.4	1.9
05	+30% de "sand"*	2.4	12.0	2.7	9.8	1.0	16.6	2.1	16.7	0.9	-2.2	3.0	-4.5	2.5
06	+30% de "clay"*	2.6	8.5	2.1	6.6	0.7	7.7	0.6	5.2	0.3	3.4	4.1	4.0	3.0
07	+30% de "silt"*	2.5	10.4	2.4	8.7	0.9	12.6	1.5	12.4	0.6	0.3	3.4	-1.2	2.8
08	+ 5 °C na Temp. do solo	2.6	10.3	2.4	8.5	0.9	12.3	1.3	11.5	0.6	0.6	3.7	-0.4	2.9
09	- 5 °C na Temp. do solo	2.4	10.3	2.4	8.4	0.8	12.3	1.4	11.5	0.6	0.4	3.4	-0.7	2.6
10	+ 5 °C na Temp. do ar	3.0	8.3	2.3	8.1	0.8	6.9	1.0	10.0	0.4	4.4	4.3	1.1	3.4
11	- 5 °C na Temp. do ar	2.1	10.9	2.6	7.9	0.9	16.8	2.0	11.6	0.9	-3.8	2.7	-1.6	2.1
12	+ 30% na umidade especif.	2.5	10.4	2.4	8.6	0.9	12.7	1.4	11.7	0.6	0.2	3.5	-0.6	2.8
13	- 30% na umidade especif.	2.5	10.2	2.4	8.4	0.8	11.9	1.3	11.3	0.6	0.8	3.6	-0.4	2.7
14	+ 30% em R _s	2.8	10.1	2.2	8.0	0.8	11.8	1.0	10.4	0.5	1.1	4.0	0.4	3.1
15	- 30% em R _s	2.2	10.5	2.8	7.8	1.0	12.5	2.1	10.3	0.9	0.2	2.9	-0.3	2.3
16	+ 30% em R _d	2.5	10.4	2.4	8.5	0.8	12.9	1.4	11.7	0.6	0.0	3.5	-0.7	2.7
17	- 30% em R _d	2.5	10.2	2.4	8.4	0.8	11.6	1.3	11.2	0.6	1.1	3.6	-0.3	2.7

* O valor correspondente a +30% é subtraído das outras duas texturas (metade para cada uma).

Onde: FI = Floresta; C3 = gramínea C3; C4 = gramínea C4; Ce = Cerrado.

Cor verde/vermelho indica valor inferior/superior à referência.

5.5. Fluxos de CO₂ simulados pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS

Nesta seção será apresentado o estudo do fluxo de CO₂ na região amazônica, tendo como base as simulações obtidas com o modelo acoplado JULES-CCATT-BRAMS. Inicialmente serão mostradas as condições meteorológicas simuladas pelo modelo para o mês de março e setembro de 2010, visando associar o comportamento dos fluxos de CO₂ com as condições meteorológicas. Será avaliada a variação dos fluxos em relação a um período úmido e outro seco. Também será estudado o comportamento dos fluxos de CO₂ considerando cada tipo de vegetação, desta forma conseguindo ter uma maior compreensão da variabilidade espacial destes fluxos. Este conhecimento pode auxiliar a prever quais os possíveis impactos no balanço de carbono mediante mudanças no tipo de cobertura do solo, tal como a conversão de floresta para pastagem. Por fim, será discutida nesta seção a influência do aerossol de queimadas nos fluxos de CO₂ com relação ao efeito radiativo direto e ao aumento da irradiância difusa.

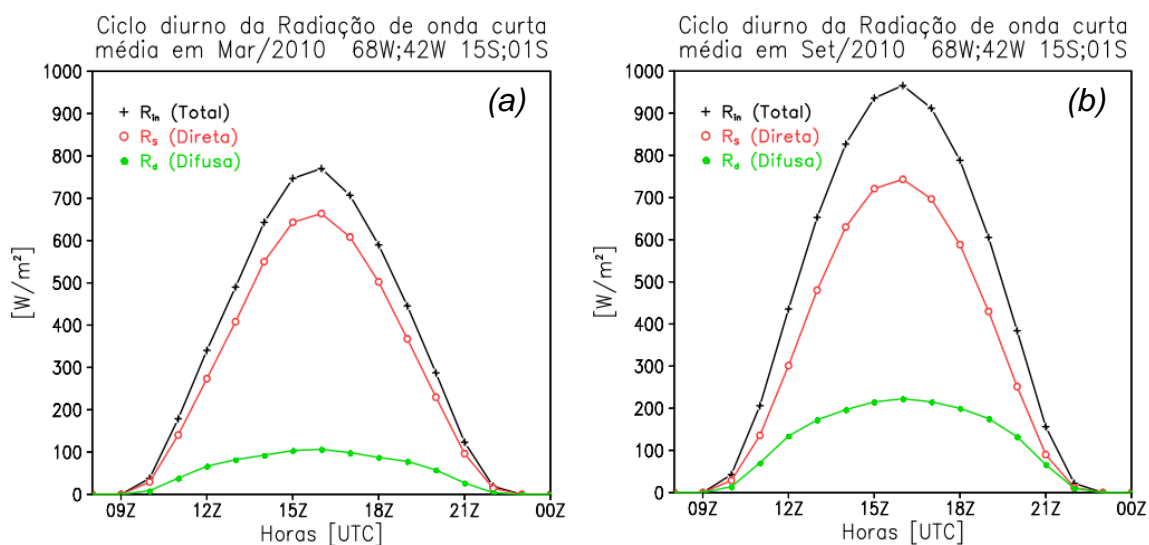
5.5.1. Condições meteorológicas

Comparando a Figura 5.9a com Figura 5.9b é possível observar que a radiação de onda curta total incidente em superfície (R_{in}) é maior no mês de março (estação úmida) do que no mês de setembro (estação seca). Este resultado concorda com o apresentado por Hutyra et al. (2007) (Figura 2.15), von Randow *et al.* (2004) também apresenta os dados de R_{in} observados na região florestada de Rebio Jaru (60.93°W 10.08°S) e na pastagem da Fazenda Nossa Senhora (62.37°W 10.75°S). Embora estes dados não correspondem ao ano de 2010 e são médias em três meses (Jan-Mar) e (Jul-Set), pode-se observar também diferenças em torno de 150 W/m² entre a estação seca e úmida. Estes autores comentam que o fato de R_{in} ser menor no mês chuvoso pode estar relacionado à grande quantidade de cobertura de nuvens durante a estação chuvosa. Durante a estação seca também existe uma redução de R_{in} devido à

espessa camada de aerossol de queimada que normalmente encontra-se na região amazônica. Mas, o efeito da nebulosidade predomina sobre ao efeito do aerossol na redução de R_{in} .

Pode-se observar também na Figura 5.9 que a radiação difusa média durante a estação seca foi mais que o dobro da simulada para a estação úmida, pois na estação seca o AOT presente na atmosfera é bem maior do que na estação úmida. No entanto, como foi citado na seção 5.2.1, a nebulosidade não foi considerada para dividir R_{in} em R_s e R_d . Logo, esta diferença pode ser menor devido março possuir mais nebulosidade.

Na Figura 5.9c e Figura 5.9d observa-se que o modelo conseguiu simular razoavelmente bem a temperatura a 2 metros da superfície. Em março/2010 a temperatura média simulada ficou com um viés negativo de aproximadamente 1°C em relação às duas estações meteorológicas localizadas na região. Em setembro/2010 observa-se que o erro médio ficou ainda menor. É possível notar também que o ciclo diurno da temperatura em setembro (estação seca) é maior do que em março, devido ao fato da atmosfera estar mais seca e conseqüentemente proporcionando uma maior perda radiativa durante a noite e um maior aquecimento durante o dia.



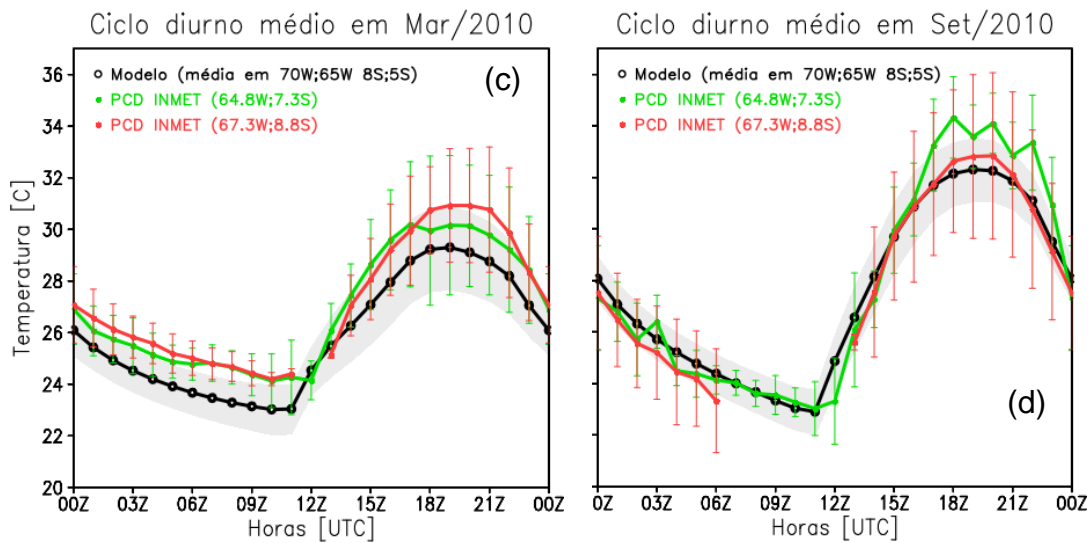


Figura 5.9 – Variação diurna média no mês de março e setembro de 2010. (a) e (b) Radiação de onda curta incidente, proveniente da simulação JULES_ad1_ae1 – linha preta: total (R_{in}); linha vermelha: componente direta; linha verde: componente difusa. (c) e (d) Temperatura a 2 metros - linha preta: proveniente da simulação JULES_ad1_ae1, com média na área 70°W;65°W - 8°S;5°S; linha verde: dados observados na estação automática localizada em Labrea – AM (64.8°W 7.3°S); linha vermelha: dados observados na estação automática localizada em Boca do Acre - AM (67.3°W 8.8°S). As barras verticais na figura (c) e (d) referem-se ao desvio da observação ao longo do respectivo mês e o sombreado cinza é o desvio da simulação ao longo do mês e na área.

A temperatura média no nível de 2 metros e o vento médio a 10 metros, simulados para o mês de março/2010 e setembro/2010, estão apresentados na Figura 5.10a e Figura 5.10b. Nota-se que em março a temperatura média ficou em torno de 24°C a 26° em praticamente toda a região simulada, com exceção de lugares com topografia acentuada, onde temperaturas mais baixas foram simuladas. No entanto, para o mês de setembro observa-se temperatura média a 2 metros superiores a 28°C na bacia do Rio Amazonas, enquanto que regiões periféricas ficaram com temperatura média em torno de 26°C. Este comportamento provavelmente deve-se à umidade mais elevada na região da bacia. Também é possível observar na Figura 5.10c que em março/2010 a precipitação teve uma distribuição bastante homogênea com valor acumulado no mês em torno de 300 mm, com algumas exceções, tais como no Nordeste brasileiro e da parte norte da América do Sul, que tiveram menos precipitação

durante este mês. Já no mês de setembro/2010 ficaram bem caracterizadas duas regiões: uma com pouca precipitação ao sudeste da grade simulada, com valores acumulados normalmente inferiores a 50 mm e outra relativamente chuvosa ao noroeste da grade, com valores acumulados geralmente em torno de 200 mm. Como foi observada anteriormente no campo da umidade do solo (Figura 5.3), a parte norte da América do Sul, principalmente no Planalto das Guianas, foi bem mais chuvosa no mês de setembro/2010 do que no mês de março/2010. Ao observar o vento médio a 10 metros nesta região (Figura 3.10a e Figura 3.10b), nota-se que em março, na região norte da Venezuela, eles foram predominantemente de nordeste e relativamente fortes. Então a hipótese é que estes ventos provavelmente conseguiram fazer as massas de ar úmido, vindas do oceano, traspasar o planalto das Guianas, mas neste mês também havia ao norte do estado do Amazonas ventos de sul, conseqüentemente ocorreram confluências dos ventos entre o Pico da Neblina e o Planalto das Guianas, provocando fortes precipitações (acima de 500 mm no mês) nesta região (Figura 3.10c). Já no mês de setembro os ventos na Venezuela foram mais fracos e os ventos na região amazônica eram também de norte, assim a precipitação ficou mais distribuída, mas com um pouco de predominância na região do Planalto das Guianas. A Figura 3.10e e Figura 3.10f mostra o mapa da precipitação observada nas estações automáticas e convencionais que foram interpoladas para ponto de grade. Comparando com a precipitação simulada, Figura 3.10c e Figura 3.10d, respectivamente, nota-se uma boa concordância espacialmente, entretanto, no mapa observado é mostrado volume de precipitação bem mais baixo do que o simulado e não apresenta núcleos de precipitação tais como o simulado nos Planaltos das Guianas. Mas, deve-se atentar-se para o fato de que o número de estações nesta região é muito reduzido, portanto, vários núcleos de precipitação pode não ter sido considerado, também vale mencionar que o processo de interpolação, na presença de poucas informações, normalmente possui a propriedade de reduzir a intensidade da precipitação, espalhando o valor observado na estação em torno de sua vizinhança.

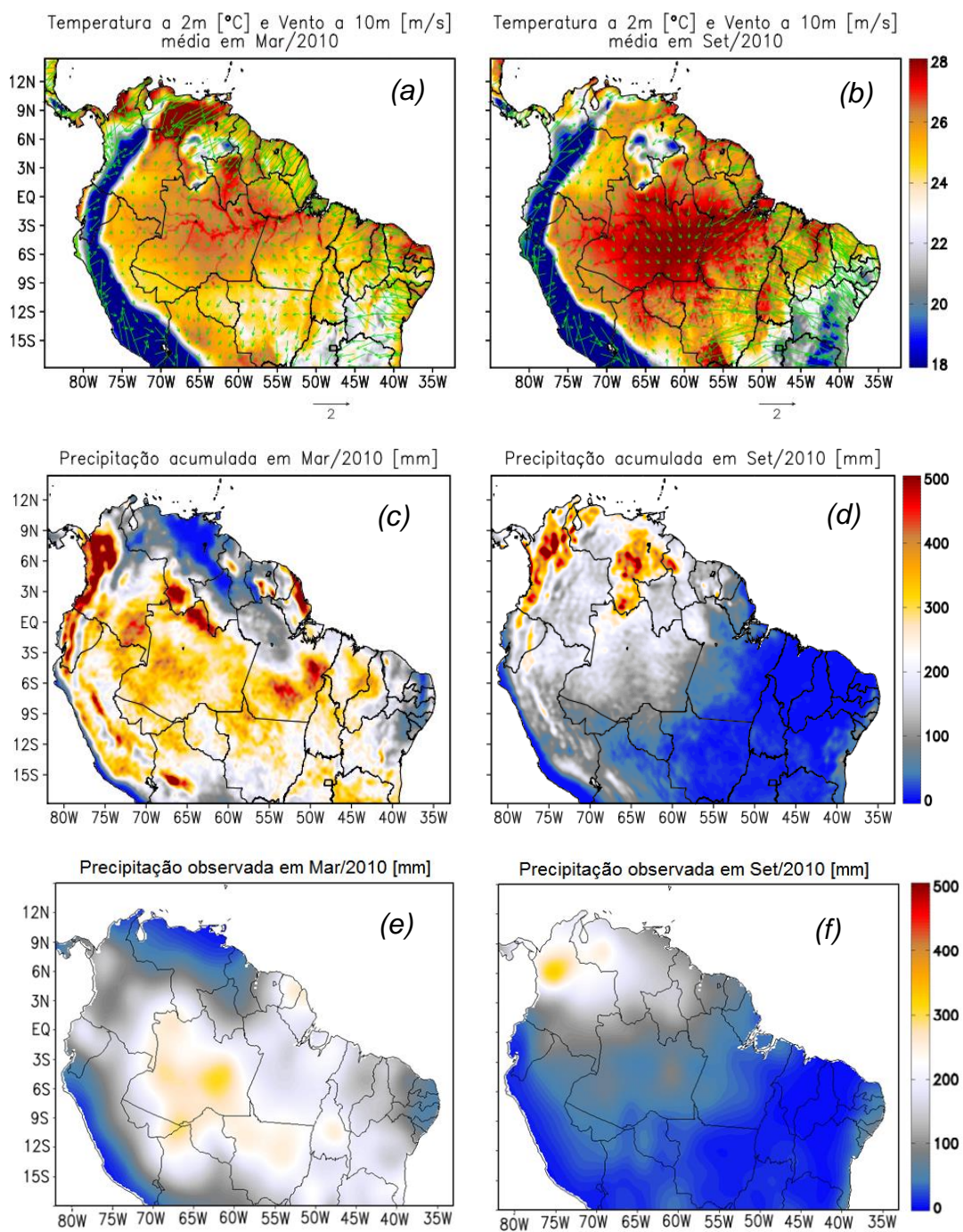


Figura 5.10 – Médias mensais de condições meteorológicas no mês de março e setembro de 2010. (a) e (b) Temperatura a 2 metros acima da superfície e vento a 10 metros simulados pelo JULES-CCATT-BRAMS. (c) e (d) Precipitação simulada pelo JULES-CCATT-BRAMS. (e) e (f) Precipitação observada em estações e interpolada para ponto de grade (Fonte: Grupo de clima, CPTEC/INPE).

5.5.2. Fluxos relacionados aos biomas da região

Conforme mostrado na Figura 5.1a, a região amazônica possui quatro tipos predominantes de vegetação: Floresta (Figura 5.11a), gramínea tipo C3 (Figura 5.11b), gramínea tipo C4 (Figura 5.11c) e cerrado (Figura 5.11d). Estes tipos de biomas possuem diferentes taxas de fotossíntese e respiração e respondem de forma distinta às variações nas condições do solo e da atmosfera. Portanto, nesta seção serão estudados os fluxos de CO₂ considerando a resposta de cada um destes quatro tipos de vegetação.

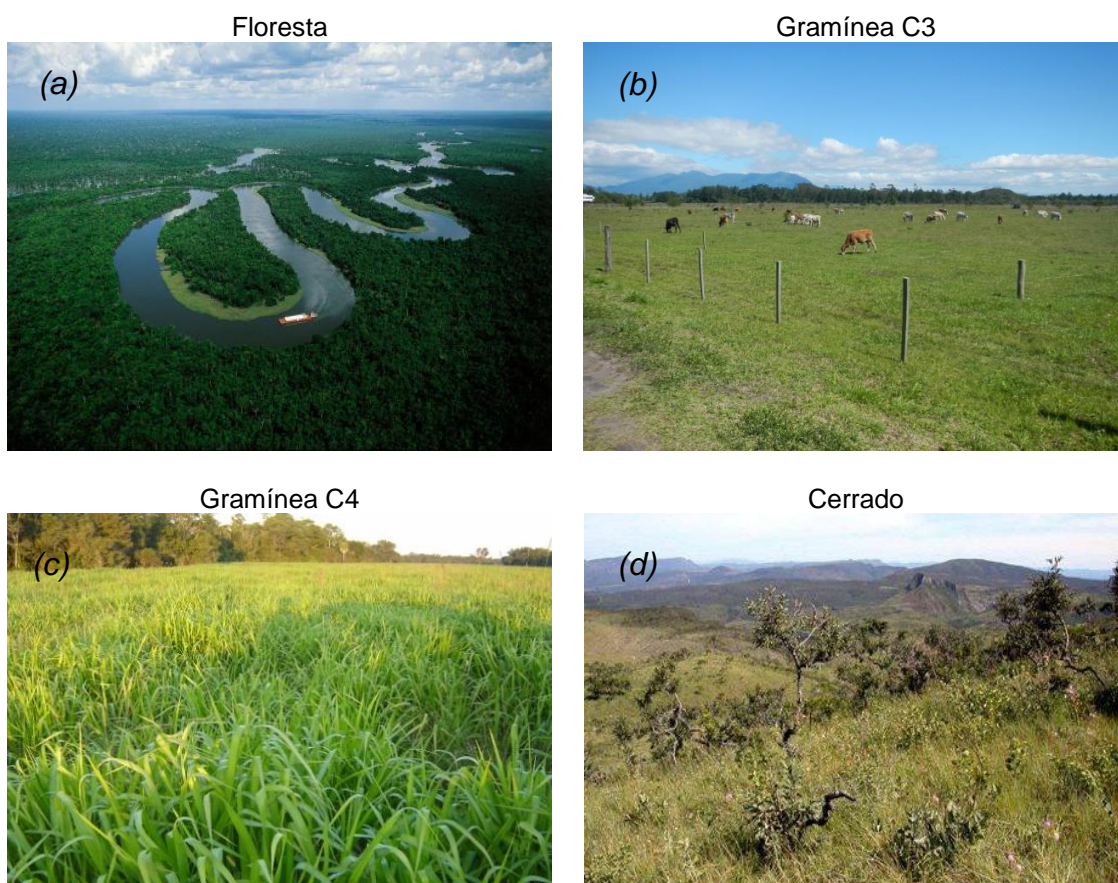


Figura 5.11 – Tipos de vegetação mais predominantes na região amazônica.

5.5.2.1. Estação seca (setembro/2010)

Como descrito na seção 5.5.1, durante o mês de setembro de 2010 a simulação com o modelo JULES-CCATT-BRAMS (JULES-ad1_ae1) obteve temperatura média próxima à superfície em torno de 28°C na região da Bacia Amazônica e em torno de 26°C nas demais regiões, com exceção daquelas com topografia elevada. Na região noroeste da grade simulada o conteúdo de precipitação acumulado no mês foi em torno de 200 mm e na região sudeste foi inferior a 50 mm. A radiação de onda curta incidente foi alta, atingindo valores médios próximos de 1000 W/m² às 16 UTC. A atmosfera da região amazônica ficou com grande quantidade de aerossol proveniente da queima de biomassa, principalmente na região centro-oeste do Brasil. E a umidade do solo na camada próxima à superfície ficou com padrão espacial semelhante ao da precipitação, mas no nível de 4.25 metros de profundidade o solo permaneceu relativamente úmido em praticamente todas as regiões que são cobertas por floresta, por exemplo, o estado do Pará. Portanto, estas condições foram determinantes para o processo de respiração heterotrófica e autotrófica e para a fotossíntese neste período.

A Figura 5.12 apresenta a produção primária bruta (primeira linha) e a respiração das plantas (segunda coluna) para os quatro tipos de vegetação predominantes na região amazônica. Através desta figura é possível verificar alguns comportamentos dos fluxos de CO₂ simulados para a região amazônica, tais como: (i) Devido ao fato da floresta possuir raízes profundas, elas conseguem extrair água de níveis mais profundos do solo que ainda encontra-se relativamente úmido, conseqüentemente, mesmo na região que ocorreu pouca chuva o GPP e RespP ficaram altos, por exemplo na região delimitada pelo retângulo vermelho. (ii) Gramíneas tipo C3 possuem raízes relativamente rasas que conseguem extrair água somente dos níveis de solo mais superficiais, portanto, nota-se que o GPP é alto somente na região em que ocorreu mais precipitação, sendo nesta região úmida, próxima à produção primária bruta a da floresta. (iii) A vegetação tipo gramínea C4 possui elevados

fluxos de CO₂, ela também depende de água no nível mais superficial, pois os fluxos foram maiores na região com maior precipitação. (iv) Entre os quatro biomas estudados, o cerrado é o que apresentou menor fluxos de CO₂, sendo em torno da metade dos fluxos proporcionados pela C3G. Ele também é muito dependente da precipitação, mostrando uma configuração espacial bastante semelhante ao mapa de precipitação acumulada. (v) É possível observar que RespP é aproximadamente a metade do GPP, em concordância com o apresentado na literatura (KIRSCHBAUM *et al.*, 2001).

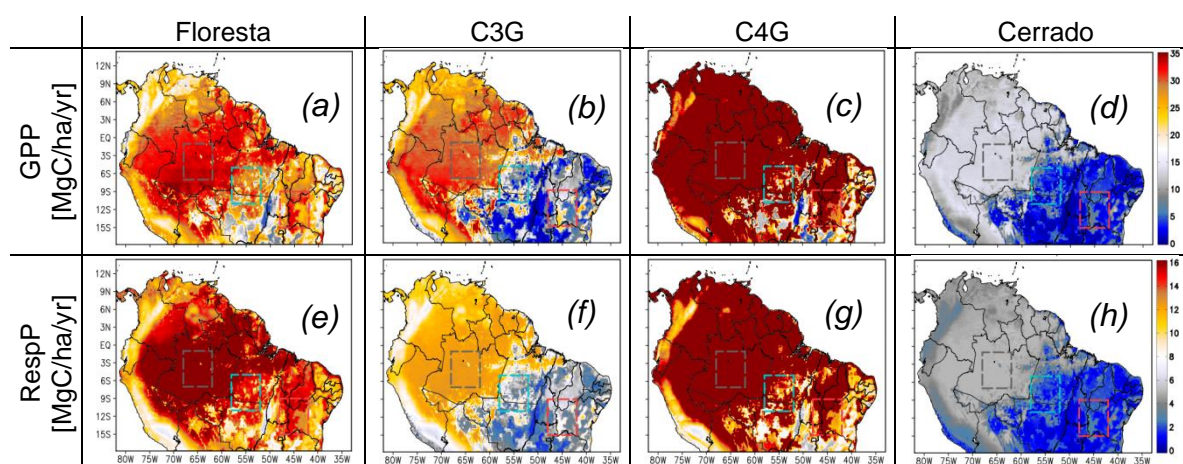


Figura 5.12 – GPP e RespP médios no mês de setembro/2010 para os quatro biomas predominantes na região amazônica.

Na Figura 5.12 foram delimitadas, com retângulos, três áreas com características distintas: A área delimitada com retângulo cinza (68°W;62°W 07°S;01°S) encontra-se em uma região coberta predominantemente por floresta e que esteve relativamente úmida tanto no mês de março/2010 quanto no mês de setembro/2010. A área delimitada pelo retângulo azul (58°W;52°W 11°S;05°S) também está em uma região com cobertura predominante de floresta, mas durante o mês de setembro/2010 teve um volume muito pequeno de precipitação. Já a área delimitada pelo retângulo vermelho (48°W;42°W 15°S;09°S) está sobre uma região coberta predominantemente por cerrado e também teve pouco volume de chuva durante o mês de setembro/2010. Para simplificar a descrição destas áreas, elas serão simplesmente chamadas pelas

cores dos retângulos que as delimitam, p. ex. a área delimitada pelo retângulo vermelho será denominada simplesmente de área vermelha.

Na Figura 5.13a observa-se que o GPP ficou alto em todas as áreas, para a área cinza ele ficou um pouco maior devido à presença de mais umidade. Nota-se também que o máximo do GPP para a área cinza foi às 15 UTC e para as outras duas áreas foi às 14 UTC. Esta diferença de uma hora provavelmente está relacionada à localização das áreas, pois o máximo de irradiância na área vermelha ocorre mais cedo do que na área cinza. Mas, a Figura 5.9b mostra que o máximo de irradiância, média na região que engloba estas três áreas, ocorreu às 16 UTC. Portanto, pode-se notar que a floresta ficou ligeiramente saturada de energia, observando uma pequena estagnação à direita da parábola desenhada pelo GPP. Também é possível notar que o comportamento diário do RespP foi ligeiramente diferente do GPP, pois após atingir o valor máximo ele teve uma queda menos acentuada do que o GPP, tendo queda acentuada somente ao entardecer. Comparando a região azul com a vermelha, pode-se dizer que se a região vermelha fosse coberta por floresta, em vez de cerrado, os fluxos de CO₂ nestas duas regiões em setembro de 2010 seriam muito próximos, ou seja, com máximo diário de GPP em torno de 21 $\mu\text{molC/m}^2/\text{s}$, entretanto nota-se na Figura 5.13d que no caso do cerrado este máximo foi de aproximadamente 5 $\mu\text{molC/m}^2/\text{s}$.

Na Figura 5.13b nota-se que o GPP para gramíneas tipo C3 foi bem maior na área cinza do que nas outras duas, mostrando que para este bioma o GPP possui forte dependência da precipitação, para umedecer os níveis superficiais do solo. Nota-se também que a produtividade deste tipo de vegetação é fortemente limitada pelo excesso de energia solar, principalmente quando o solo está mais seco (área azul e vermelha). Na área vermelha o GPP chegou a $\sim 12 \mu\text{molC/m}^2/\text{s}$ às 12 UTC, quando a R_{in} era $\sim 450 \text{ W/m}^2$ mas caiu para $\sim 2 \mu\text{molC/m}^2/\text{s}$ quando a irradiância atingiu o seu pico máximo de $\sim 980 \text{ W/m}^2$ às 16Z. O GPP volta a crescer quando a irradiância diminui, mas o valor máximo

no período da tarde chega apenas a $\sim 8.5 \mu\text{molC}/\text{m}^2/\text{s}$, limitado agora pela alta temperatura das folhas.

Como descrito anteriormente, as gramíneas tipo C4 possuem uma alta produtividade primária, principalmente quando existem umidade e energia suficiente. Observa-se na Figura 5.13c que o GPP médio para setembro/2010 as 16 e 17 UTC na área cinza foi $\sim 64 \mu\text{molC}/\text{m}^2/\text{s}$. Nas outras duas áreas, mais secas, a produtividade caiu em torno da metade, embora, ainda continuou superior ao produtividade da floresta. Nota-se também que este bioma não teve limitação em relação à irradiância e nem à temperatura das folhas no período da tarde, assim o GPP configurou uma perfeita parábola ao longo do dia.

Comparando a Figura 5.13b com a Figura 5.13d observa-se que os fluxos de CO_2 do cerrado possuem respostas muito semelhantes ao das gramíneas C3, embora este ser, aproximadamente, a metade da magnitude dos fluxos do cerrado.

Também é possível observar na Figura 5.13 que, durante o período noturno, a respiração autotrófica nas três áreas é muito próxima uma da outra. Mas, no período diurno, nas duas áreas mais secas o RespP é aproximadamente a metade do RespP da área mais úmida, com exceção da floresta, onde esta diferença é menor. Conforme descrito na seção 3.1.4, o JULES parametriza a respiração autotrófica via dois processos, um responsável pela manutenção e outro pelo crescimento da planta. A respiração responsável pelo crescimento é assumida como sendo uma fixa fração (0.25) da produção primária líquida (CLARK *et al.*, 2011). Portanto, este fato explica a variação diurna da RespP, pois nas áreas mais secas o GPP ficou aproximadamente a metade da área mais úmida, logo o NPP e o RespP também ficaram com relações próximas a esta.

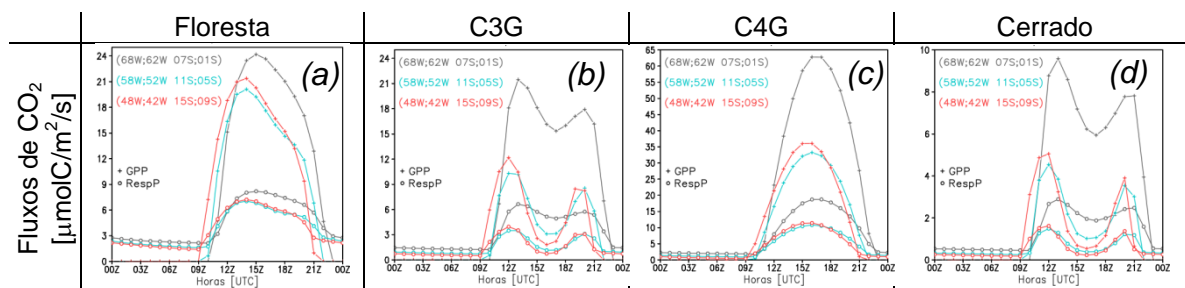


Figura 5.13 – Fluxos de CO₂ médios diários para cada tipo funcional de planta, no mês de setembro de 2010, e médios nas três áreas delimitadas na Figura 5.12.

Embora o GPP na área cinza ficou maior que nas outras duas áreas (Figura 5.13), pode-se observar na Figura 5.14 que os menores NEE, médio no dia, ocorreram na área vermelha, com exceção da gramínea tipo C4. Pois, na área vermelha RespP foi ligeiramente menor, principalmente no período diurno (Figura 5.13) e a respiração do solo foi em torno de 5 vezes menor (Figura 5.16a), passando de $\sim 5 \mu\text{molC}/\text{m}^2/\text{s}$ na área cinza para $\sim 0.9 \mu\text{molC}/\text{m}^2/\text{s}$ na área vermelha. Portanto, este resultado mostrou que regiões com pouca precipitação (Figura 5.14b e Figura 5.14c) foram sorvedouros de carbono da atmosfera e regiões mais chuvosas (Figura 5.14a) foram fontes de carbono para a atmosfera. Mas provavelmente este resultado é válido somente para períodos de estiagem não muito longos, pois, caso contrário o solo ficará muito seco e o GPP irá diminuir consideravelmente.

Devido ao fato de não existir produção primária bruta no período noturno, o NEE neste período sempre será positivo, sendo a soma de RespS com RespP. RespS possui pouca variação ao longo do dia (Figura 5.16a) e Como observado na figura anterior, o RespP durante a noite também possui pouca variação, logo nota-se na Figura 5.14 que NEE também varia pouco durante a noite e também não possui grandes diferenças em relação ao tipos de biomas. Mas, na área úmida (Figura 5.14a) o NEE noturno é relativamente maior que nas áreas secas (Figura 5.14b e Figura 5.14c).

Durante o período diurno o NEE da floresta é praticamente igual nas três áreas. Pois o ganho do GPP na área cinza em relação às outras áreas foi

compensado pela alta respiração do solo na região cinza (Figura 5.16a). O mesmo comportamento pode ser observado para no cerrado.

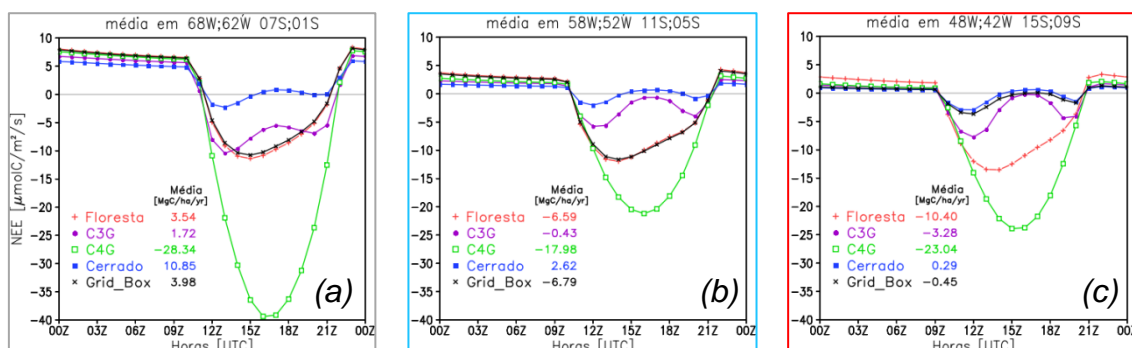


Figura 5.14 – NEE médios diários no mês de setembro para cada tipo funcional de plantas e médio nas três áreas delimitadas na Figura 5.12: (a) área cinza, (b) área azul e (c) área vermelha. Os valores descritos no interior das figuras correspondem à média ao longo do dia.

Como descrito na seção 5.2.2, o modelo faz médias ponderadas para obter os fluxos no ponto de grade, estes fluxos estão mostrados na Figura 5.15. Para uma melhor fixação dos conceitos, esta figura foi disposta em forma de equação, deve-se notar que a figura de NPP (Figura 5.15c) foi apresentada na primeira linha, como o resto de GPP-RespP, e também na segunda linha, como subtraendo de RespS. Também é necessário atentar-se para a mudança na escala das figuras. Na Figura 5.15a nota-se que a região com predomínio de floresta ficou com GPP alto (em torno de 30 $\text{MgC}/\text{ha}/\text{yr}$). As partes cobertas por cerrado na região Centro-oeste e Nordeste do Brasil o GPP ficou baixo (em torno de 2 $\text{MgC}/\text{ha}/\text{yr}$), devido à baixa taxa de precipitação nestas regiões, mas no cerrado existente na Venezuela e Colômbia, o GPP ficou relativamente alto (em torno de 15 $\text{MgC}/\text{ha}/\text{yr}$), devido o solo nesta região ter ficado bastante úmido neste período, conforme descrito anteriormente. Mas nota-se na Figura 5.15b e Figura 5.15d que RespP e RespS ficaram muito altos na região correspondente à bacia amazônica. Portanto, como apresentado na figura Figura 5.15e, o NEE no mês de setembro de 2010 ficou positivo sobre a bacia amazônica e na região de cerrado da Venezuela e Colômbia, devido à alta

respiração do solo e das plantas. Já na região de cerrado e gramínea tipo C3 do Nordeste, parte do Centro-oeste e sudeste do Brasil o NEE ficou positivo devido ao baixo GPP. Pode-se observar que o ecossistema ficou sendo sumidouro de carbono somente na região coberta predominantemente por floresta e que teve baixo índice pluviométrico e nas regiões cobertas predominantemente por vegetação tipo C4G.

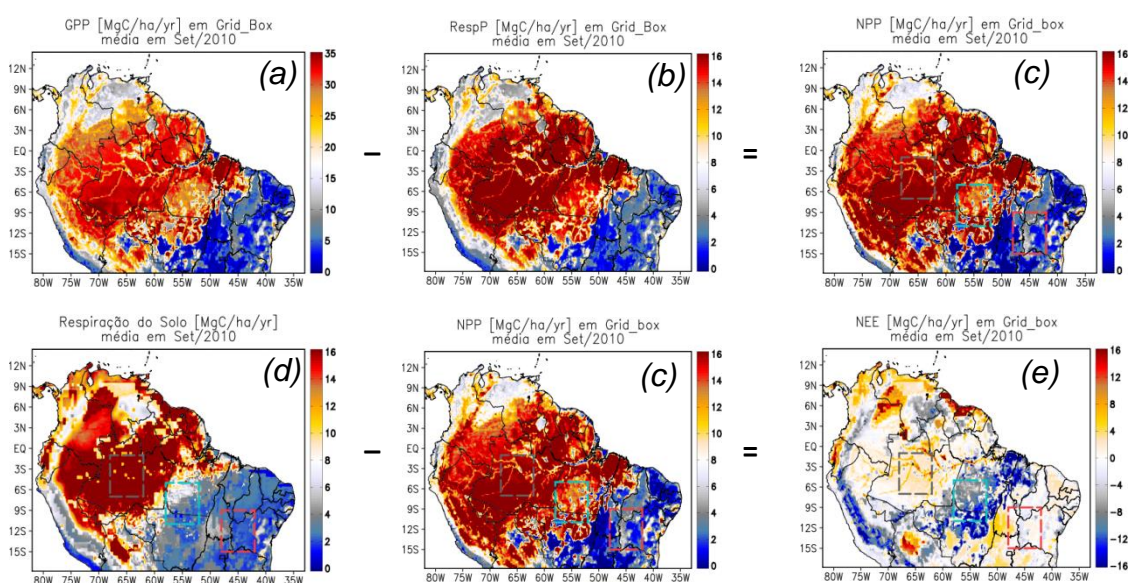


Figura 5.15 – Fluxos de CO₂ médios no mês de setembro no *grid_box*.

Na Figura 5.16a é mostrada a respiração do solo nas três áreas delimitadas na Figura 5.12, observa-se que na área cinza RespS foi bastante alto (18.46 MgC/ha/yr) e nas outras duas áreas mais secas ele foi baixo. Na Figura 5.16b nota-se que o NPP é alto nas duas regiões com predominância de floresta e baixo na área vermelha, coberta predominantemente por cerrado. O NEE, resultante da subtração entre RespS e NPP, é mostrado na Figura 5.12c. Conforme comentado acima, a região cinza ficou com NEE bastante negativo durante o dia (sorvedouro de carbono), mas durante a noite ela foi fonte de carbono devido à alta taxa de respiração do solo e das plantas, assim, na média mensal esta área ficou sendo uma fonte de carbono para a atmosfera de 3.98 MgC/ha/yr. Já a área azul o NEE diurno foi um pouco menor do que a

área cinza, mas a respiração noturna também foi menor, logo esta área ficou sendo um sorvedouro de carbono no mês de setembro de 2010 de -6.79 MgC/ha/yr. A área vermelha, mesmo tendo baixo NPP também foi sorvedouro de carbono, pois a respiração noturna foi muito baixa.

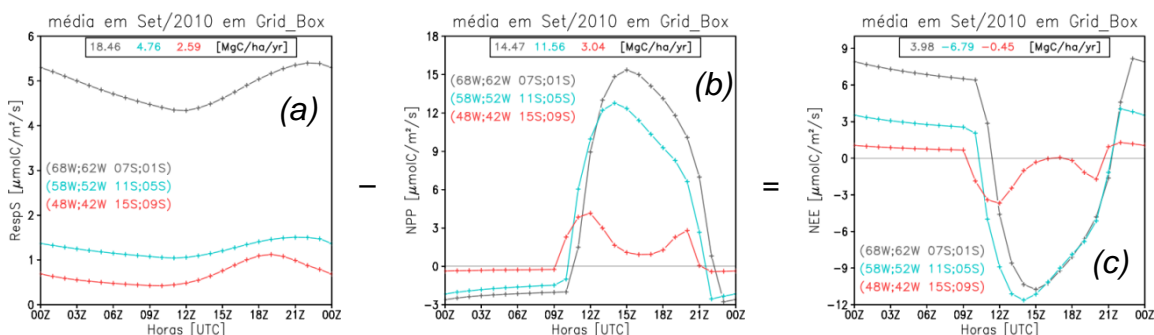


Figura 5.16 – Fluxos de CO₂ médios diários no *grid_box*, para o mês de setembro de 2010 e médios nas três áreas delimitadas na Figura 5.12. Os números descritos na parte superior da figura correspondem à média ao longo do dia, ou seja, a média mensal.

5.5.2.2. Sazonalidade

Como descrito na revisão bibliográfica, ainda existem na comunidade científica grandes questões sobre a resposta da vegetação em relação à variabilidade sazonal dos fluxos de CO₂. Nesta seção será apresentada a comparação dos fluxos de CO₂ obtidos pelo modelo JULES-CCATT-BRAMS para o mês de março de 2010 (estação úmida) com os obtidos para o mês de setembro de 2010 (estação seca), analisando assim o efeito da sazonalidade nos fluxos de CO₂.

Na Figura 5.17a nota-se que na área cinza teve maior GPP no mês de setembro do que no mês de março. Mesmo com o solo em setembro mais seco do que o de março (Figura 5.4). Mas, como observado na Figura 5.9b, a irradiância em setembro foi em torno de 25% mais elevada. Também foi observado na Figura 5.13a que a floresta em setembro teve somente uma

pequena saturação em relação à quantidade de energia. Portanto, pode-se concluir que o efeito positivo no GPP devido à maior presença de irradiância, superou o efeito negativo no GPP devido o solo estar mais seco. Subtraindo o valor médio da área cinza, apresentado na Figura 5.17b (14.54 MgC/ha/yr), do apresentado na Figura 5.17f (4.11 MgC/ha/yr), é encontrado: $NPP_{\text{set}} - NPP_{\text{mar}} = 10.43 \text{ MgC/ha/yr}$. Como o valor é positivo, significa que a floresta na área cinza ficou mais verde no mês de setembro/2010, em relação ao mês de março/2010. Este resultado concorda com os apresentados por Saleska et al., (2007) e Kim et al., (2012). Mas, para o ecossistema, o mês de março foi praticamente igual ao mês de setembro na área cinza. Observa-se que, embora o GPP de setembro foi maior, RespP e RespS também foram maiores. Conseqüentemente, o NEE desta área, para o mês de setembro, ficou praticamente igual ao do mês de março (diferença igual a 0.34 MgC/ha/yr).

O NEE na área azul teve a maior variação sazonal (-20.46 MgC/ha/yr). Na Figura 5.16c é mostrado que no mês de setembro o NEE na área azul foi -6.79 MgC/ha/yr, portanto no mês de março ele foi 13.67 MgC/ha/yr. Ou seja, no mês de março ele era fonte de CO₂ para atmosfera e no mês de setembro passou a ser sorvedouro. Este efeito ocorreu porque o GPP no mês de setembro continuou relativamente alto e a respiração do solo e da floresta foi menor no mês de setembro do que no mês de março.

Para a área vermelha, com predominância de cerrado, nota-se que o GPP em março foi muito maior do que em setembro. Este fato deve-se principalmente ao déficit de água e ao excesso de irradiância no mês de setembro. Pois, no mês de setembro nesta região o volume de chuva foi extremamente baixo (Figura 5.10d), conseqüentemente o solo nos níveis superficiais ficou muito seco (Figura 5.3b). Também mostrado na Figura 5.13d que a irradiância é um forte fator limitante do GPP no cerrado. Entretanto, nota-se que o comportamento do NEE nesta região foi semelhante ao da área azul, ou seja, em março ele foi fonte de CO₂ e em setembro ele foi sorvedouro.

Portanto, pode-se concluir que a umidade do solo favorece o GPP, mas normalmente faz com que o NEE fique mais positivo. A alta irradiância pode ser fator limitante para alguns tipos de vegetação (CG3 e cerrado) contribuindo para uma forte redução do GPP nos horários em que os raios solares estão mais perpendiculares em relação à superfície. Outro limitante também é a temperatura do ar, fazendo com que o GPP no período da tarde seja normalmente menor do que no período da manhã.

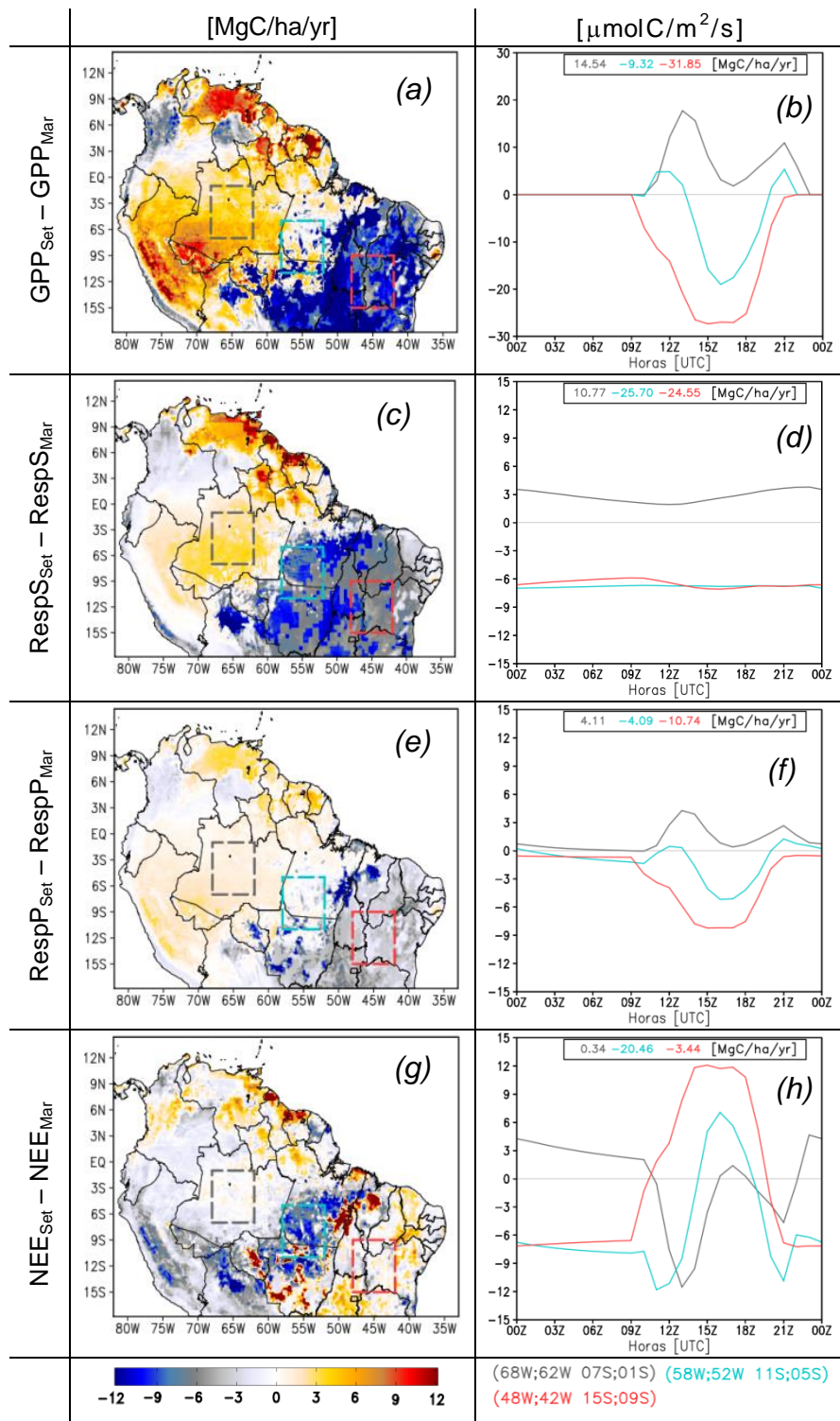


Figura 5.17 – Diferenças dos fluxos de CO_2 em *Grid_box*: média do mês de setembro menos média do mês de março de 2010.

5.5.3. Efeito dos Aerossóis

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos com o modelo JULES desacoplado e com o modelo acoplado JULES-CCATT-BRAMS referentes ao efeito do aerossol nos fluxos de CO₂ da região amazônica. A Figura 5.18 mostra a dependência do fluxo de CO₂ (GPP ponderado pela radiação de onda curta incidente) em função da fração difusa. Este resultado foi obtido a partir do modelo JULES *off-line*, com os dados meteorológicos provenientes do modelo acoplado no ponto de grade mais próximo do aeroporto de Tefé-AM (Ponto A da Tabela 5.1). A radiação de onda curta, direta e difusa, e a de onda longa foram calculadas para frações difusas variando de 0 a 0.9, utilizando as equações propostas por (KNOHL e BALDOCCHI, 2008):

$$\frac{R_s}{R_0} = -0,7657 \frac{R_d}{R_s} + 0,8842 \quad (5.1)$$

$$\frac{L_s}{L_{clean}} = 0,4225 \frac{R_d}{R_s} + 0,9059 \quad (5.2)$$

Onde: R_s = Radiação de onda curta global incidente em superfície.

R_d = Radiação de onda curta difusa incidente em superfície.

$f_d = \frac{R_d}{R_s}$ = Fração difusa.

R_0 = Irradiância solar no topo da atmosfera.

L_s = Radiação de onda longa incidente em superfície.

L_{clean} = Radiação de onda longa proveniente da atmosfera, estimada pela lei de Stefan-Boltzmann em relação à temperatura do ar (T_{ar}):

$$L_{clean} = \varepsilon \sigma T^4 \approx 5,6704 \cdot 10^{-8} T_{ar}^4 \quad (5.3)$$

Knohl e Baldocchi (2008) encontraram o valor de R_0 de acordo com Spitters *et al.* (1986), onde leva em consideração a constante solar, o dia do ano e a elevação do sol acima do horizonte. Mas, aqui o R_0 foi obtido pela equação 5.1, utilizando os valores de R_s e R_d proveniente do modelo acoplado. Garantindo assim que a irradiância que chega no topo da atmosfera continue sendo a mesma do modelo acoplado.

Na Figura 5.18 observa-se que o aumento da fração difusa faz com que o GPP cresça até um valor “ótimo” e a partir deste ponto ele passa a decrescer, devido ao fato do aumento do AOT, para proporcionar o aumento da fração difusa, também vai causar queda na irradiância total, conseqüentemente não tendo energia suficiente para atingir o máximo de produção primária bruta. Observa-se na figura que este ponto “ótimo” varia de acordo com o bioma: para floresta ele ficou entre $f_d = 0.4$ a 0.5 ; para C3G em torno de $f_d = 0.6$; para cerrado em torno de $f_d = 0.7$ e para C4G em torno de $f_d = 0.2$. Este comportamento está relacionado à quantidade de energia que o bioma atinge a sua saturação. Como observado na Figura 5.13, C4G não chegou a ser limitada pela alta irradiância ocorrida em setembro/2010, mostrando então que a sua produção primária ainda poderia ser maior se houvesse mais energia. Por esta razão que o ponto “ótimo” deste bioma ocorreu para de f_d baixo, pois o efeito positivo no GPP, em função do aumento da fração difusa, foi inferior ao efeito negativo no GPP devido à diminuição da irradiância total quando f_d foi maior que ~ 0.2 . Já no cerrado nos horários em que a irradiância em setembro estava alta (de 12 a 21 UTC) a produção primária deste bioma caiu muito. Portanto para esta vegetação a fração difusa pode ser bem maior, pois ela irá contribuir tanto para

diminuir o pico da irradiância quanto aumentará a produção primária pelo efeito da radiação difusa, conforme apresentado anteriormente.

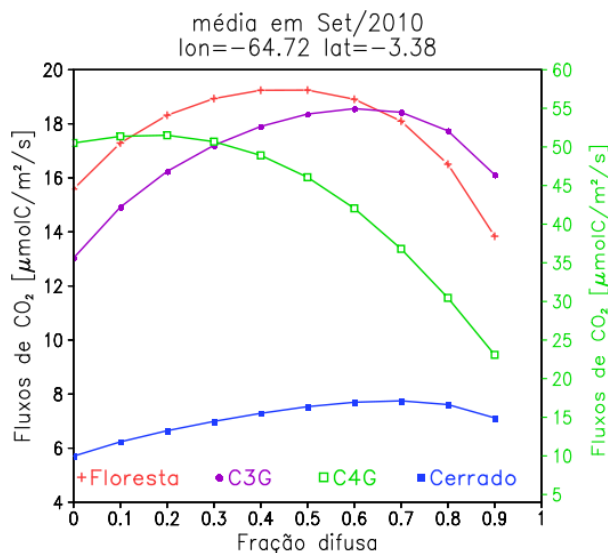


Figura 5.18 – Sensibilidade do GPP simulado em relação às mudanças na fração difusa. Os valores de fluxos de CO₂ são obtidos com o GPP total ponderado pela radiação incidente, conforme descrito por (KNOHL e BALDOCCHI, 2008). O eixo da esquerda corresponde aos tipos de coberturas: Floresta, C3G e Cerrado; o eixo da direita corresponde ao tipo C4G.

A Figura 5.19 foi obtida utilizando o mesmo conjunto de dados e procedimentos empregados na figura anterior. Nota-se nesta figura que o GPP aumentou quando a fração difusa passou de 0.1 para 0.5 (diferença negativa), concordando com o que foi apresentado na figura anterior. Contudo, mesmo alterando somente a proporção entre a irradiância direta e difusa, ou seja, não alterando a irradiância total nem nenhuma outra variável meteorológica (vento, temperatura, etc.), nota-se nesta figura que o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente foram alterados. Em simulações com modelos de superfície *off-line*, não é contabilizada as alterações nos campos meteorológicos, pois os dados que alimentam o modelo normalmente são mantidos fixos. Conseqüentemente, alguns efeitos são difíceis de serem estudados com modelos *off-line*. Por exemplo, o efeito dos aerossóis no GPP pode ter interpretação errônea ao ser analisado com um modelo *off-line*. Pois, como

visto anteriormente, uma das propriedades do aerossol de queimada é aumentar a fração difusa, sendo que esta pode causar um aumento no GPP, mas este aumento de GPP altera os fluxos em superfície, que por sua vez pode alterar a taxa de precipitação (para mais ou para menos), sendo que esta também altera consideravelmente o GPP. Entretanto a mudança na precipitação não ocorrerá necessariamente no mesmo ponto de grade que foi alterada a quantidade de aerossol, pois vai depender da dinâmica da atmosfera.

Portanto, é aconselhável realizar o estudo do efeito dos aerossóis com modelos acoplados, de forma que alterações no campo meteorológico, provocados pelo modelo se superfície, seja computada por este modelo logo no próximo intervalo de tempo de simulação (*timestep*).

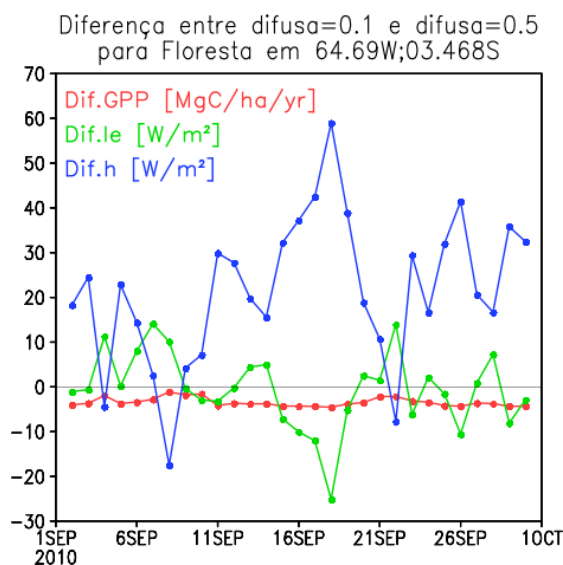


Figura 5.19 – Diferença entre fração difusa constante igual a 0.1 e igual a 0.5, considerando o *grid_box* contendo apenas floresta.

A Figura 5.20 e Figura 5.21 foram obtidas com o modelo JULES-CCATT-BRAMS, com a configuração JULES_ad1_ae1. Observa-se na Figura 5.20a que para a floresta o GPP cresce à medida que a radiação PAR aumenta, desenhando aproximadamente uma meia parábola, apenas para PAR acima de

~1800 $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$ que percebe-se uma pequena queda no GPP em função do aumento da PAR, indicando que este foi o valor de saturação da floresta em relação ao excesso de energia. Entretanto, para o cerrado, observa-se que o ponto de saturação é em torno de 900 $\mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$, ou seja, o cerrado atinge o seu ápice de produção primária bruta com aproximadamente a metade da energia necessária para que a floresta atinja o seu. Observa-se também nesta figura que as cores em tons de vermelho estão predominantemente na parte superior, indicando que pontos com mesmo PAR, mas, com fração difusa maior, tiveram maior GPP. A Figura 5.20b mostra o mesmo que a Figura 5.20a, apenas foram alteradas as coordenadas do gráfico para ficar evidente o aumento do GPP com o aumento da fração difusa. Observa-se claramente nesta figura uma tendência do crescimento do GPP com o aumento da fração difusa. Na Figura 5.20c e Figura 5.20d são separados, por cor vermelha e verde, os pontos que estavam com a atmosfera limpa (pouca radiação difusa) e os que estavam em uma atmosfera com bastante aerossol (muita radiação difusa). Nota-se que os pontos com radiação difusa alta (verdes) conseguiram maior GPP do que os pontos com fração difusa inferior a 0.25. Também é possível notar que este efeito não é muito significativo para o cerrado, sendo mais pronunciado na floresta, C3G e C4G.

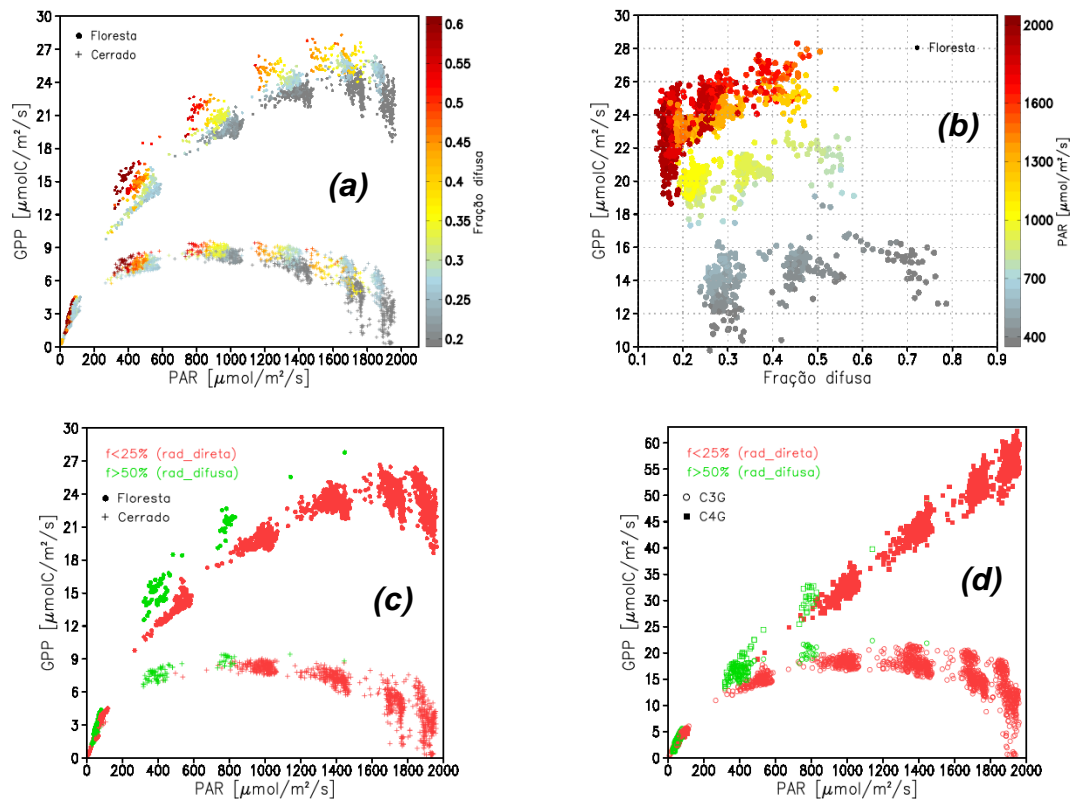


Figura 5.20 – Efeito da fração difusa nos fluxos de CO_2 ao longo do mês de setembro de 2010. Foram plotados os valores contidos na área $70^\circ\text{W};65^\circ\text{W}$ $8^\circ\text{S};5^\circ\text{S}$, sendo ignorados todos os pontos de grade com nebulosidade acima de $5 \text{ g}/\text{m}^2$. A fração de água no solo foi limitada em 0.8 a 0.9.

A Figura 5.21 mostra os dados de NEE observados em setembro de 2002 juntamente com os simulados para 2010. Estes dados observados em 2002 foram incluídos nesta figura porque não foi possível obter dados de NEE para a região amazônica do ano de 2010. Portanto, o propósito é apenas verificar se os dados simulados ficaram da ordem dos observados. E realmente é possível notar certa correlação entre os dados observados e simulados. No entanto, não houve NEE simulado com valor inferior a $-17 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$, sobretudo para valores baixos de PAR, enquanto que em 2002 houve registro de NEE em torno de $-20 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$ quando a PAR era inferior a $600 \mu\text{mol}/\text{m}^2/\text{s}$. Nota-se também que não foi possível associar muito bem o NEE com a fração difusa nem com o AOT. Pois, observa-se na Figura 5.23j que justamente na região em torno de

Rebio Jaru a influência do aerossol foi muito baixa devido ao fato do GPP nesta região também ter sido baixo (Figura 5.15a).

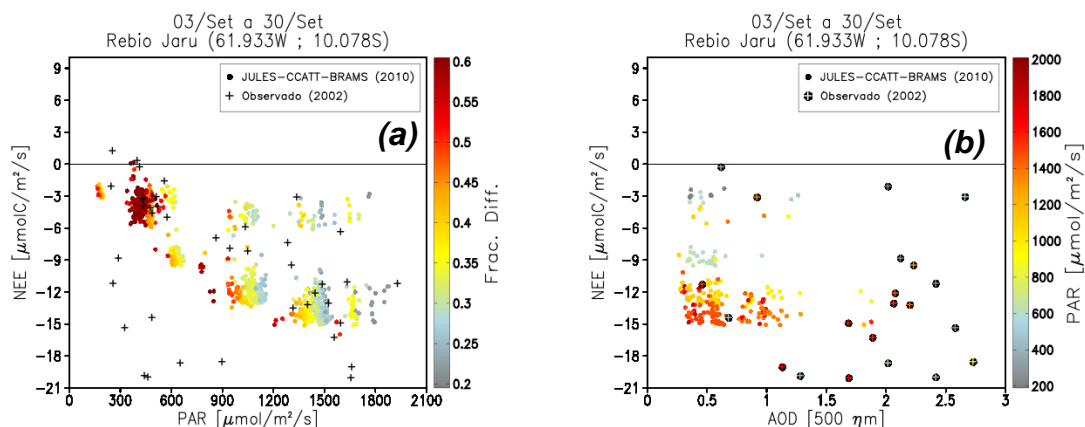


Figura 5.21 – NEE na localização de Rebio Jaru (61.933°W 10.078°S). Circulos fechados são provenientes da simulação com o JULES-CCATT-BRAMS em setembro de 2010 (ponto de grade mais próximo) e marcadores em forma de cruz são provenientes de dados observados no mês de setembro de 2002, os mesmos utilizados por Yamasoe et al. (2006).

Como descrito anteriormente, o aerossol pode afetar o GPP devido o aumento da fração difusa e devido a processos tais como: redução da radiação PAR, resfriamento da superfície, oxidação das folhas pelo ozônio, dentre outros. Portanto, esta seção tem como alvo avaliar a importância do efeito da fração difusa no GPP em relação a todos os outros efeitos do aerossol no GPP. Assim, foi subtraído o GPP proveniente da simulação JULES_ad1_ae1 do proveniente da simulação JULES_ad1_ae0. O resultado desta subtração mostra o efeito total do aerossol sobre o GPP (primeira coluna da Figura 5.22). Também foi apresentado o resultado da subtração do GPP da simulação JULES_ad1_ae1d0 pelo proveniente da simulação JULES_ad1_ae0. Esta diferença mostra o efeito do aerossol no GPP desconsiderando o efeito da fração difusa (segunda coluna da Figura 5.22). Também é mostrado na terceira coluna da Figura 5.22 o GPP médio em uma região com alta espessura óptica (retângulo branco da Figura 5.2b), e conseqüentemente com alta fração difusa.

A primeira coluna da Figura 5.22 apresenta o efeito global do aerossol (EGA) no GPP e a segunda coluna o EGA menos o efeito difuso (EGA-D), logo, o efeito difuso do aerossol (EDA) corresponde à diferença entre EGA e EGA-D. Deve-se atentar-se para o fato da escala nas figuras da segunda coluna ser 10 vezes menor do que a da primeira coluna, exceto para a vegetação tipo C4G.

Para vegetação tipo floresta nota-se na Figura 5.22a que o aerossol propiciou acréscimo de GPP em toda a grade com valores superior a 8 Mg/ha/yr na região onde a fração difusa estava elevada. Entretanto, ao considerar os EGA-D (Figura 5.22b) observa-se que existem localizações em que o aerossol contribuiu para a redução do GPP, mas esta redução foi baixa e ocorreu em regiões onde a espessura óptica do aerossol era baixa. Portanto, provavelmente esta redução no GPP foi provocada por efeitos remotos proveniente das variações ocorridas na região onde continha muito aerossol de queimadas. O acréscimo de GPP no local com aerossol, provavelmente foi causado pelo efeito radiativo, devido à redução da irradiância total provocada pelo aerossol, diminuindo assim o stress radiativo da floresta. Nota-se na Figura 5.22c que a diferença entre a linha verde e azul ocorre justamente no horário em que está ocorrendo o máximo de radiação, e o aerossol fez com que a curva azul ficasse um pouco mais próxima de uma parábola, ou seja, reduziu a queda do GPP quando havia muita radiação.

Para gramínea tipo C3, nota-se que o EGA e o EGA-D afetaram de forma similar à floresta, mas neste bioma o EGA foi menor enquanto o EGA-D foi ligeiramente maior, o que significa que o EDA foi menor, provavelmente devido ao fato do dossel da gramínea ser muito menor do que da floresta, assim a radiação difusa teve menos área de ação. O EGA-D foi superior devido ao fato da C3G ser mais sensível à alta quantidade de irradiância do que a floresta.

Para o Cerrado nota-se maior EGA na região onde teve maior precipitação, pois conforme mostrado na figura Figura 5.12d o GPP na região seca foi muito baixo, dificultando assim observar o acréscimo no GPP nesta região. De

acordo com os valores médios de GPP descritos na Figura 5.12l, na região mais afetada pelo aerossol houve um acréscimo de 1.12 MgC/ha/yr pelo EDA e de 0.58 MgC/ha/yr pelo EGA-D, ou seja, no caso do cerrado o EGA-D chegou a ser aproximadamente a metade EDA, pois a produtividade primária bruta deste bioma também é bastante limitada pelo excesso de irradiância.

No caso da vegetação C4G (Figura 5.22h) nota-se que o EGA-D em geral contribuiu para reduzir o GPP, esta vegetação não estava sendo limitada pela irradiância, assim com a presença de aerossol houve uma redução da radiação PAR, causando a redução do GPP. Mas nota-se que o EGA foi de aumentar GPP, conseqüentemente o EDA foi alto.

Portanto, observa-se que o EGA no GPP foi bem maior do que o EGA-D, ou seja, o EDA foi superior a soma dos outros efeitos do aerossol e sempre no sentido de aumentar o GPP. Nota-se também que, com exceções para a vegetação C4G, o EGA foi sempre no sentido de aumentar o GPP, enquanto que EGA-D em alguns casos proporcionou uma redução do GPP, mas provavelmente esta redução deve-se a efeitos remotos proveniente do local onde havia muito aerossol, pois as regiões que o EGA-D foi negativo havia pouca quantidade de aerossol. No caso da vegetação tipo gramínea C4 o EGA-D foi negativo, mas o EDA foi alto o suficiente para tornar o EGA positivo em praticamente toda a grade.

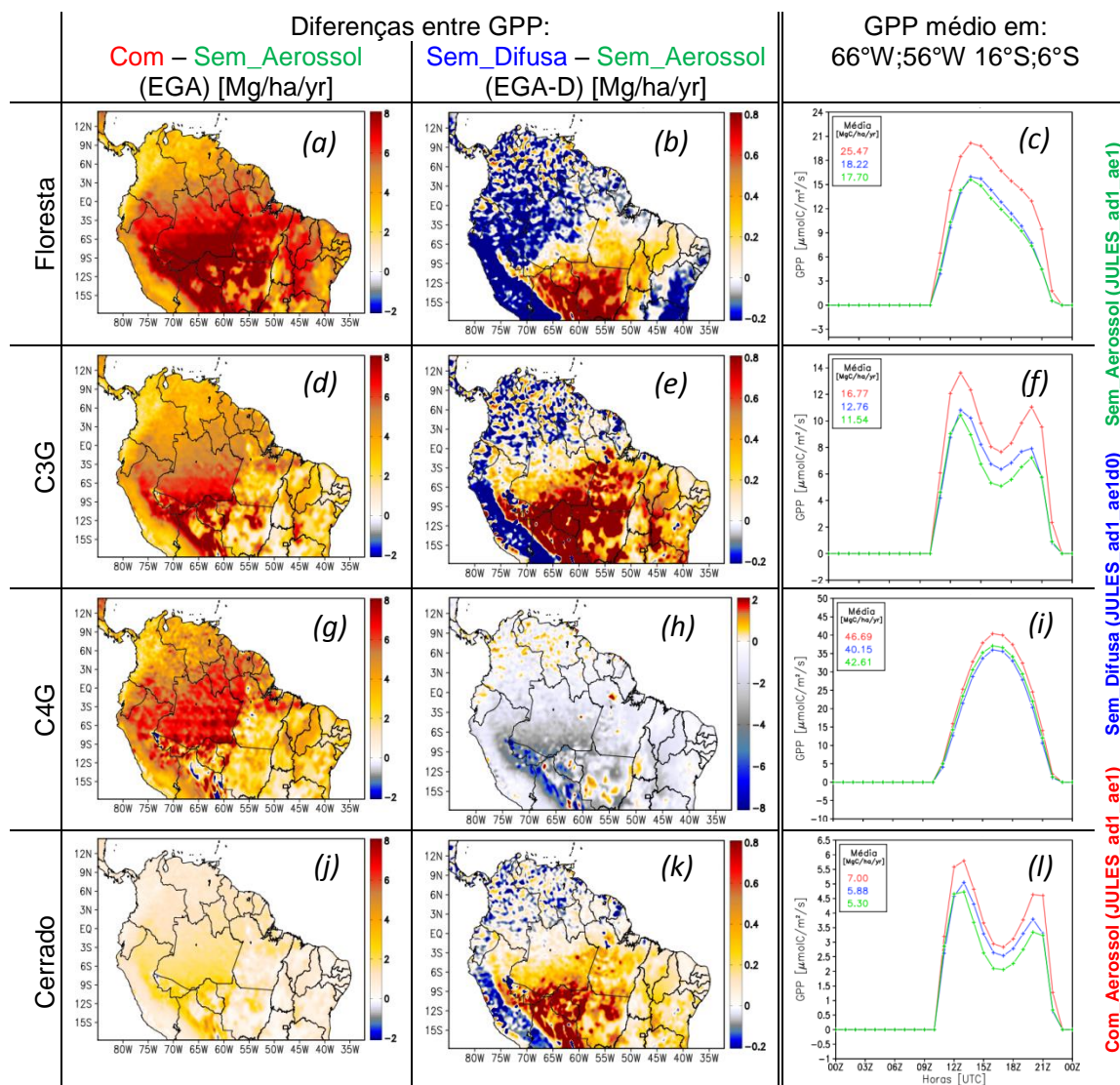


Figura 5.22 – Primeira coluna corresponde à diferença entre o GPP obtido com o modelo considerando o aerossol (efeito radiativo e difuso) e o GPP obtido quando não foram considerados os efeitos do aerossol. A segunda coluna corresponde à diferença entre o GPP obtido ao considerar somente o efeito radiativo do aerossol e o GPP obtido sem considerar todos os efeitos do aerossol. A terceira coluna apresenta a média do GPP (em $\mu\text{molC}/\text{m}^2/\text{s}$) obtida na região com maior presença de aerossol (delimitada pelo retângulo na Figura 5.2b), os valores descritos no interior da figura refere-se à média mensal nesta região (em $\text{MgC}/\text{ha}/\text{yr}$).

Comparando a primeira linha da Figura 5.23 com a segunda linha, observa-se que RespP possui resposta ao aerossol muito semelhante a do GPP, mas com

diferenças em torno de $\frac{1}{4}$ menores. Este comportamento deve-se ao fato da respiração das plantas serem parametrizada em função do GPP, conforme descrita na seção 3.1.4.

Na Figura 5.23g é possível observar que a respiração do solo normalmente caiu com a presença de aerossol tanto devido ao EGA quanto o EGA-D. Conforme descrito na revisão bibliográfica e nos resultados apresentados acima, RespS normalmente cresce com o aumento da temperatura do solo. Este fato explica o motivo de RespS diminuir devido o efeito radiativo do aerossol, pois este faz com que a temperatura em superfície seja reduzida. No entanto, não foi possível encontrar uma explicação concreta do por que RespS diminuiu devido ao EDA. Provavelmente foi devido a efeitos indiretos. Como apresentado na Figura 5.19, variações no GPP causam variações nos fluxos de superfície e estas podem alterar variáveis tais como a temperatura e a precipitação, sendo que RespS é altamente correlacionado com estas variáveis. Observa-se também na Figura 5.23g que existem vários pontos em que o efeito do aerossol foi de aumentar RespS. Provavelmente na simulação com aerossol ocorreu precipitação nestes pontos e o solo ficou mais úmido, aumentando RespS. A comprovação desta hipótese não é trivial, pois este aumento da umidade do solo pode ter ocorrido em qualquer dia/horário do mês de setembro/2010. Nota-se que os pontos em tons de vermelho na Figura 5.23g ocorreram justamente na região de transição, onde a noroeste ficou mais úmido e a sudeste mais seco (Figura 5.10), portanto é de se esperar que esta região esteja mais propícia à alteração no regime de precipitação mediante qualquer perturbação no estado da atmosfera. Foi realizada a diferença entre os campos de precipitação acumulada em 30 dias (não apresentado), mas não foi possível obter nenhuma conclusão por ter mostrado muitos núcleos positivos e negativos.

O efeito do aerossol no NEE foi negativo (Figura 5.23g), observa-se nos valores descritos na Figura 5.23l que na região com maior presença de aerossol, no mês de setembro de 2010, o ecossistema é fonte de CO₂ para a

atmosfera (NEE = 3.03 MgC/ha/yr) no caso de não considerar o efeito do aerossol de queimadas, mas ao considerá-lo passa a ser sorvedouro de CO₂ (NEE = -2.36 MgC/ha/yr). O EGA-D no NEE foi aproximadamente nulo, considerando a média na área da simulação. Pois, ficou predominantemente negativo na região com bastante aerossol e predominantemente positivo nas demais regiões.

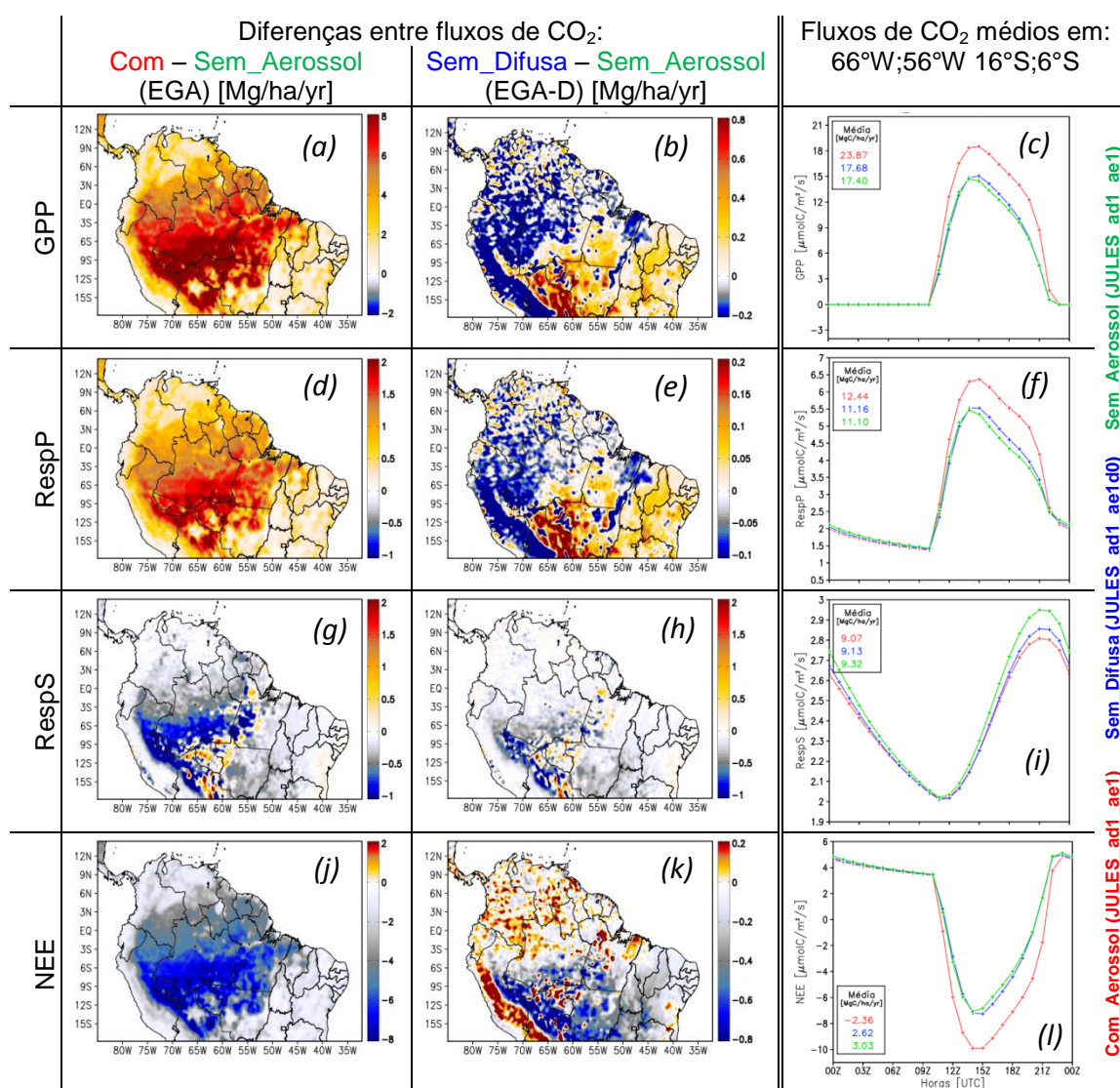


Figura 5.23 – Semelhante à Figura 5.22, mas apresentando os valores dos fluxos de CO₂ provenientes da média ponderada de cada bioma no ponto de grade (*grid_box*).

Portanto, os aerossóis que cobrem a região amazônica no período seco, alteram os fluxos de CO₂ desta região significativamente. O aumento do AOT provocada pelo aerossol contribui para o aumento da fração difusa. Este aumento também reduz a irradiância total, fazendo com que a superfície fique mais fria, e conseqüentemente, reduz também o pico de irradiância que ocorre em torno das 12 horas locais. Cada bioma reage de forma distinta ao aumento da AOT. O GPP é acrescido pelo aumento da fração difusa em todos os biomas, entretanto, para o cerrado este efeito foi menos pronunciado. A redução da irradiância, provocada pelo aumento da AOT, normalmente proporcionou também acréscimo no GPP da floresta, gramínea C3 e cerrado, devido à redução do pico de irradiância, mas este efeito foi bem menos pronunciado do que o difuso. No entanto, para gramíneas C4 houve uma redução do GPP, pois esta vegetação normalmente não chega a ser limitada pelo excesso de energia. Contudo, o efeito total do aerossol foi de aumento da produtividade primária líquida para praticamente todas as regiões e para todos os biomas.

6 CONCLUSÕES

Este trabalho foi motivado por várias questões importantes sobre o balanço de carbono na região amazônica, as quais foram aqui estudadas pelo emprego de modelagem numérica. Questões importantes relacionadas ao balanço de carbono na região amazônica aqui endereçadas são:

1. Como os sistemas convectivos atuantes sobre a Amazônia atuam no transporte de gases compostos pelo elemento carbono como o CO_2 ?
Neste aspecto, focamos em:
 - a. Como as Linhas de Instabilidade, frequentemente presentes na região, além da convecção diurna local, atuam em seu transporte vertical e horizontal?
 - b. Sabendo que a convecção é o principal mecanismo encarregado do transporte vertical deste gás, qual a diferença em utilizar parametrizações convectivas, necessárias em modelos de baixa resolução espacial, ou resolver a nuvem explicitamente pela dinâmica e microfísica do modelo?
2. Como os fluxos de CO_2 respondem às variações naturais da atmosfera ou do solo e quais são as variáveis mais relevantes? Como a produtividade primária líquida de cada bioma responde às diferentes condições climáticas da região amazônica? Como os fluxos de CO_2 variam em relação a um período chuvoso e a outro seco? Alta produtividade primária bruta é condição necessária e/ou suficiente para o ecossistema ser sorvedouro de carbono da atmosfera? Como o aerossol afeta o ciclo de carbono na região amazônica? Qual é a relação entre a espessura óptica do aerossol e a produtividade primária bruta?

3. Em que aspectos utilizar modelos totalmente acoplados no estudo dos fluxos de CO₂ é necessário? Que aspectos modelos mais simples (do tipo *off-line*) são por si só suficientes para estes estudos?

A modelagem numérica é extremamente útil para o estudo de vários processos que ocorrem no sistema terrestre, possibilitando a execução de inúmeros experimentos que ajudam na compreensão deste sistema. Logo, utilizando o modelo acoplado JULES-CCATT-BRAMS, este estudo conseguiu encontrar diretrizes que apontaram possíveis respostas para as questões mencionadas acima.

Linhas de Instabilidades são constituídas basicamente por nuvens tipo Cumulus Nimbus, que possuem fortes velocidades ascendentes e descendentes, e normalmente se propagam continente adentro com velocidades da ordem de até 60 km/h. Portanto estes sistemas apresentam mecanismos eficientes de transporte vertical e horizontal. Foi apresentado que este sistema atuou no sentido de transportar massas de ar proveniente do oceano Atlântico, com baixa concentração de CO₂, para o interior da região amazônica. Sobre o continente, durante no período noturno, ele transportou, para alta troposfera, massa de ar com alta concentração de CO₂.

Dados observacionais indicam que sistemas convectivos continentais isolados que se desenvolvem sob o efeito do aquecimento superficial se formas normalmente no período da tarde, coincidindo com o horário em que a concentração de CO₂ dentro da camada limite planetária normalmente encontra-se baixa, em relação à troposfera livre, devido à atividade fotossintética. Logo estes sistemas normalmente fazem com que massa de ar com baixa concentração de CO₂ em superfície seja transportada para altos níveis. Este mecanismo é usualmente denominado de “Efeito Retificador”. Entretanto, este estudo mostrou que a simulação numérica com baixa resolução espacial, que utilizou parametrizações de cúmulos para simular os sistemas convectivos, normalmente antecipou a formação destes, atuando no

horário em que a concentração de CO₂, próxima à superfície, ainda estava elevada. Logo, massas de ar ricas em CO₂ foram transportadas para alta troposfera. Entretanto, este problema não ocorreu com a simulação de alta resolução espacial, onde foram desligadas as parametrizações de cúmulos, uma vez que a resolução possibilitou que as nuvens fossem resolvidas explicitamente. Modelos climáticos normalmente fazem uso de baixa resolução espacial. Logo, deve-se atentar para este fato, pois caso contrário a simulação poderá indicar irrealisticamente alta concentração de CO₂ na alta troposfera e os fluxos de CO₂ em superfície também poderão ser afetados pela menor concentração de CO₂ externa à folha.

Testes com o modelo JULES “*off-line*” apontaram que este modelo responde às variações na atmosfera ou no solo coerentemente com os mostrados por dados observados e publicados na literatura. Por exemplo, solos mais úmidos propiciam acréscimos substanciais no GPP da floresta. Também foi possível notar o ganho de GPP com o acréscimo da fração difusa e quando diminuiu a temperatura do ar. Quando R_s foi acrescida de 30% o GPP da floresta diminuiu, pois, esta variável também é um limitante para a floresta, sendo que ultrapassou o seu ponto “ótimo”. Com as variações impostas, o teste apontou que os parâmetros mais sensíveis para a respiração do solo foram a umidade do solo e o carbono no solo, enquanto que para o GPP e RespP foram a umidade do solo, temperatura do ar e textura do solo.

A superfície da região amazônica é coberta predominantemente por quatro biomas: floresta, gramínea C3, gramínea C4 e cerrado. Foi mostrado que cada um destes biomas possui distinta produtividade primária bruta. C4G foi a que conseguiu maior assimilação do carbono atmosférico, principalmente quando havia disponibilidade de radiação solar e umidade. Nas regiões secas o GPP deste bioma caiu aproximadamente a metade, mas continuou sendo maior que os demais biomas. A floresta também apresentou alto GPP, inclusive nas regiões secas, pois devido à sua raiz atingir profundidades superiores a 4 metros, ela extrai água dos solos mais profundos, sendo que nas regiões onde

ocorreu pouca precipitação, os níveis profundos continuaram relativamente úmidos. A floresta ficou ligeiramente saturada em função da quantidade de energia disponível no mês de setembro/2010, entretanto C3G e cerrado foram muito mais afetados, apresentando alta redução de GPP no período de pico de irradiância. Nestes dois biomas a temperatura das folhas também foi um limitante, fazendo com que o máximo de GPP no período da tarde fosse menor do que no período da manhã. O comportamento dos fluxos de CO₂ para C3G foi muito semelhante ao cerrado, entretanto, no cerrado a magnitude dos fluxos foram aproximadamente a metade. E a produtividade primária bruta destes dois biomas teve alta correlação com a precipitação. Na região com maior volume de chuva o GPP foi em torno de três vezes superior, quando comparado ao da região com pouca precipitação.

Em Setembro/2010 a radiação total incidente foi maior que a de março/2010, tudo indica que este comportamento deve-se ao fato de que em março havia mais nebulosidade e assim reduziu a radiação que chega a superfície. A temperatura também apresentou menor amplitude diária em março/2010 do que em set/2010, devido à maior umidade no mês de março.

As simulações executadas para o período úmido (março/2010) e seco (setembro/2010) mostraram que a região da bacia amazônica teve maior GPP em setembro do que em março. O NPP nesta região também foi maior, indicando que a floresta ficou mais verde na estação seca do que na estação úmida. Entretanto, a respiração do solo e das plantas também aumentou nesta região que ficou mais quente e não muito seca no mês de setembro. Consequentemente, o NEE desta região praticamente não sofreu alterações devido à mudança de estação. Para a região com predomínio de floresta e com baixo volume de precipitação no mês de setembro, o RespS e RespP caíram consideravelmente em relação à março, fazendo com que o ecossistema passasse de fonte de CO₂ em março para sorvedouro em setembro, mesmo com GPP menor neste mês. Portanto pode-se concluir que o NEE é determinado principalmente pela respiração (solo + planta). Como esta

normalmente cresce com a umidade do solo, acarreta que regiões úmidas normalmente são fontes de CO₂ para a atmosfera e vice-versa, com exceção de C4G que comumente é sorvedouro.

As altas concentrações de aerossóis de queimadas que cobrem parte da região amazônica, principalmente em áreas mais ao sul, alteram significativamente os fluxos de CO₂ desta região. Cada bioma reage de forma distinta em relação à presença de aerossol. No caso da floresta e C3G foi encontrado acréscimo médio acima de 40% no GPP, ao considerar apenas a área com maior profundidade óptica, entretanto, C4G teve acréscimo inferior a 10%. Foi mostrado neste estudo que o efeito do aerossol de modificar a fração difusa da radiação PAR é predominante em relação aos outros efeitos, sendo sempre no sentido de aumentar o GPP, enquanto que os outros efeitos podem dar contribuições positiva ou negativa, mas normalmente são positivas.

A irradiância total incidente em superfície é reduzida pela camada de aerossol presente na atmosfera, portanto, quanto maior a sua espessura óptica, menor será a quantidade de energia que chega em superfície. Foi mostrado que, dependendo do bioma, esta redução na radiação pode contribuir para o aumento do GPP, principalmente nos biomas que são limitados para alta quantidade de energia (CG3 e cerrado). Vegetação tipo gramínea C4 normalmente não são limitadas pela luz, conseqüentemente alta AOT causa redução do GPP deste bioma, mas o efeito difuso supera esta redução, tornando o efeito líquido positivo em praticamente todo o domínio.

Foi mostrado que, alterações no GPP determinadas, por exemplo, pelo aerossol, causam também mudanças nos fluxos de energia em superfície, sendo que estes podem vir a dar contribuições positivas ou negativas, no próprio ponto de grade ou em pontos remotos. No entanto, estas contribuições não são consideradas em modelos “*off-line*”. Os resultados obtidos com o modelo acoplado mostraram que a respiração do solo foi muito influenciada por estes efeitos não lineares decorrentes do acoplamento. Os campo de GPP e

RespP também foram afetados, uma vez que, mesmo em regiões com baixa AOT, houve efeitos do aerossol, com vários núcleos que alternaram entre contribuições positivas e negativas. Estas variações não foram grandes, sendo percebidas somente quando foi retirado o efeito dos aerossóis em alterar a fração difusa da radiação, mas em simulações climáticas, elas podem vir a ser determinante para o entendimento do clima de uma da região.

O módulo de solo/vegetação JULES acoplado ao modelo químico/atmosférico CCATT-BRAMS proporcionou ganhos significativos de desempenho em comparação com o módulo de superfície original (LEAF) e expandiu muito a possibilidade de trabalho com este modelo, devido aos novos processos simulados pelo JULES. Portanto, o modelo JULES-CCATT-BRAMS representa um importante passo no sentido de uma melhor compreensão da interação entre o ecossistema e os processos atmosféricos. Estando disponível livremente para toda a comunidade científica na versão 5.0 do sistema BRAMS.

7 ESTUDOS FUTUROS

A modelagem numérica tem avançado constantemente: com inclusão de novos processos, atualizações e introdução de novas parametrizações, otimizações e usos de métodos numéricos mais acurados, entre outras. Em adição a estas atualizações no código, para conseguir avanços nos resultados das simulações é de suma importância prover o modelo com dados de qualidade e com boa resolução espacial. Portanto, nesta seção estão descritos alguns trabalhos futuros que poderão melhorar a modelagem numérica e também alguns estudos que poderão ser realizados com o modelo JULES-CCATT-BRAMS:

Avanços na modelagem:

- Acoplar ao modelo JULES-CCATT-BRAMS um componente oceânico, que possibilitará a obtenção de prognósticos de fluxos de CO₂ também sobre os oceanos.
- Atualizar a parametrização encarregada de decompor a radiação total em direta e difusa, de forma que além dos aerossóis ela passe a considerar a nebulosidade.
- Neste trabalho foi mostrado que a umidade do solo é uma das principais variáveis que controlam os fluxos de CO₂. Consequentemente, é de suma importância que o modelo numérico tenha boa inicialização desta variável para garantir a qualidade da simulação e eliminar a necessidade do “*spin-up*”, considerando que este processo é muito caro computacionalmente. Portanto, o campo de umidade do solo, deve ser obtido com o modelo de superfície JULES, utilizando o mesmo mapa de textura de solo que serão utilizados nas simulações/previsões. Assim, o modelo inicializará com campo de umidade já em equilíbrio.
- Semelhante à umidade do solo, deve-se utilizar o JULES para obter campos de carbono no solo de forma “*off-line*”. Assim, as

simulações/previsões poderão ser inicializadas com estes campos, uma vez que os dados observados possuem baixa resolução espacial, altas incertezas e não consideram variações ao longo do tempo.

- Gerar novos campos de NDVI com imagens recentes do MODIS. Pois o arquivo de NDVI utilizado atualmente foi baseado nas imagens de 2001 e 2002, sendo que nestes últimos 10 anos ocorreram muitas transformações na cobertura do solo.

Trabalhos com o JULES-CCATT-BRAMS:

- Investigar as relações entre o conteúdo de umidade do solo e áreas de florestas em períodos secos. É recomendado que o modelo seja executado por no mínimo um ano completo, podendo assim visualizar o ciclo sazonal da umidade do solo em cada nível e para cada tipo de cobertura do solo. Para excluir a interferência da precipitação pode-se iniciar o modelo com perfis de umidade no solo homogêneos (especialmente) e desligar a microfísica e as parametrizações de cúmulos para não ocorrer o reabastecimento de água em certas regiões.
- Fazer integrações longas (~10 anos) sobre a região amazônica, mesmo que seja de baixa resolução espacial (~80 km), para obter o ciclo anual médio e a média anual dos fluxos de CO₂. Devem-se identificar as regiões que estão ficando “mais/menos verdes” (aumentando/reduzindo o NPP) e as regiões que estão sendo fonte/sorvedouros de CO₂ atmosférico. Estas observações devem ser correlacionadas com o bioma da região.
- Estudar o efeito dos aerossóis biogênicos e secundários no GPP ao longo do ano, juntamente com os aerossóis de queimadas. Delimitando papel relativo de cada componente no saldo anual.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, B.; WHITE, A.; LENTON, T. M. An analysis of some diverse approaches to modelling terrestrial net primary productivity. **Ecological Modelling**, v. 177, n. 3-4, p. 353-391, 2004.
- AIDE, T. M.; ZIMMERMAN, J. K.; HERRERA, L.; ROSARIO, M.; SERRANO, M. Forest recovery in abandoned tropical pastures in Puerto Rico. **Forest Ecology and Management**, v. 77, n. 1-3, p. 77-86, 1995.
- ALONSO, M. F.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; MELLO DA FONSECA, R.; MARÉCAL, V.; PIRRE, M.; KLENNER, L. G. An urban emissions inventory for South America and its application in numerical modeling of atmospheric chemical composition at local and regional scales. **Atmospheric Environment**, v. 44, n. 39, p. 5072-5083, 2010.
- ANDERSON, L. O.; MALHI, Y.; ARAGÃO, L. E. O. C.; LADLE, R.; ARAI, E.; BARBIER, N.; PHILLIPS, O. Remote sensing detection of droughts in Amazonian forest canopies. **New Phytol**, v. 187, n. 3, p. 733-750, 2010.
- ANDREAE, M. O. Biomass burning: Its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate, in Global Biomass Burning. **Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications**, ed J. S. Levine, MIT Press, Cambridge, Mass., p. 3-21, 1991.
- ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; BRANDÃO, C.; CARSWELL, F. E.; CICCIOLO, P.; DA COSTA, A. L.; CULF, A. D.; ESTEVES, J. L.; GASH, J. H. C.; GRACE, J.; KABAT, P.; LELIEVELD, J.; MALHI, Y.; MANZI, A. O.; MEIXNER, F. X.; NOBRE, A. D.; NOBRE, C.; RUIVO, M. D. L. P.; SILVA-DIAS, M. A.; STEFANI, P.; VALENTINI, R.; VON JOUANNE, J.; WATERLOO, M. J. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 33-1--LBA 33-25, 2002.
- ANDREAE, M. O.; ROSENFELD, D.; ARTAXO, P.; COSTA, A. A.; FRANK, G. P.; LONGO, K. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Smoking Rain Clouds over the Amazon. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1337-1342, 2004.
- ARAÚJO, A. C.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. J.; GASH, J. H. C.; KRUIJT, B.; ZANCHI, F. B.; DE LANGE, J. M. E.; STOEVELAAR, R.; MANZI, A. O.; NOBRE, A. D.; LOOTENS, R. N.; BACKER, J. The spatial variability of CO₂ storage and the interpretation of eddy

covariance fluxes in central Amazonia. **Agricultural and Forest Meteorology** , v. 150, n. 2, p. 226-237, 2010.

ARAÚJO, T. M.; CARVALHO JR., J. A.; HIGUCHI, N.; BRASIL JR., A. C. P.; MESQUITA, A. L. A. A tropical rainforest clearing experiment by biomass burning in the state of Pará, Brazil. **Atmospheric Environment**, v. 33, n. 13, p. 1991-1998, 1999.

ARTAXO, P.; GATTI, L. V.; LEAL, A. M. C.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; LARA, L. L.; PAULISQUEVIS, T. M.; PROCOPIO, A. S.; RIZZO, L. V. Atmospheric chemistry in Amazonia: the forest and the biomass burning emissions controlling the composition of the Amazonian atmosphere. **Acta Amazon.**, v. 35, p. 185–196, 2005.

ARTAXO, P.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M. A.; PROCÓPIO, A. S.; PAULIQUEVIS, T. M.; ANDREAE, M. O.; GUYON, P.; GATTI, L. V.; LEAL, A. M. C. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D20, p. 8081, 2002.

BAKER, I. T.; HARPER, A. B.; ROCHA, H. R.; DENNING, A. S.; ARAÚJO, A. C.; BORMA, L. S.; FREITAS, H. C.; GOULDEN, M. L.; MANZI, A. O.; MILLER, S. D.; NOBRE, A. D.; RESTREPO-COUBE, N.; SALESKA, S. R.; STÖCKLI, R.; VON RANDOW, C.; WOFSY, S. C. Surface ecophysiological behavior across vegetation and moisture gradients in tropical South America. **Agricultural and Forest Meteorology** , n. 0, p. - , 2013.

BALDOCCHI, D. Measuring and modelling carbon dioxide and water vapour exchange over a temperate broad-leaved forest during the 1995 summer drought. **Plant, Cell & Environment**, v. 20, n. 9, p. 1108-1122, 1997.

BATJES, N. H. Documentation to ISRIC-WISE global data set of derived soil properties on a 1/2 deg by 1/2 deg grid (Version 1.0). **Working Paper and Preprint 96/05, ISRIC, Wageningen.**, 1996.

BERGE, E. Coupling of wet scavenging of sulphur to clouds in a numerical weather prediction model. **Tellus Series B Chemical and Physical Meteorology B**, v. 45, p. 1-22, 1993.

BEST, M. J.; PRYOR, M.; CLARK, D. B.; ROONEY, G. G.; ESSERY, R. L. H.; MÉNARD, C. B.; EDWARDS, J. M.; HENDRY, M. A.; PORSON, A.; GEDNEY, N.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; BLYTH, E.; BOUCHER, O.; COX, P. M.; GRIMMOND, C. S. B.; HARDING, R. J. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description - Part 1: Energy and water fluxes. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 3, p. 677-699, 2011.

- BETTS, A. K.; JAKOB, C. Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. 12-1--12-8, 2002.
- BOUSQUET, P.; PEYLIN, P.; CIAIS, P.; LE QUÉRÉ, C.; FRIEDLINGSTEIN, P.; TANS, P. P. Regional Changes in Carbon Dioxide Fluxes of Land and Oceans Since 1980. **Science**, v. 290, n. 5495, p. 1342-1346, 2000.
- BOUQUIER, F.; KELLY, G. Observing-system experiments in the ECMWF 4D-Var data assimilation system. **Q.J.R. Meteorol. Soc.**, v. 127, p. 1469–1488, 2001.
- CANADELL, J. G.; RAUPACH, M. R.; FIELD, C. B.; BUITENHUIS, E. T.; CIAIS, P.; CONWAY, T. J.; GILLETT, N. P.; HOUGHTON, R. A.; MARLAND, G. Contributions to accelerating atmospheric CO₂ growth from economic activity, carbon intensity, and efficiency of natural sinks. **Proc Natl Acad Sci U S A**, v. 104, n. 47, p. 18866-18870, 2007.
- CARSWELL, F. E.; COSTA, A. L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; MEIR, P.; COSTA, J. D. P. R.; RUIVO, M. D. L.; LEAL, L. D. S. M.; COSTA, J. M. N.; CLEMENT, R. J.; GRACE, J. Seasonality in CO₂ and H₂O flux at an eastern Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 43-1--LBA 43-16, 2002.
- CIAIS, P.; TANS, P. P.; TROLIER, M.; WHITE, J. W. C.; FRANCEY, R. J. A Large Northern Hemisphere Terrestrial CO₂ Sink Indicated by the ¹³C/¹²C Ratio of Atmospheric CO₂. **Science**, v. 269, n. 5227, p. 1098-1102, 1995.
- CLARK, D. B.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; JONES, C. D.; GEDNEY, N.; BEST, M. J.; PRYOR, M.; ROONEY, G. G.; ESSERY, R. L. H.; BLYTH, E.; BOUCHER, O.; HARDING, R. J.; HUNTINGFORD, C.; COX, P. M. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description - Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 3, p. 701-722, 2011.
- COHEN, J. C. P.; CAVALCANTI, I. F. A.; BRAGA, R. H. M.; SANTOS NETO, L. A. Linhas de Instabilidade na Costa N-NE da America do Sul. In: **Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti ; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi Silva; Maria Assuncao Faus da Silva Dia. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. Sao Paulo: Oficina de Textos**, p. 75-93, 2009.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental Conditions Associated with Amazonian Squall Lines: A Case Study. **Mon. Wea. Rev.**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.

COLLATZ, G. J.; BALL, J. T.; GRIVET, C.; BERRY, J. A. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 2-4, p. 107-136, 1991.

COLLATZ, G. J.; RIBAS-CARBO, M.; BERRY, J. A. Coupled Photosynthesis-Stomatal Conductance Model for Leaves of C₄ Plants. **Functional Plant Biol.**, v. 19, n. 5, p. 519-538, 1992.

COX, P. M.; BETTS, R. A.; COLLINS, M.; HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C. D. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 137-156, 2004.

COX, P. M.; BETTS, R. A.; JONES, C. D.; SPALL, S. A.; TOTTERDELL, I. J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, v. 408, n. 6809, p. 184-187, 2000.

CRUTZEN, P. J.; ANDREAE, M. O. Biomass burning in the tropics: impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles. **Science**, v. 250, n. 4988, p. 1669-1678, 1990.

DARGAVILLE, R. J.; HEIMANN, M.; MCGUIRE, A. D.; PRENTICE, I. C.; KICKLIGHTER, D. W.; JOOS, F.; CLEIN, J. S.; ESSER, G.; FOLEY, J.; KAPLAN, J.; MEIER, R. A.; MELILLO, J. M.; MOORE, B.; RAMANKUTTY, N.; REICHENAU, T.; SCHLOSS, A.; SITCH, S.; TIAN, H.; WILLIAMS, L. J.; WITTENBERG, U. Evaluation of terrestrial carbon cycle models with atmospheric CO₂ measurements: Results from transient simulations considering increasing CO₂, climate, and land-use effects. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 4, p. 39-1--39-15, 2002.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Q.J.R. Meteorol. Soc.**, v. 137, p. 553-597, 2011.

DENG, Q.; ZHOU, G.; LIU, J.; LIU, S.; DUAN, H.; ZHANG, D. Responses of soil respiration to elevated carbon dioxide and nitrogen addition in young subtropical forest ecosystems in China. **Biogeosciences**, v. 7, n. 1, p. 315-328, 2010.

DENNING, A. S.; TAKAHASHI, T.; FRIEDLINGSTEIN, P. Can a strong atmospheric CO₂ rectifier effect be reconciled with a "reasonable" carbon budget? **Tellus B**, v. 51, n. 2, p. 249-253, 1999.

DICKERSON, R. R.; HUFFMAN, G. J.; LUKE, W. T.; NUNNERMACKER, L. J.; PICKERING, K. E.; LESLIE, A. C.; LINDSEY, C. G.; SLINN, W. G.; KELLY, T. J.; DAUM, P. H.; DELANY, A. C.;

- GREENBERG, J. P.; ZIMMERMAN, P. R.; BOATMAN, J. F.; RAY, J. D.; STEDMAN, D. H. Thunderstorms: an important mechanism in the transport of air pollutants. **Science**, v. 235, n. 4787, p. 460-465, 1987.
- DOUGHTY, C. E.; FLANNER, M. G.; GOULDEN, M. L. Effect of smoke on subcanopy shaded light, canopy temperature, and carbon dioxide uptake in an Amazon rainforest. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 24, n. 3, 2010.
- ESSERY, R. L. H.; BEST, M. J.; BETTS, R. A.; COX, P. M.; TAYLOR, C. M. Explicit Representation of Subgrid Heterogeneity in a GCM Land Surface Scheme. **J. Hydrometeor**, v. 4, n. 3, p. 530-543, 2003.
- FAZENDA, A. L.; PANETTA, J.; KATSURAYAMA, D. M.; RODRIGUES, L. F.; MOTTA, L.; NAVAUX, P. Challenges and solutions to improve the scalability of an operational regional meteorological forecasting model. **International Journal of High Performance Systems Architecture**, v. 3, n. 2, p. 87-97, 2011.
- FEARNSIDE, P. M.; GUIMARÃES, W. M. Carbon uptake by secondary forests in Brazilian Amazonia. **Forest Ecology and Management**, v. 80, n. 1-3, p. 35-46, 1996.
- FEELEY, K. J.; JOSEPH WRIGHT, S.; NUR SUPARDI, M. N.; KASSIM, A. R.; DAVIES, S. J. Decelerating growth in tropical forest trees. **Ecology Letters**, v. 10, n. 6, p. 461-469, 2007.
- FIELD, C. B.; JACKSON, R. B.; MOONEY, H. A. Stomatal responses to increased CO₂: implications from the plant to the global scale. **Plant, Cell & Environment**, v. 18, n. 10, p. 1214-1225, 1995.
- FISHER, R. A.; WILLIAMS, M.; DA COSTA, A. L.; MALHI, Y.; DA COSTA, R. F.; ALMEIDA, S.; MEIR, P. The response of an Eastern Amazonian rain forest to drought stress: results and modelling analyses from a throughfall exclusion experiment. **Global Change Biology**, v. 13, n. 11, p. 2361-2378, 2007.
- FLATAU, P. J.; TRIPOLI, G. J.; VERLINDE, J.; COTTON, W. R. The CSU-RAMS Cloud Microphysical Module: General Theory and Code Documentation. **Technical Report 451, Dep. Atmos. Sci., Colorado State University, Fort Collins, CO, USA**, p. 88 pp., 1989.
- FOLEY, J. A.; RAMANKUTTY, N. A primer on the terrestrial carbon cycle: what we don't know but should. **The global carbon cycle: integrating humans, climate and the natural world**, p. 279-294, 2004.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; ALONSO, M. F.; PIRRE, M.; MARECAL, V.; GRELL, G.; STOCKLER, R.; MELLO, R. F.; SÁNCHEZ GÁCITA, M. PREP-CHEM-SRC - 1.0: a preprocessor of trace gas and aerosol emission fields for regional and global atmospheric chemistry models. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 2, p. 419-433, 2011.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; ANDREAE, M. O. Impact of including the plume rise of vegetation fires in numerical simulations of associated atmospheric pollutants. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 17, 2006.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; CHATFIELD, R.; LATHAM, D.; SILVA DIAS, M. A. F.; ANDREAE, M. O.; PRINS, E.; SANTOS, J. C.; GIELOW, R.; CARVALHO JR., J. A. Including the sub-grid scale plume rise of vegetation fires in low resolution atmospheric transport models. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 7, n. 13, p. 3385-3398, 2007.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, A.; PANETTA, J. 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. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 8, p. 2843-2861, 2009.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; CHATFIELD, R.; PRINS, E.; ARTAXO, P.; GRELL, G. A.; RECUERO, F. S. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, p. 135-167, 2005.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; TRENTMANN, J.; LATHAM, D. Technical Note: Sensitivity of 1-D smoke plume rise models to the inclusion of environmental wind drag. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 10, n. 2, p. 585-594, 2010.

FREITAS, S. R.; RODRIGUES, L. F.; LONGO, K. M.; PANETTA, J. Impact of a monotonic advection scheme with low numerical diffusion on transport modeling of emissions from biomass burning. **J. Adv. Model. Earth Syst.**, v. 4, p. M01001--, 2012.

GATTI, L. V.; MILLER, J. B.; D'AMELIO, M. T. S.; MARTINEWSKI, A.; BASSO, L. S.; GLOOR, M. E.; WOFSY, S.; TANS, P. Vertical profiles of CO₂ above eastern Amazonia suggest a net carbon flux to the atmosphere and balanced biosphere between 2000 and 2009. **Tellus B**, v. 62, n. 5, p. 581-594, 2010.

GEDNEY, N.; COX, P. M.; BETTS, R. A.; BOUCHER, O.; HUNTINGFORD, C.; STOTT, P. A. Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. **Nature**, v. 439, n. 7078, p. 835-838, 2006.

GESCH, D. B.; VERDIN, K. L.; GREENLEE, S. K. New land surface digital elevation model covers the Earth. **Eos Trans. AGU**, v. 80, n. 6, p. 69-70, 1999.

GEVAERD, R.; FREITAS, S. R. Estimativa operacional da umidade do solo para inicialização de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 1-15, 2006.

GHIRARDO, A.; GUTKNECHT, J.; ZIMMER, I.; BRÜGGEMANN, N.; SCHNITZLER, J.-P. Biogenic volatile organic compound and respiratory CO₂ emissions after ¹³C-labeling: online tracing of C translocation dynamics in poplar plants. **PLoS One**, v. 6, n. 2, p. e17393, 2011.

GITAY, H.; SUÁREZ, A.; DOKKEN, D. J.; WATSON, R. T. Climate Change and Biodiversity. **Intergovernmental Panel on Climate Change, Technical Paper V**, 2002.

GREGORY, D.; SMITH, R. N. B. Canopy, surface and soil hydrology. Unified Model documentation paper 25. **Meteorological Office, London Rd, Bracknell, Berkshire, RG12 2SY**, 1990.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, 2002.

GU, L.; BALDOCCHI, D. D.; WOFSY, S. C.; MUNGER, J. W.; MICHALSKY, J. J.; URBANSKI, S. P.; BODEN, T. A. Response of a Deciduous Forest to the Mount Pinatubo Eruption: Enhanced Photosynthesis. **Science**, v. 299, n. 5615, p. 2035-2038, 2003.

GU, L.; FUENTES, J. D.; SHUGART, H. H.; STAEBLER, R. M.; BLACK, T. A. Responses of net ecosystem exchanges of carbon dioxide to changes in cloudiness: Results from two North American deciduous forests. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D24, p. 31421-31434, 1999.

GUNDERSON, C. A.; SHOLTIS, J. D.; WULLSCHLEGER, S. D.; TISSUE, D. T.; HANSON, P. J.; NORBY, R. J. Environmental and stomatal control of photosynthetic enhancement in the canopy of a sweetgum (*Liquidambar styraciflua* L.) plantation during 3 years of CO₂ enrichment. **Plant, Cell & Environment**, v. 25, n. 3, p. 379-393, 2002.

HIBBARD, K. A.; LAW, B. E.; REICHSTIEN, M.; SULZMAN, J. An analysis of soil respiration across northern hemisphere temperate ecosystems. **Biogeochemistry**, v. 73, p. 29-70, 2005.

HOUGHTON, R. A. Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850-2000. **Tellus B**, v. 55, n. 2, p. 378-390, 2003.

HOUZE, R. A. Structure and Dynamics of a Tropical Squall "Line System. **Mon. Wea. Rev.**, v. 105, n. 12, p. 1540-1567, 1977.

HUGHES, J. K.; VALDES, P. J.; BETTS, R. Dynamics of a global-scale vegetation model. **Ecological Modelling**, v. 198, n. 3-4, p. 452-462, 2006.

HUSCHKE, R. A. Glossary of meteorology. **American Meteorological Society**, p. 638, 1959.

HUTYRA, L. R.; MUNGER, J. W.; SALESKA, S. R.; GOTTLIEB, E.; DAUBE, B. C.; DUNN, A. L.; AMARAL, D. F.; DE CAMARGO, P. B.; WOFSY, S. C. Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 112, n. G3, 2007.

IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change , IPCC Fourth Assessment Report (AR4). **Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Cambridge University Press, New York**, 2007.

JAMES, S. E.; PÄRTEL, M.; WILSON, S. D.; PELTZER, D. A. Temporal heterogeneity of soil moisture in grassland and forest. **Journal of Ecology**, v. 91, n. 2, p. 234-239, 2003.

JONES, C. D.; COX, P. M. Modeling the volcanic signal in the atmospheric CO₂ record. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 15, n. 2, p. 453-465, 2001.

KAUFMAN, Y. J. Remote sensing of direct and indirect aerosol forcing. In *Aerosol Forcing of Climate*. **R.J. Charlson and J. Heintzenberg, John Wiley & Sons, New York**, p. 297-332, 1995.

KEELING, C. D. Climate change and carbon dioxide: An introduction. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 94, n. 16, p. 8273-8274, 1997.

KIM, Y.; KNOX, R. G.; LONGO, M.; MEDVIGY, D.; HUTYRA, L. R.; PYLE, E. H.; WOFSY, S. C.; BRAS, R. L.; MOORCROFT, P. R. Seasonal carbon dynamics and water fluxes in an Amazon rainforest. **Global Change Biology**, v. 18, n. 4, p. 1322-1334, 2012.

KIRSCHBAUM, M. U. F.; EAMUS, D.; GIFFORD, R. M.; ROXBURGH, S. H.; SANDS, P. J. Definitions of some ecological terms commonly used in carbon accounting. In **Net Ecosystem Exchange CRC Workshop Proceedings**, Kirschbaum, M.U.F. & Mueller, R. (Eds), Cooperative Research Centre for Greenhouse Accounting, Canberra, Australia., p. 2-5, 2001.

KNOHL, A.; BALDOCCHI, D. D. Effects of diffuse radiation on canopy gas exchange processes in a forest ecosystem. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G2, 2008.

KNUTTI, R.; HEGERL, G. C. The equilibrium sensitivity of the Earth's temperature to radiation changes. **Nature Geosci**, v. 1, n. 11, p. 735-743, 2008.

KOCH, K. Sucrose metabolism: Regulatory mechanisms and pivotal roles in sugar sensing and plant development. **Current Opinion in Plant Biology**, v. 7, n. 3, p. 235-246, 2004.

KOREN, I.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; MARTINS, J. V. Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. **Science**, v. 303, n. 5662, p. 1342-1345, 2004.

KROL, M.; HOUWELING, S.; BREGMAN, B.; VAN DEN BROEK, M.; SEGERS, A.; VAN VELTHOVEN, P.; PETERS, W.; DENTENER, F.; BERGAMASCHI, P. The two-way nested global chemistry-transport zoom model TM5: algorithm and applications. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 5, n. 2, p. 417-432, 2005.

KUBOTA, P. Y. Variabilidade da energia armazenada na superfície e o seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul. **Tese de Doutorado, São José dos Campos – SP, CPTEC/INPE, sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42**, 2012.

LAPOLA, D. M. Conseqüências das mudanças climáticas globais nos biomas da América do Sul: um modelo de vegetação potencial incluindo ciclo de carbono. 183 p. (INPE-14806-TDI/1249). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/04.25.18.15>, Acesso em: 14 jan. 2013., 2007.

LLOYD, J.; GRACE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P.; WONG, S. C.; MIRANDA, H. S.; WRIGHT, I. R.; GASH, J. H. C.; MCINTYRE, J. A simple calibrated model of Amazon rainforest productivity based on leaf biochemical properties. **Plant, Cell & Environment**, v. 18, n. 10, p. 1129-1145, 1995.

LLOYD, J.; KOLLE, O.; FRITSCH, H.; DE FREITAS, S. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; ARTAXO, P.; NOBRE, A. D.; DE ARAÚJO, A. C.; KRUIJT, B.; SOGACHEVA, L.; FISCH, G.; THIELMANN, A.; KUHN, U.; ANDREAE, M. O. An airborne regional carbon balance for Central Amazonia. **Biogeosciences**, v. 4, n. 5, p. 759-768, 2007.

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; PIRRE, M.; MARÉCAL, V.; RODRIGUES, L. F.; PANETTA, J.; ALONSO, M. F.; ROSÁRIO, N. E.; MOREIRA, D. S.; GÁCITA, M. S.; FONSECA, R.; STOCKLER, R.; KATSURAYAMA, D. M.; FAZENDA, A.; BELA, M. The chemistry CATT-BRAMS model (CCATTBRAMS 4.5): a regional atmospheric model system for integrated air quality and weather forecasting and research. **Geosci. Model Dev. Discuss.**, 2013.

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; DIAS, P. S. Numerical modeling developments towards a system suitable to a real time air quality forecast and climate changes studies in South America. **Newsletter of the International Global Atmospheric Chemistry Project, Taiwan**, v. 33, p. 12-16, 2006.

LUO, Y.; ZHOU, X. **Soil respiration and the environment**. Amsterdam: Elsevier Academic Press, 2006. xi, 316 s., tavler p. Yigi Luo and Xuhui Zhou. ill. ; 25 cm.

MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, M. G. P.; CULF, A.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 31593-31612, 1998.

MALHI, Y.; WOOD, D.; BAKER, T.; WRIGHT, J.; PHILLIPS, O.; COCHRANE, T.; MEIR, P.; CHAVE, J.; ALMEIDA, S.; ARROYO, L.; HIGUCHI, N.; KILLEEN, T.; LAURANCE, S.; LAURANCE, W.; LEWIS, S.; MONTEAGUDO, A.; NEILL, D.; NUNEZ VARGAS, P.; PITMAN NC, A.; QUESADA, C.; SALOMAO, R.; SILVA JN, M.; TORRES LEZAMA, A.; TERBORGH, J.; VASQUEZ MARTINEZ, R.; VINCETI, B. The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests. **1138**, v. 12, n. 7, p. 1107-1138, 2006.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; SAMPAIO DE OLIVEIRA, G.; DE OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F. The Drought of Amazonia in 2005. **J. Climate**, v. 21, n. 3, p. 495-516, 2008.

MEESTERS, A. G. C. A.; TOLK, L. F.; DOLMAN, A. J. Mass conservation above slopes in the Regional Atmospheric Modelling System (RAMS). **Environmental Fluid Mechanics**, v. 8, p. 239-248, 2008.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Rev. Geophys.**, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.

MERCADO, L. M.; BELLOUIN, N.; SITCH, S.; BOUCHER, O.; HUNTINGFORD, C.; WILD, M.; COX, P. M. Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. **Nature**, v. 458, n. 7241, p. 1014-1017, 2009.

MERCADO, L. M.; HUNTINGFORD, C.; GASH, J. H. C.; COX, P. M.; JOGIREDDY, V. Improving the representation of radiation interception and photosynthesis for climate model applications. **Tellus B**, v. 59, n. 3, p. 553-565, 2007.

MIN, Q. Impacts of aerosols and clouds on forest-atmosphere carbon exchange. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D6, 2005.

MISSION, L.; LUNDEN, M.; MCKAY, M.; GOLDSTEIN, A. H. Atmospheric aerosol light scattering and surface wetness influence the diurnal pattern of net ecosystem exchange in a semi-arid ponderosa pine plantation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 129, n. 1-2, p. 69-83, 2005.

MOREIRA, D. S.; FREITAS, S. R.; BONATTI, J. P.; MERCADO, L. M.; ROSÁRIO, N. M. É.; LONGO, K. M.; MILLER, J. B.; GLOOR, M.; GATTI, L. V. Coupling between the JULES land-surface scheme and the CCATT-BRAMS atmospheric chemistry model (JULES-CCATT-BRAMS1.0): applications to numerical weather forecasting and the CO₂ budget in South America. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 6, n. 1, p. 453-494, 2013.

NEPSTAD, D. C.; VERSSIMO, A.; ALENCAR, A.; NOBRE, C.; LIMA, E.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P.; POTTER, C.; MOUTINHO, P.; MENDOZA, E.; COCHRANE, M.; BROOKS, V. Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. **Nature**, v. 398, n. 6727, p. 505-508, 1999.

NORBY, R. J.; HANSON, P. J.; O'NEILL, E. G.; TSCHAPLINSKI, T. J.; WELTZIN, J. F.; HANSEN, R. A.; CHENG, W.; WULLSCHLEGER, S. D.; GUNDERSON, C. A.; EDWARDS, N. T.; JOHNSON, D. W. NET PRIMARY PRODUCTIVITY OF A CO₂-ENRICHED DECIDUOUS FOREST AND THE IMPLICATIONS FOR CARBON STORAGE. **Ecological Applications**, v. 12, n. 5, p. 1261-1266, 2002.

OLSON, J. S. Global ecosystem framework-definitions. **USGS EROS Data Center Internal Report, Sioux Falls**, p. 37 pp, 1994.

PASSIOURA, J. B. Water transport in and to roots. **Annual Review of Plant Physiology and Plant Molecular Biology**, v. 39, n. 1, p. 245-265, 1988.

PETERS, W.; JACOBSON, A. R.; SWEENEY, C.; ANDREWS, A. E.; CONWAY, T. J.; MASARIE, K.; MILLER, J. B.; BRUHWILER, L. M. P.; PÉTRON, G.; HIRSCH, A. I.; WORTHY, D. E. J.; VAN DER WERF, G. R.; RANDERSON, J. T.; WENNERBERG, P. O.; KROL, M. C.; TANS, P. P. An atmospheric perspective on North American carbon dioxide exchange: CarbonTracker. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 104, n. 48, p. 18925-18930, 2007.

POPPE, D.; KOPPMANN, R.; RUDOLPH, J. Ozone formation in biomass burning plumes: Influence of atmospheric dilution. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 20, p. 3823-3826, 1998.

PRINS, E. M.; FELTZ, J. M.; MENZEL, W. P.; WARD, D. E. An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and 1995 fire season in South America. **J. Geophys. Res.**, v. 103, n. D24, p. 31821-31835, 1998.

PROCOPIO, A. S.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; SCHAFER, J. S.; HOLBEN, B. N. Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, 2004.

PROCOPIO, A. S.; REMER, L. A.; ARTAXO, P.; KAUFMAN, Y. J.; HOLBEN, B. N. Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia. **Geophys. Res. Lett.**, v. 30, n. 24, p. 2265, 2003.

RAICH, J. W.; RASTETTER, E. B.; MELILLO, J. M.; KICKLIGHTER, D. W.; STEUDLER, P. A.; PETERSON, B. J.; GRACE, A. L.; MOORE, B.; VOROSMARTY, C. J. Potential Net Primary Productivity in South America: Application of a Global Model. **Ecological Applications**, v. 1, n. 4, p. 399-429, 1991.

REID, J. S.; HOBBS, P. V.; FERREK, R. J.; BLAKE, D. R.; MARTINS, J. V.; DUNLAP, M. R.; LIOUSSE, C. Physical, chemical, and optical properties of regional hazes dominated by smoke in Brazil. **J. Geophys. Res.**, v. 103, n. D24, p. 32059-32080, 1998.

REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. **J. Climate**, v. 15, n. 13, p. 1609-1625, 2002.

ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; R.-COUPE, N.; WOFSY, S. C.; BORMA, L. S.; ARTAXO, P.; VOURLITIS, G.; NOGUEIRA, J. S.; CARDOSO, F. L.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; FREITAS, H. C.; VON RANDOW, C.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from

tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. G1, p. -, 2009.

RODELL, M.; HOUSER, P. R.; JAMBOR, U.; GOTTSCHALCK, J.; MITCHELL, K.; MENG, C.-J.; ARSENAULT, K.; COSGROVE, B.; RADA KOVICH, J.; BOSILOVICH, M.; ENTIN, J. K.; WALKER, J. P.; LOHMANN, D.; TOLL, D. The Global Land Data Assimilation System. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 85(3), p. 381-394, 2004.

ROSÁRIO, N. E.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; YAMASOE, M. A.; FONSECA, R. M. Modeling South America regional smoke plume: aerosol optical depth variability and shortwave surface forcing. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 12, n. 7, p. 17465-17501, 2012.

ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. **Geophys. Res. Lett.**, v. 26, n. 20, p. 3105-3108, 1999.

ROSSATO, L.; ALVALÁ, R. C. S.; TOMASELLA, J. Distribuição geográfica da capacidade de armazenamento de água e das propriedades físicas do solo no Brasil. In: **X Congresso Brasileiro de Meteorologia / VIII Congresso da FLISMET, Brasília - DF**, 1998.

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 9, 2007.

SALESKA, S. R.; DIDAN, K.; HUETE, A. R.; ROCHA, H. R. Amazon forests green-up during 2005 drought. **Science**, v. 318, n. 5850, p. 612, 2007.

SALESKA, S. R.; MILLER, S. D.; MATROSS, D. M.; GOULDEN, M. L.; WOF SY, S. C.; ROCHA, H. R.; DE CAMARGO, P. B.; CRILL, P.; DAUBE, B. C.; DE FREITAS, H. C.; HUTYRA, L.; KELLER, M.; KIRCHHOFF, V.; MENTON, M.; MUNGER, J. W.; PYLE, E. H.; RICE, A. H.; SILVA, H. Carbon in Amazon Forests: Unexpected Seasonal Fluxes and Disturbance-Induced Losses. **Science**, v. 302, n. 5650, p. 1554-1557, 2003.

SALESKA, S.; ROCHA, H.; KRUIJT, B.; NOBRE, A. Ecosystem carbon fluxes and Amazonian forest metabolism, Washington, DC, v. 186, p. 389-407, 2009.

SAMANTA, A.; GANGULY, S.; HASHIMOTO, H.; DEVADIGA, S.; VERMOTE, E.; KNYAZIKHIN, Y.; NEMANI, R. R.; MYNENI, R. B. Amazon forests did not green-up during the 2005 drought. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 5, 2010.

SAMANTA, A.; GANGULY, S.; MYNENI, R. B. MODIS Enhanced Vegetation Index data do not show greening of Amazon forests during the 2005 drought. **New Phytol**, v. 189, n. 1, p. 11-15, 2011.

SCHAFER, J. S.; HOLBEN, B. N.; ECK, T. F.; YAMASOE, M. A.; ARTAXO, P. Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification of solar radiation by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 41-1--LBA 41-15, 2002.

SCHIMMEL, D. S.; HOUSE, J. I.; HIBBARD, K. A.; BOUSQUET, P.; CIAIS, P.; PEYLIN, P.; BRASWELL, B. H.; APPS, M. J.; BAKER, D.; BONDEAU, A.; CANADELL, J.; CHURKINA, G.; CRAMER, W.; DENNING, A. S.; FIELD, C. B.; FRIEDLINGSTEIN, P.; GOODALE, C.; HEIMANN, M.; HOUGHTON, R. A.; MELILLO, J. M.; MOORE, S. B.; MURDIYARSO, D.; NOBLE, I.; PACALA, S. W.; PRENTICE, I. C.; RAUPACH, M. R.; RAYNER, P. J.; SCHOLES, R. J.; STEFFEN, W. L.; WIRTH, C. Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. **Nature**, v. 414, n. 6860, p. 169-172, 2001.

SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. Atmospheric Chemistry and Physics - From Air Pollution to Climate Change, 2nd Edn., John Wiley & Sons, New York, 1998.

SESTINI, M. F.; REIMER, E. S.; VALERIANO, D. M.; ALVALÁ, R. C. S.; MELLO, E. M. K.; CHAN, C. S.; NOBRE, C. A. Mapa de cobertura da terra da Amazônia legal para uso em modelos meteorológicos. **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO**, v. 11, p. 2901-2906, 2003.

SHEN, H.; TANG, Y.; MURAOKA, H.; WASHITANI, I. Characteristics of leaf photosynthesis and simulated individual carbon budget in *Primula nutans* under contrasting light and temperature conditions. **Journal of Plant Research**, v. 121, n. 2, p. 191-200, 2008.

SILVA, C. M. S.; FREITAS, S. R.; GIELOW, R. Numerical simulation of the diurnal cycle of rainfall in SW Amazon basin during the 1999 rainy season: the role of convective trigger function, v. 109, n. 3-4, p. 473-483, 2012.

SITCH, S.; COX, P. M.; COLLINS, W. J.; HUNTINGFORD, C. Indirect radiative forcing of climate change through ozone effects on the land-carbon sink. **Nature**, v. 448, n. 7155, p. 791-794, 2007.

SMEEKENS, S.; MA, J.; HANSON, J.; ROLLAND, F. Sugar signals and molecular networks controlling plant growth. **Current Opinion in Plant Biology**, v. 13, n. 3, p. 273-278, 2010.

SOUZA, E. P. Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica. **Tese de Doutorado, São Paulo – SP, DCA/IAG/USP, 1999.**

SOUZA, E. P.; SILVA, E. M. Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala. Descrição e testes de sensibilidade do esquema. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, p. 33-42, 2003.

SPITTERS, C. J. T.; TOUSSAINT, H. A. J. M.; GOUDRIAAN, J. Separating the diffuse and direct component of global radiation and its implications for modeling canopy photosynthesis Part I. Components of incoming radiation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 38, p. 217-229, 1986.

STEINER, A.; CHAMEIDES, W. Aerosol-induced thermal effects increase modelled terrestrial photosynthesis and transpiration. **Tellus B**, v. 57, n. 5, 2011.

STEPHENS, B. B.; WOFSY, S. C.; KEELING, R. F.; TANS, P. P.; POTOSNAK, M. J. The CO₂ Budget and Rectification Airborne Study: Strategies for Measuring Rectifiers and Regional Fluxes. **American Geophysical Union**, p. 311-324, 2013.

TIAN, H.; MELILLO, J. M.; KICKLIGHTER, D. W.; MCGUIRE, A. D.; HELFRICH, J. V. K.; MOORE, B.; VOROSMARTY, C. J. Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems. **Nature**, v. 396, n. 6712, p. 664-667, 1998.

TISSUE, D. T.; LEWIS, J. D.; WULLSCHLEGER, S. D.; AMTHOR, J. S.; GRIFFIN, K. L.; ANDERSON, O. R. Leaf respiration at different canopy positions in sweetgum (*Liquidambar styraciflua*) grown in ambient and elevated concentrations of carbon dioxide in the field. **Tree Physiol**, v. 22, n. 15-16, p. 1157-1166, 2002.

TOON, O. B.; TURCO, R. P.; WESTPHAL, D.; MALONE, R.; LIU, M. A Multidimensional Model for Aerosols: Description of Computational Analogs. **J. Atmos. Sci.**, v. 45, n. 15, p. 2123-2144, 1988.

TREMBACK, C. J.; POWELL, J.; COTTON, W. R.; PIELKE, R. A. The Forward-in-Time Upstream Advection Scheme: Extension to Higher Orders. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, n. 2, p. 540-555, 1987.

TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model, 1982: Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. **J. de Rech. Atmos.**, v. 16, p. 185-220, 1982.

U.S.-DOE. Biological and Environmental Research Information System. **Report from the March 2008 Workshop, DOE/SC-108, U.S. Department of Energy Office of Science.**, 2008.

VALENTINI, R.; MATTEUCCI, G.; DOLMAN, A. J.; SCHULZE, E. D.; REBMANN, C.; MOORS, E. J.; GRANIER, A.; GROSS, P.; JENSEN, N. O.; PILEGAARD, K.; LINDROTH, A.; GRELE, A.; BERNHOFER, C.; GRÜNWALD, T.; AUBINET, M.; CEULEMANS, R.; KOWALSKI, A. S.; VESALA, T.; RANNIK, U.; BERBIGIER, P.; LOUSTAU, D.; GUDMUNDSSON, J.; THORGEIRSSON, H.; IBROM, A.; MORGENSTERN, K.; CLEMENT, R. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. **Nature**, v. 404, n. 6780, p. 861-865, 2000.

VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; DE OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 5-26, 2004.

VOURLITIS, G. L.; DE SOUZA NOGUEIRA, J.; FILHO, N. P.; HOEGER, W.; RAITER, F.; BIUDES, M. S.; ARRUDA, J. C.; CAPISTRANO, V. B.; BRITO DE FARIA, J. L.; DE ALMEIDA LOBO, F. The Sensitivity of Diel CO₂ and H₂O Vapor Exchange of a Tropical Transitional Forest to Seasonal Variation in Meteorology and Water Availability. **Earth Interact.**, v. 9, n. 27, p. 1-23, 2005.

WALKO, R.; BAND, L.; BARON, J.; KITTEL, F.; LAMMERS, R.; LEE, T.; OJIMA, D.; PIELKE, R.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C.; VIDALE, P. Coupled Atmosphere- Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. **J Appl Meteorol** , v. 39(6), p. 931-944, 2000.

WESLEY, M. L. Parameterization of surface resistance to gaseous dry deposition in regional numerical models. **Atmos. Environ.**, v. 16, p. 1293–1304, 1989.

XU, J.-Y.; ZHONG, Q. The Effect of Error Growth and Propagation on the Predictability of Quantitative Precipitation in a Cloud-Resolving Model. **Atmos. Oceanic Sci. Lett.**, v. 2, p. 79-84, 2009.

YAMASOE, M. A.; ROSARIO, N. E. Changes in solar radiation partitioning reaching the surface due to biomass burning aerosol particles in the Amazon Basin. **AIP Conference Proceedings**, v. 1100, n. 1, p. 657-660, 2009.

YAMASOE, M. A.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; SCHAFER, J. S.; ECK, T. F.; HOLBEN, B. N. Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 6, p. 1645-1656, 2006.

YANG, Z. L.; DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; PITMAN, A. J. Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes Phase 1(a). **J. Geophys. Res.**, v. 100, n. D8, p. 16553-16578, 1995.

YI, C.; DAVIS, K. J.; BAKWIN, P. S.; BERGER, B. W.; MARR, L. C. Influence of advection on measurements of the net ecosystem-atmosphere exchange of CO₂ from a very tall tower. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D8, p. 9991-9999, 2000.

ZHANG, F.; ODINS, A. M.; NIELSEN-GAMMON, J. W. Mesoscale Predictability of an Extreme Warm-Season Precipitation Event. **Wea. Forecasting**, v. 21, n. 2, p. 149-166, 2006.

ZOBLER, L. Global Soil Types, 1-Degree Grid (Zobler). Data set. Available on-line at: <http://www.daac.ornl.gov> (last accessed December 7, 2012) from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A, 1999.

APÊNDICE A – Algumas definições

Para facilitar o estudo do ciclo do carbono, tendo um padrão universal sobre este assunto, a comunidade científica definiu alguns termos, conforme reportado por Kirschbaum *et al.* (2001). Serão apresentados abaixo apenas os termos que são relevantes para o presente estudo, e que normalmente são os mais utilizados na literatura.

Seres autótrofos – São os produtores primários que utilizam a energia solar para produzirem seus próprios alimentos (algas, plantas e certas bactérias).

Seres heterótrofos – São os consumidores que se alimentam de outros seres vivos.

Respiração autotrófica (R_a ou RespP) – Parte do carbono fixado pela fotossíntese é perdida pelo metabolismo interno da planta. Esta perda é denominada respiração autotrófica.

Respiração heterotrófica (R_h ou RespS) – Refere-se ao carbono perdido pelo ecossistema vivo e morto, excluindo as plantas vivas que recebem luz. Ou seja, constitui a respiração dos organismos vivos que residem no solo, na liteira e sobre o solo e a decomposição da matéria orgânica morta: animais e vegetais, incluindo árvores em decomposição, mesmo que ela ainda encontra-se de pé.

Produtividade Primária Bruta ou do inglês “*Gross Primary Productivity*” (*GPP*) – é o rendimento da conversão da energia solar em substâncias orgânicas. Ou seja, designa a quantidade total de matéria orgânica utilizada pelos seres autótrofos durante o processo fotossintético.

Produtividade Primária Líquida ou do inglês “*Net Primary Productivity*” (*NPP*) – é a Produção Primária Bruta menos o que é gasto na respiração autotrófica. Ou seja, é a taxa de sequestro de carbono pela vegetação, produzindo as comidas, fibras para confecção de roupas, biocombustíveis, etc.

$$NPP = GPP - R_a \quad (6.1)$$

Troca Líquida do Ecossistema ou do inglês “Net Ecosystem Exchange” (NEE) – Refere-se ao carbono perdido pela respiração heterotrófica menos a produção primária líquida. É uma medida direta do processo de fotossíntese e da respiração da floresta. Quanto mais negativo mais CO₂ está sendo fixado pelo ecossistema.

$$NEE = R_h - NPP \quad (1.2)$$

Produtividade Líquida do Ecossistema ou do inglês “Net Ecosystem Production” (NEP) – É a quantidade de carbono produzido pela planta menos o perdido pela respiração (autotrófica e heterotrófica). Ou seja, é o mesmo que a troca líquida do ecossistema (NEE), mas com sinal trocado. O NEE normalmente é utilizado para referir-se a fluxos em escala de tempo de horas, enquanto o NEP é normalmente utilizado para referir-se à quantidade de fluxo em período mínimo de um ano. No entanto, estas diferenças no uso do NEE ou NEP não foram integradas em definições formais (KIRSCHBAUM *et al.*, 2001).

$$NEP = GPP - R_a - R_h = -NEE \quad (1.3)$$

Plantas C3 – São plantas que conseguem usar apenas o CO₂ atmosférico para fazer fotossíntese. É a grande maioria das plantas (> 95%).

Plantas C4 – São plantas que conseguem utilizar na fotossíntese o próprio CO₂ proveniente do seu processo de respiração. Portanto são mais eficientes no uso do CO₂, conseqüentemente, menos dependentes de variações do CO₂ atmosférico. São algumas gramíneas tropicais (capim braquiária, milho, cana-de-açúcar, etc.).

APÊNDICE B – Diferenças entre as simulações realizadas

A Tabela B.1 apresenta as diferenças existentes em as simulações realizadas com o modelo JULES-CCATT-BRAMS, cujos resultados foram apresentados neste trabalho. As três simulações apresentadas no final da tabela (células sombreadas) foram realizadas após as atualizações em parâmetros, parametrizações e ajustes descritas na seção 5.2.1.

Tabela B.1 – Diferenças entre as simulações

Nome	Descrições			
	Modelo de superfície	Advecção monotônica	Aerossol	Fração difusa
LEAF_ad0_ae0	LEAF	não	não	não
JULES_ad0_ae0	JULES	não	não	não
JULES_ad1_ae0	JULES	sim	não	não
JULES_ad0_ae1	JULES	não	sim	não
JULES_ad1_ae1	JULES	sim	sim	sim
JULES_ad1_ae1d0	JULES	sim	sim	não
JULES_ad1_ae0	JULES	sim	não	não

APÊNDICE C – Guia de compilação e execução do JULES-CCATT-BRAMS

1 INTRODUÇÃO:

Este guia apresenta os requisitos necessários para compilar e executar o modelo JULES-CCATT-BRAMS e o seu pré/pós processamento. Além disso, há uma descrição de um Caso Teste. Mais detalhes podem ser obtidos na página do BRAMS: <http://brams.cptec.inpe.br>

JULES-CCATT-BRAMS1.0 foi originado do acoplamento entre Jules-v3.0 e CCATT_BRAMS4.3.3.

2 REQUISITOS:

2.1. Necessários:

- a) Uma boa máquina (preferência para máquina escalar com mais de 100 processadores)
- b) MPICH2 (<http://phase.hpcc.jp/mirrors/mpi/mpich2/>)
- c) Sistema operacional Linux (ou UNIX, mas não foi testado neste sistema)
- d) Compilador FORTAN-90 (preferência para PGI-FORTRAN)
- e) Biblioteca netcdf
(<http://www.unidata.ucar.edu/downloads/netcdf/index.jsp>)
- f) Biblioteca HDF4 (<http://www.hdfgroup.org/products/hdf4/>)
- g) Biblioteca zlib (<http://www.zlib.net/>)
- h) Biblioteca jpeg (<http://www.ijg.org/>)
- i) Assinar o contrato de licença do JULES
(<https://jules.jchmr.org/software-and-documentation>)

2.2. Recomendado (foram utilizadas por mim):

- a) Supercomputador com 360 processadores (2,1 GHz AMD Opteron)
- b) Xt-mpich2_5.5.4 (Cray MPICH2 Message Passing Interface)
- c) SUSE Linux – 2.6.27.48-0.12-default – x86_64
- d) PGI_VERSION 11,3 (pgf90 11,3-0 64-bit)
- e) Netcdf-3.6.2
- f) HDF-4.2.5
- g) Zlib-1.2.7
- h) Jpeg-8d

3 PARA COMPILAR AS BIBLIOTECAS (Netcdf, HDF4, zlib e jpeg):

- Bibliotecas e JULES-CCATT-BRAMS devem ser compiladas com o mesmo compilador.
- a) Comando Shell: “export CC=<compilador C>” (ex: export CC=pgcc)
- b) Comando Shell: “export F77=< compilador F77>” (ex: export F77=pgf77)
- c) Comando Shell: “export FC=< compilador F90>” (ex: export FC=pgf90)
- d) Vá para: ./source/LIBS/netcdf-3.6.2 ou ./source/LIBS/hdf-4.2.5 ou ./source/LIBS/zlib-1.2.7 ou ./source/LIBS/jpeg-8d
- e) Executar: DIR=\$(pwd) ; ./configure--prefix=\$DIR/installed
- f) Executar: make
- g) Executar: make install
- h) Repita os itens d-g até compilar as quatro bibliotecas

4 PARA COMPILAR O JULES-CCATT-BRAMS:

- a) Abra em um editor ASCII o arquivo: ./source/JULES-CCATT-BRAMS1.0/src/brams/Jules/LIB/Makefile
- b) Na linha 56 informe o caminho do netcdf
- c) Nas linhas 108 e 118 informe o nome do compilador
- d) Se pgf não é o seu compilador, crie um arquivo para o seu compilador com o nome: ./source/JULES-CCATT-BRAMS1.0/build/bin/include.mk <compilador>, semelhante a: ./source / JULES -CCATT-BRAMS1.0/build/bin/include.mk.pgf
- e) Abra em um editor ascii o arquivo: ./source/JULES-CCATT-BRAMS1.0/build/bin/include.mk <compilador>
- f) Nas linhas 25 e 27, informar o nome do compilador.
- g) Nas linhas 31,34 e 36 você pode alterar as opções de sua compilação.
- h) Executar: ./source/JULES-CCATT-BRAMS1.0/build/bin/comp.bash
 - Se tudo ocorreu bem, foi gerado o arquivo executável: ./source/JULES-CCATT-BRAMS1.0/build/ccatt-brams-4.3-<compilador>-CO2_JULES

5 PARA EXECUTAR O JULES-CCATT-BRAMS:

5.1. Necessários:

- a) Executável do JULES-CCATT-BRAMS
 - ⇒ Obtido anteriormente (CCATT-BRAMS-4.3-<compilador>-CO2_JULES)
- b) *Namelist* do CCATT-BRAMS (RAMSIN)
 - ⇒ Há um modelo em: `./source/JULES-CCATT-BRAMS1.0 /`
 - ⇒ Documentação das variáveis do BRAMS:
<http://downloads.cptec.inpe.br/~rdown/upload/brams40-namelist-final.pdf>
 - ⇒ Documentação das variáveis do CCATT:
http://downloads.cptec.inpe.br/~rdown/upload/BRAMS4.0_CATT_First_Time_User_Guide_Ver1.pdf
- c) JULES *namelist* (jules.in)
 - ⇒ Há um modelo em: `./source/JULES-CCATT-BRAMS1.0`
 - ⇒ Documentação das variáveis do JULES: `./source/JULES-CCATT-BRAMS1.0/src/brams/jules/LIB/DOCS/jules_v3.0_users_guide.pdf`
- d) Mapa de Carbono no Solo (soil_carbon.txt), apenas se `cs!=-1` em jules.in (linha 554)
 - ⇒ É um arquivo ascii com três colunas (longitude, latitude e carbono no solo (kgC/m²)) e diversas linhas (dependendo do domínio e da resolução)
- e) Inicialização e condição de contorno da atmosfera e do CO₂ (ex: `dpCO2-2010-03-25-0000.vfm`)
 - ⇒ Use o programa `geraDP` (<http://brams.cptec.inpe.br/geraDP.shtml>) para converter as variáveis atmosféricas (vento, temperatura, geopotencial e umidade relativa) para o formato BRAMS (ex: `dp2010-03-25-0000`)
 - ⇒ Use `./source/Utilits/join-dp_co2.f90` para agregar o arquivo acima (dp) com as condições de contorno do CO₂ (ex: proveniente do modelo TM5)
- f) Fontes de emissões (ex: `Queima_source-T-2010-03-25-000000-g1.vfm`)
 - ⇒ Use: `./source/PREP-CHEM-SRC-1.2`
(http://brams.cptec.inpe.br/in_data_catt_burn_map.shtml)

- g) NDVI (http://brams.cptec.inpe.br/in_data_ndvi_modis.shtml)
- h) Umidade do solo
(http://brams.cptec.inpe.br/in_data_soil_moisture.shtml)
- i) SST (http://brams.cptec.inpe.br/in_data_gl_weekly_sst.shtml)
- j) Textura do solo
(http://brams.cptec.inpe.br/in_data_soil_textural.shtml)
- k) Uso do solo (http://brams.cptec.inpe.br/in_data_landuse.shtml)
- l) Topografia (http://brams.cptec.inpe.br/in_data_topography.shtml)

5.2. Sugestão para executar o modelo:

- a) Crie uma pasta chamada "run" (`mkdir run`)
- b) Entre em "run" (`cd run`)
- c) Crie um *link* para o arquivo executável (`ln -s ../source/JULES-CCATT-BRAMS1.0/build/ccatt-brams-4.3-pgf-CO2_JULES`)
- d) Crie um *link* para a pasta tables (`ln -s ../source/JULES-CCATT-BRAMS1.0/tables`)
- e) Copie RAMSIN_model para RAMSIN (`cp ../source/JULES-CCATT-BRAMS1.0/RAMSIN_model RAMSIN`)
- f) Copie jules.in_model para jules.in (`cp ../source/JULES-CCATT-BRAMS1.0/jules.in_model jules.in`)
- g) Abra RAMSIN em algum editor de texto (`gedit`, `nedit`, `vi`, ...) para fazer as mudanças necessárias (datas, configuração de grade, etc)
- h) Crie as pastas de saídas: IVAR, HIS, ANL, sfc e tmp (`mkdir IVAR HIS ANL sfc tmp`)
- i) Execute o modelo para as fases: `MAKESFC`, `MAKEVFILE` e `INITIAL` (veja em: http://downloads.cptec.inpe.br/~rdown/upload/Brams_First_Time_User_Guide_Ver4.pdf)

6 PÓS-PROCESSAMENTO (RAMSPOST):

- Documentação:

http://downloads.cptec.inpe.br/~rdown/upload/RAMSPOST_User_guide_ver_01.pdf

- a) Para compilar:

- Abra em um editor de texto o arquivo: `./source/Ramspost-5.1/LIB/include.mk`

- Altere as opções do seu compilador
 - Execute: `./source/Ramspost-5.1/comp.bash`
- b) Configure o *namelist* (`ramspost.inp`), veja em:
http://downloads.cptec.inpe.br/~rdown/upload/RAMSPOST_User_guide_ver_01.pdf
- c) Execute: `./ramspost_51`
- d) Abra a previsão p. ex. no software GrADS (<http://www.iges.org/grads/>)

7 CASO TESTE

7.1. Configuração:

- Grade com resolução horizontal de 20 km
- Região da Amazônia (centro da grade: 59.0°W ; 3.2°S)
- X, Y, Z = 310, 210, 48
- Seis horas de integração (01/Mar/2010 00Z até 01/Mar/2010 06Z)
- Previsão com saída a cada hora

7.2. Requisitos necessários para o Caso Teste:

- Faça o *download* dos arquivos .tar: `source.tgz` e `test_case.tgz`
- Execute o item 3 para compilar todas as bibliotecas em sua máquina
- Execute o item 4 para compilar o modelo em sua máquina
- Execute o item 6 para compilar o pós-processamento em sua máquina

7.3. Este Caso Teste não necessita de:

- *Download* dos dados da superfície (topography, NDVI, ...)
- *Download* de inicialização e condições de contorno (Atmosférica e de CO₂)
- Preparar emissões de fontes
- Mudanças em RAMSIN
- Mudanças em jules.in

7.4. Para executar o Caso Teste:

- Execute o item 7.2
- Execute: `./TEST_CASE/test_case.bash <nproc>`, onde `<nproc>` é o número do processador que você deseja utilizar.
 - Se tudo ocorreu bem, foram gerados os arquivos:
 - `./TEST_CASE/grads/test_g1.gra` (binário com as variáveis: Temperatura e vento)
 - `./TEST_CASE/grads/test_g1ctl` (descriptor para o GrADS)
 - `./TEST_CASE/grads/test_field.png` (figura gerada pelo GrADS)
 - `./TEST_CASE/grads/test_serie.png` (figura gerada pelo grads GrADS)

ANEXO A – ARTIGO CIENTÍFICO

Geosci. Model Dev., 6, 1243–1259, 2013
www.geosci-model-dev.net/6/1243/2013/
doi:10.5194/gmd-6-1243-2013
© Author(s) 2013. CC Attribution 3.0 License.



Coupling between the JULES land-surface scheme and the CCATT-BRAMS atmospheric chemistry model (JULES-CCATT-BRAMS1.0): applications to numerical weather forecasting and the CO₂ budget in South America

D. S. Moreira¹, S. R. Freitas¹, J. P. Bonatti¹, L. M. Mercado^{2,3}, N. M. É. Rosário⁴, K. M. Longo⁵, J. B. Miller^{6,7}, M. Gloor⁸, and L. V. Gatti⁹

¹Center for Weather Forecasting and Climate Studies, INPE, Cachoeira Paulista, SP, Brazil

²University of Exeter, College of Life and Environmental Sciences, Exeter, EX4 4RJ, UK

³Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, Oxon OX10 8BB, UK

⁴UNIFESP – Environmental Sciences Division, Rua Prof. Artur Riedel, 275, Diadema, SP, Brazil

⁵Earth System Science Center, INPE, São José dos Campos, SP, Brazil

⁶NOAA/ESRL R/GMD1 325 Broadway, Boulder, CO 80305, USA

⁷CIRES, University of Colorado, Boulder, CO 80309, USA

⁸University of Leeds, School of Geography, Woodhouse Lane, Leeds, LS2 9JT, UK

⁹CNEN – IPEN – Lab. Química Atmosférica, Av. Prof. Lineu Prestes, 2242, Cidade Universitária, São Paulo, SP, Brazil

Correspondence to: D. S. Moreira (demerval.moreira@cptec.inpe.br)

Received: 10 December 2012 – Published in Geosci. Model Dev. Discuss.: 23 January 2013

Revised: 2 July 2013 – Accepted: 3 July 2013 – Published: 22 August 2013

Abstract. This article presents the coupling of the JULES surface model to the CCATT-BRAMS atmospheric chemistry model. This new numerical system is denominated JULES-CCATT-BRAMS. We demonstrate the performance of this new model system in relation to several meteorological variables and the CO₂ mixing ratio over a large part of South America, focusing on the Amazon basin. The evaluation was conducted for two time periods, the wet (March) and dry (September) seasons of 2010. The model errors were calculated in relation to meteorological observations at conventional stations in airports and automatic stations. In addition, CO₂ mixing ratios in the first model level were compared with meteorological tower measurements and vertical CO₂ profiles were compared with observations obtained with airborne instruments. The results of this study show that the JULES-CCATT-BRAMS modeling system provided a significant gain in performance for the considered atmospheric fields relative to those simulated by the LEAF (version 3) surface model originally employed by CCATT-BRAMS. In addition, the new system significantly increases the ability to simulate processes involving air–surface interactions, due

to the ability of JULES to simulate photosynthesis, respiration and dynamic vegetation, among other processes. We also discuss a wide range of numerical studies involving coupled atmospheric, land surface and chemistry processes that could be done with the system introduced here. Thus, this work presents to the scientific community a free modeling tool, with good performance in comparison with observational data and reanalysis model data, at least for the region and time period discussed here. Therefore, in principle, this model is able to produce atmospheric hindcast/forecast simulations at different spatial resolutions for any time period and any region of the globe.

1 Introduction

Before the beginning of the industrial era, around the year 1750, the atmospheric carbon dioxide (CO₂) concentration was roughly 280 ppm, but has continually increased since then (Keeling, 1997). The growth of atmospheric CO₂ is mostly caused by anthropogenic emissions, principally from

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

fossil fuel and biomass burning. The main sinks of atmospheric CO₂ are the oceans and forests. The terrestrial biosphere continually sequesters 20 to 30 % of anthropogenic CO₂ emissions, and studies suggest that Amazonia has been one of the largest contributors to atmospheric CO₂ removal (Baker et al., 2004). Accurate understanding and representation of the Amazon forest CO₂ exchange processes and their interaction with the atmosphere in climate models is critical to a consistent modeling of the regional and global CO₂ budget. In South America, during the biomass burning season, fires represent the largest source of atmospheric CO₂; however, various other gases are also emitted, which contribute to the greenhouse effect either directly or indirectly through the formation of secondary gases, such as ozone. Previous studies suggested that the assimilation of ozone is likely to significantly affect forest net productivity (Sitch et al., 2007). In addition to gases, vegetation fires also produce particulate material (Andreae, 1991; Artaxo et al., 2002; Andreae et al., 2004), which has a significant impact on the radiation budget, cloud microphysics and the hydrologic cycle (Kaufman, 1995; Rosenfeld, 1999; Andreae et al., 2004; Koren et al., 2004), and thus affects surface processes by altering the availability of energy and precipitation. It has been suggested that the interaction between biomass burning aerosols and solar radiation alters the photosynthesis process in the Amazon rainforest through the attenuation of the amount of solar radiation arriving at the surface and via the increase of the diffuse fraction (Yamasoe et al., 2006). The potential impact of all these processes can be considerable since, during the peak of the fire season, smoke plumes can cover areas of millions of km² (Prins et al., 1998).

To fill in the gaps in observed data, to conduct fictitious experiments (for example, changing the vegetation type in a given region), and to predict the weather, the scientific community has widely used numerical modeling. From the knowledge of the processes that occur in nature, physical equations are developed to simulate these processes as realistically as possible. However, due to the complexity and interaction of all processes occurring in the atmosphere and at the surface, it can be said that we will never be able to reproduce and/or predict exactly all phenomena that govern nature. However, with observations of nature, it is possible to develop equations more appropriate to a particular event, and with the advancement of computing, more complex equations can be implemented in numerical models and the approaches used to accelerate the calculations can be reduced. Therefore, models are increasingly able to approximate reality. Thus, this work has as its main goal the inclusion of the JULES surface scheme, a model that comprises several new processes and is widely used and under continuous development, as an alternative to the LEAF scheme.

CCATT-BRAMS (Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System) (Freitas et al., 2009; Longo et al., 2013) is a numerical system developed

at the Brazilian National Institute for Space Research (INPE) aimed at regional-scale weather forecasting and atmosphere chemistry and air quality research. Currently, the CCATT-BRAMS surface scheme is based on the LEAF (Walko et al., 2000) model for prediction of temperature, soil water content, snow cover and vegetation temperature, and includes exchange of turbulent and radiative fluxes between these components and the atmosphere. However, LEAF does not include air–surface exchanges of CO₂ (photosynthesis and respiration), other trace gases, or a dynamic vegetation formulation, among other processes. In this study, the Joint UK Land Environment Simulator (JULES) surface–atmosphere interaction model (Best et al., 2011; Clark et al., 2011) was coupled to the CCATT-BRAMS model. JULES is considered state of the art in terms of the representation of surface processes, with modern formulations able to simulate the large number of processes that occur at the surface, including vegetation dynamics, carbon storage, soil moisture, photosynthesis and plant respiration. Thus, an integrated model (JULES-CCATT-BRAMS) was created, capable of simulating most of the principal processes that occur at the surface and in the terrestrial atmosphere, and their interactions.

This paper is organized as follows. Section 2 provides a brief description of the numerical models that are coupled. It describes the BRAMS atmospheric model; the CCATT model, which is responsible for the transport of gases and aerosols; and the JULES model, responsible for predicting the processes that occur at the surface. At the end of this section the coupled model (JULES-CCATT-BRAMS) is described, and the initial and boundary conditions necessary for execution of the model are presented. Section 3 shows the evaluation and sensitivity of JULES-CCATT-BRAMS to various configurations in wet and dry seasons. Finally, Section 4 gives a brief summary of the article.

2 System components and coupling of JULES to CCATT-BRAMS

2.1 The BRAMS atmospheric component

The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System is based on the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS, Walko et al., 2000), with several modifications to improve the numerical representation of key physical processes over tropical and subtropical regions.

According to Freitas et al. (2009), RAMS is a numerical model designed to simulate atmospheric circulations at many scales. RAMS solves the fully compressible non-hydrostatic equations described by Tripoli and Cotton (1982) and is equipped with a multiple-grid nesting scheme which allows the model equations to be solved simultaneously on any number of two-way interacting computational meshes of increasing spatial resolution. It has a set of physical

parameterizations appropriate for simulating processes such as surface–air exchanges, turbulence, convection, radiation and cloud microphysics.

Subdivision of a RAMS surface grid cell into multiple areas with distinct land-use types is allowed, with each sub-grid area, or patch, containing its own surface model (LEAF), and each patch interacting with the overlying atmospheric column with a weight proportional to its fractional area in the grid cell.

As previously stated, BRAMS is based on the RAMS model, with new developments focusing on better representation of atmospheric processes in tropical regions. Features include a set of additional modern physical parameterizations and improved software quality (see Freitas et al., 2009, for more details).

2.2 The CCATT atmospheric chemistry component

CCATT is an Eulerian transport model coupled online with BRAMS and developed to simulate the transport, dispersion, chemical transformation and removal processes associated with gases and aerosols (Freitas et al., 2009; Longo et al., 2013). CCATT simulates the tracer transport online with the simulation of the atmospheric state by BRAMS, using the same dynamical and physical parameterizations. According to Freitas et al. (2009), the tracer mass mixing ratio, which is a prognostic variable, includes the effects of sub-grid-scale turbulence in the planetary boundary layer and convective transport by shallow and deep moist convection, in addition to grid-scale advective transport. The general mass continuity equation for tracers solved in the model, in tendency form, is

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{\text{adv}}^{\text{I}} + \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{\text{PBL diff}}^{\text{II}} + \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{\text{deep conv}}^{\text{III}} + \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{\text{shallow conv}}^{\text{IV}} + \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} \right)_{\text{chem}}^{\text{V}} + W_{\text{VI}} + R_{\text{VII}} + Q_{\text{VIII}}, \quad (1)$$

where \bar{s} is the mean mass mixing ratio, term (I) represents the 3-D advection, (II) is the sub-grid-scale diffusion in the PBL and terms (III) and (IV) are the sub-grid-scale transport by deep and shallow convection, respectively. Term (V) is the net production or loss by chemical reactions. Term (VI) is the wet removal, term (VII) refers to the dry deposition and, finally, (VIII) is the source term that includes the plume rise mechanism associated with vegetation fires (Freitas et al., 2007).

CCATT-BRAMS has two available advection schemes, one non-monotonic (Tremback et al., 1987) and another which has a monotonic (Freitas et al., 2012) formulation. The non-monotonic scheme uses a second order forward-upstream approximation. This formulation is simpler and faster for calculating scalar transport; however, it can generate non-physical negative mass concentrations and also new

extrema. The monotonic scheme is more complex, but does not produce any new extrema (over- or undershoots) of the mass mixing ratio of the tracer being transported and also does not cause strong numerical diffusion. The diffusion in the PBL uses the same BRAMS formulations that are applied for temperature and water mass mixing ratio, but with a recent mass conservation fix on slopes developed by Meesters et al. (2008). As before, the same BRAMS convective parameterizations (for sub-grid-scale deep and shallow convection) applied to moist static energy and water vapor are applied consistently to the tracers. For radiative effects, smoke aerosols are assumed to be homogeneous spherical particles with an average mass density of 1.35 g cm^{-3} , according to Reid et al. (1998). Size distribution and complex refractive index are based on climatological data from AERONET stations located in the Amazon basin and Cerrado and spectral optical properties were obtained using these climatologies as input in a Mie code (Procopio et al., 2003; Rosario et al., 2012). Wet removal of smoke aerosol particles is coupled with the deep convection parameterization following Berge (1993). Dry deposition is simulated using the resistance approach following Wesley (1989) and Seinfeld and Pandis (1998).

The CCATT model has also a preprocessor named PREP-CHEM-SRC (Freitas et al., 2011), designed to produce emission fields of trace gases and aerosols for chemistry simulations. PREP-CHEM-SRC is able to generate emission fields from urban/industrial, biogenic, biomass burning, volcanic, biofuel use and burning from agricultural waste sources. The emission fields are generated on the native grid of the transport model and several map projections are available.

CCATT-BRAMS has been running operationally at CPTEC/INPE since 2003 in a domain that encompasses all of South America and with a spatial resolution of 25 km. The predictions of gases and aerosols are available in real time at <http://meioambiente.cptec.inpe.br/>, and the meteorological variables are available at <http://previsaonumerica.cptec.inpe.br/golMapWeb/DadosPages?id=CCattBrams>.

2.3 The JULES land surface component

The Joint UK Land Environment Simulator is a soil/vegetation model developed from the Met Office Surface Exchange Scheme (MOSES) (Essery et al., 2003) and Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics (TRIFFID). MOSES is responsible for the simulation of surface energy fluxes and hydrological processes, and is the surface model used in the UK Met Office unified model (<http://www.metoffice.gov.uk/research/modelling-systems/unified-model>). TRIFFID is designed to simulate vegetation and soil dynamics.

Figure 1 presents, in schematic form, the processes that are simulated by JULES version 3.0. Blue represents the processes that are related to hydrology, green refers to the processes that are directly involved with vegetation and brown

refers to gases and aerosols. The lower layer of the diagram presents the processes that occur in the soil, the two upper layers refer to processes located between the surface and the canopy top and the arrows in the upper layer indicate fluxes, gases and aerosols that are exchanged with the atmosphere. The physics of JULES can be considered to fall into 5 areas. Below is a brief description of each area (the text is based on a documentation published at the link <https://jules.jchmr.org/model-description>, and further details can be obtained at Best et al., 2011, and Clark et al., 2011):

- *Vegetation* – Photosynthesis depends on the CO₂ concentration of the environment and inside the leaf, as well as soil moisture and photosynthetically active radiation (PAR). The net primary production, derived of the plants respiration, can be divided into two processes: a fixed part for growth and the other for maintenance, wherein the maintenance is considered the concentration of nitrogen in the leaf. The vegetation dynamics module is responsible for updating the distribution of plants. It is considered a competition between vegetation types, depending on the net amount of carbon available and radiation PAR. Thus, there is a co-competition depending mainly on relative heights of the plants, where trees (broadleaf and needleleaf) normally win out over grasses (type C3 (Collatz et al., 1991) and C4 (Collatz et al., 1992)). Therefore, the dominant types limit the expansion of subdominant types.
- *Soil* – The flux of water in the soil is given by the equation of Darcy, which depends on the hydraulic conductivity and soil water suction. The stock of carbon in the soil is increased by the total amount of leaves that fall on the ground and is reduced by soil respiration, which occurs at a rate dependent on the soil moisture and temperature.
- *Hydrology* – Part of the precipitation that arrives at the canopy is intercepted, while another part passes through the canopy and arrives at the soil (throughfall). Part of the water that arrives at the soil infiltrates and part runs off superficially (Gregory and Smith, 1990). This process is applied separately for each vegetation type. The model is being developed so that it will include a rainfall–runoff module and a runoff routing scheme.
- *Radiation* – Albedo of the bare soil varies geographically as a function of the soil color. For vegetation, the two flux model is used, calculating separately the direct and diffuse radiation albedos for each vegetation type.
- *Energy balance* – The evaporative flux extracted from each soil layer is dependent on the soil moisture availability factor. Evaporation from bare soil is extracted from the surface soil layer. The aerodynamic resistance for latent and sensible heat fluxes between the surface

and the atmosphere above each vegetation type is calculated as a function of temperature, specific humidity and wind velocity.

JULES was conceived to serve two purposes: (1) to have a model freely available to the scientific community and (2) to permit model development to include new modules. The JULES source code is written in the FORTRAN90 language with a modular structure comprised of routines and subroutines. The land surface is divided in grid boxes, which can be occupied by a number of plant functional types (PFTs) and non-functional plant types (NPFTs). Up to five PFTs can occupy a grid box, whose names are broadleaf trees (BT); needleleaf trees (NT); C3 grasses (C3G); C4 grasses (C4G) and shrubs (Sh). A grid box can also be occupied by up to four NPFTs: urban, inland water, soil and ice. JULES adopts a tiled structure in which the surface processes are calculated separately for each surface type. It can be executed for a single point, for a group of points or for a regular grid.

The JULES model has been used in a large number of scientific studies, such as: (a) CO₂ effects in continental rivers (Gedney et al., 2006), (b) dynamics of a vegetation model (Hughes et al., 2006), (c) interception of radiation and photosynthesis (Mercado et al., 2007), (d) impact of diffuse radiation on the land carbon sink (Mercado et al., 2009), and (e) ozone effects on the land carbon sink (Sitch et al., 2007), among others.

2.4 The coupled JULES-CCATT-BRAMS system

The JULES surface scheme has been fully coupled to the CCATT-BRAMS modeling system in an online fashion using an explicit scheme. The coupling is two-way in the sense that, for each model time step, the atmospheric component provides to JULES the current near-surface wind speed, air temperature, pressure, condensed water and downward radiation fluxes, as well as water vapor and trace gas (for example, carbon dioxide and monoxide, methane and volatile organic compounds) mixing ratios. After its processing, JULES advances its state variables over the time step and feeds back to the atmospheric component the sensible and latent heat and momentum surface fluxes, upward short-wave and long-wave radiation fluxes, as well as a set of trace gas fluxes. Figure 2 shows a model grid box with the main physical and chemical processes that the JULES-CCATT-BRAMS system addresses.

JULES initialization requires: land use, soil type, normalized difference vegetative index (NDVI), sea surface temperature, soil carbon, soil moisture data and soil temperature. In this work, the land use map for the Amazon basin provided by the PROVEG project (Sestini et al., 2003) was used, while data from the RADAMBRASIL project (Rossato et al., 1998) was used for the soil type in Brazil and data from FAO (Zobler, 1999) was used outside Brazil. The 15-day NDVI data is derived from MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data based on the years 2001–2002.

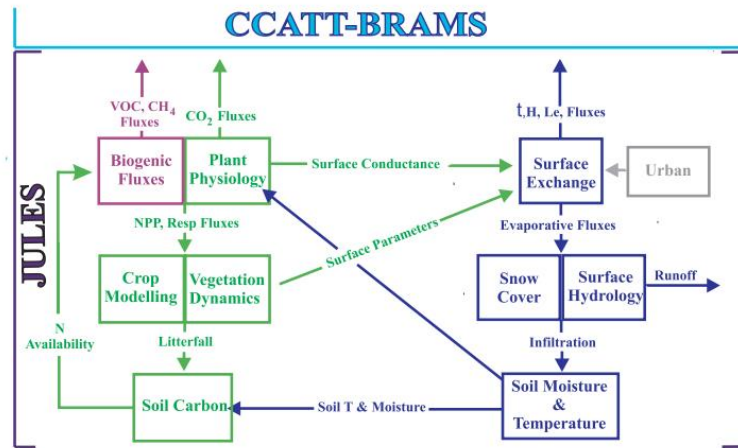


Fig. 1. Structure of JULES 3.0 (adapted from <http://www.jchmr.org/jules/management/>).

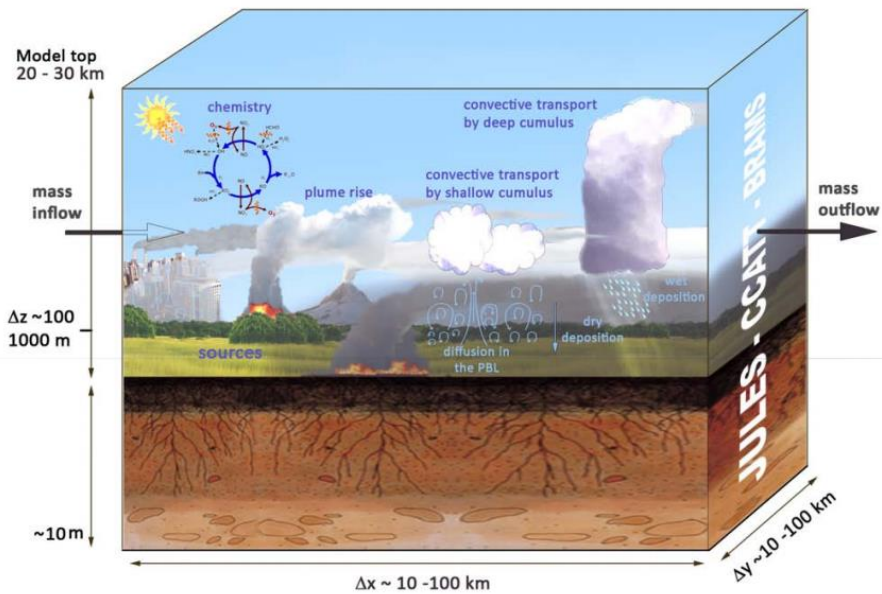


Fig. 2. Some of the sub-grid processes simulated by the JULES-CCATT-BRAMS model (adapted from http://meioambiente.cptec.inpe.br/modelo_cattbrams.php).

Weekly sea surface temperature is provided by Reynolds et al. (2002) and observed soil carbon is provided by the LBA project (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) (Batjes, 1996). Daily soil moisture data, an operational product of CPTEC/INPE, is described by Gevaerd and Freitas (2006). Soil temperature is initialized with the air temperature of the first level of the atmospheric model.

CCATT-BRAMS requires topography data sets, an emissions database (urban/industrial, biogenic and biomass burning), atmospheric fields and the CO₂ background. In this

study, the Gesch et al. (1999) topography data set available through the United States Geological Survey's (USGS) Earth Resources Observation Systems (EROS) Data Center was used, with a latitude-longitude resolution of 30 arc seconds (approximately 1 km). Biomass burning emissions were estimated using fire pixels detected by remote sensing (GOES), and the other source emissions are climatological data sets (Freitas et al., 2011). The atmospheric fields for initialization and boundary conditions were obtained from the National Centers for Environmental Prediction

(NCEP) final analysis (FNL) with a T382 horizontal resolution (approximately 35 km) and 64 vertical pressure levels at 6 h time intervals (available online at <ftp://ftp.prdd.ncep.noaa.gov/pub/data/nccf/com/gfs/prod/>), which were interpolated to the model grid. Initial and boundary conditions for CO₂ were taken from outputs of the Carbon-Tracker/TM5 carbon data assimilation system (Krol et al., 2005; Peters et al., 2007) with a horizontal resolution of 3° × 2° and 34 vertical levels (http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/carbontracker/documentation_4pdf.html).

The processing time for JULES-CCATT-BRAMS in relation to CCATT-BRAMS was increased by around 17%. This cost is very low considering that JULES simulates more processes than LEAF, predicts gas concentrations and includes variations in vegetation morphology over the simulation time; and it is shown in this work that there is a significant gain in quality by using JULES when compared with LEAF.

3 Evaluation and sensitivity tests

In order to evaluate the JULES-CCATT-BRAMS system, 183 simulations were conducted in forecast mode. Regional numerical weather forecasts typically have integration times ranging from 1 to 7 days; thus, in this evaluation each simulation was integrated for 5 days. 93 simulations (3 experiments with 31 members each, one member per day) were conducted for March 2010 (wet season) and 90 (3 experiments with 30 members each) for September 2010 (dry season).

In Table 1, the principal CCATT-BRAMS model configurations and parameterizations are defined, and Table 2 presents the configurations and parameterizations that were altered in relation to the namelist point_loobos_example.jin that accompanies the version 3 of the JULES package.

The simulations were executed on a CRAY cluster (2.1 GHz AMD Opteron processors) using 360 processors. The processing time for each 5-day simulation was approximately 48 min using LEAF and 56 min using JULES.

3.1 Data for evaluation

To evaluate JULES-CCATT-BRAMS, the following data were used:

- **METAR and PCDs:** Observations from surface meteorological stations installed at airports (METAR) and automatic stations (PCDs) installed and maintained by the National Institute of Meteorology (INMET). These data have a temporal frequency of one hour and an irregular spatial distribution. They are available daily on the respective websites: <http://www.redemet.aer.mil.br> and <http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/automaticas.php>.
- **Km 67 tower:** Observed data measured by an eddy correlation system installed at a meteorological tower at an

altitude of 57.9 m. This tower is located to the south of Santarém, PA, Brazil, close to kilometer 67 of the Cuiabá-Santarém highway (Tapajós forest: 55.04° W, 2.85° S). These data were collected in an automatic and continuous way starting in August 2008 with a temporal resolution of 1 h.

- **Airplane:** Observed data collected aboard an airplane. 80 profiles were performed during the year 2010 in a descending spiral profile from 4300 m to 300 m in four Amazon locations: Santarém, PA (SAN); Rio Branco, AC (RBA); Alta Floresta, MT (ALF); and Tabatinga, AM (TAB). All profiles were usually taken between 12 and 14 h local time. At the RBA, TAB and ALF sites, 12 flasks were sampled with a portable sampling system consisting of separate compressor and flask units. These units were loaded onto a light aircraft. A GPS and temperature and relative humidity sensors were also attached to the compressor unit. The pilot initiated sample collection at a pre-determined altitude using a wired remote control. At SAN the flask unit contained 17 flasks, and for all units each flask had a volume of 700 mL and was pressurized to about 270 kPa, as described in Gatti et al. (2010).
- **ECMWF:** ECMWF ERA-Interim reanalysis (Dee et al., 2011). This reanalysis has a horizontal resolution of 1.5° and utilizes a 4-D-Var system (Bouttier and Kelly, 2001) to assimilate observed data (available online at http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/levtype=sfc/).

3.2 Applications in numerical weather prediction

The data obtained from numerical simulations were compared with METAR and PCD data.

The simulated values of air and dew point temperature at 2 m, wind speed at 10 m, and precipitation were bilinearly interpolated to the station points using the four grid points around the station point. With the simulated and observed data collocated at each grid point, the bias and root-mean-squared error (RMSE) were calculated utilizing Eqs. (2) and (3), respectively. Figure 3 presents in a schematic form the methodology utilized to obtain the error plots presented in this work. For each station and hour of integration (0, 1, 2, ..., 120), bias and root-mean-squared error between the observed and simulated data were calculated using 30 (or 31) members, and the arithmetic mean of the errors at all stations in the desired domain was calculated. The spatial distribution of observed data is described in Fig. 4a. The first two days of integration were ignored, the period in which the model is in adjustment, and the mean of the last three days was calculated. In this way, the plot of the evolution of the error along the day for a certain variable and a certain experiment is obtained. This methodology is used

Table 1. Main parameters and parameterizations used in the CCATT-BRAMS model.

CCATT-BRAMS version:	4.3.3
Atmospheric boundary conditions:	TQ0382L064 (horizontal resolution of the ~ 35 km and 64 vertical levels)
Horizontal resolution:	20 km
Points in X:	310
Points in Y:	210
Points in Z:	48
Points in soil level:	7
Time step :	30 s
Grid center:	59.0° W, 3.2° S
Nudging in domain:	Lateral: 900 s (15 points) Center: 43 200 s Top: 10 800 s (above of 15 km)
Cumulus convection (deep/shallow):	Grell and Dezso Devenyi (2002)/Souza (1999)
Radiation:	CARMA (Toon et al., 1988)
Vertical coordinate:	Sigma-z
Basic equations:	Non-hydrostatic
Topography scheme:	Average orography
Turbulent diffusion:	Mellor and Yamada (Mellor and Yamada, 1982)
Microphysics:	Complexity level 3 (Flatau et al., 1989)
Topography map:	USGS (1 km of resolution) (Gesch et al., 1999)
SST:	Weekly from the NCEP (111 km of resolution) (Reynolds et al., 2002)
Land use map:	OGE (outside Brazil) + IBGE/INPE (within Brazil) (1 km resolution) (Olson, 1994; Sestini et al., 2003)
Soil type:	FAO-INPE (55 km of resolution) (Zobler, 1999; Rossato et al., 1998)
NDVI:	From MODIS (1 km of resolution)
Soil moisture:	CPTEC/INPE (28 km of resolution) (Gevaerd and Freitas, 2006)
Output frequency:	1 h
Time of integration:	120 h (5 days)
Number of CPUs:	360

Table 2. Main parameters in the JULES namelist that were changed in relation to the example point_loobos_example.jin (included in jules_3.0 source).

nxIn, nyIn:	310, 210 (from CCATT-BRAMS namelist)
sm_levels:	7 (from CCATT-BRAMS namelist)
can_rad_mod:	4
timestep:	30 s (from CCATT-BRAMS namelist)
dateMainRun:	“mar/2010 and sep/2010” (from CCATT-BRAMS namelist)
pointsList:	T
readFileLand:	T (from CCATT-BRAMS)
regLatLon:	T
cs:	LBA Project (Batjes, 1996)
readFile (INIT_LATLON):	T (from CCATT-BRAMS)
readFile (INIT_FRAC):	T (from CCATT-BRAMS)
readFile (INIT_SOIL):	T (from CCATT-BRAMS)
dzsoil:	0.1, 0.25, 0.65, 1.25, 2.0, 3.0, 5.0
rootd_ft:	5.00, 1.00, 0.50, 0.50, 0.50
driveDataPer:	30 s (= timestep) (from CCATT-BRAMS)
ioPrecipType:	1
ioWindSpeed:	F
z1_uv, z1_tq:	Height of the first CCATT-BRAMS level – z_0 (zero plane)

by CPTEC/INPE to validate weather forecasts produced by several research centers (http://intercomparacaodemodelos.cptec.inpe.br/phps/vies_emq/).

The Eqs. (2) and (3) describe respectively the procedure used to obtain the bias and root-mean-squared error of the

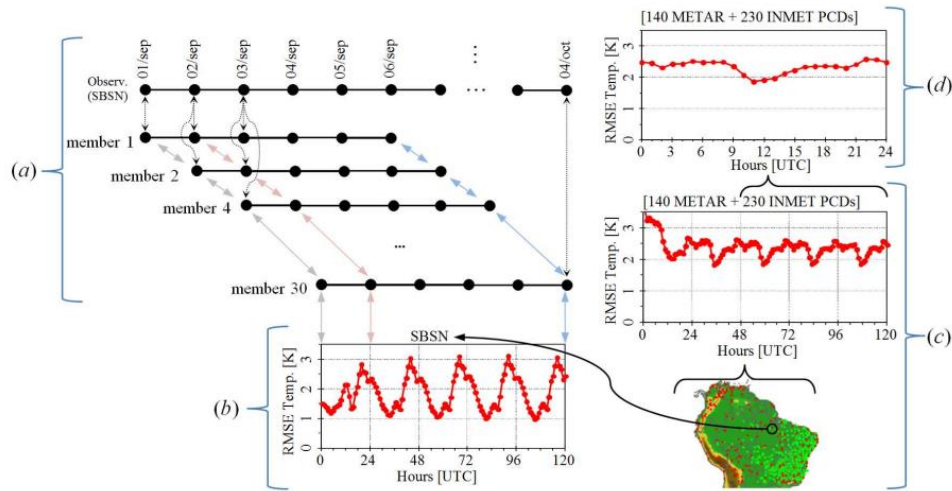


Fig. 3. Method for evaluation of the simulations. **(a)** Simulated data of each member is compared with observed data from similar time; **(b)** obtain RMSE (or BIAS) to 120 h of model integrate for each station; **(c)** arithmetic mean of the errors at all stations in the desired domain is calculated; and **(d)** the first two days of integration are ignored and the mean of the last three days is calculated.

simulations.

$$\text{BIAS}(h) = \frac{\sum_{d=3}^D \sum_{s=1}^S \frac{\sum_{m=1}^M (\text{model}(m,s,h(m,d)) - \text{obs}(s,h(m,d)))}{M}}{D} \quad (2)$$

$$\text{RMSE}(h) = \frac{\sum_{d=3}^D \sum_{s=1}^S \sqrt{\frac{\sum_{m=1}^M (\text{model}(m,s,h(m,d)) - \text{obs}(s,h(m,d)))^2}{M}}}{D} \quad (3)$$

where

m = member of the month (1, 2, ..., 30 (or 31)),
 M = number of members (31 in March and 30 in September),
 s = stations in selected region (SBMN, A701, ...),
 S = number of stations in selected region (METAR+INMET PCDs),
 d = days of integration (3, 4 and 5),
 D = number of days of integrations ($D = 5$), and
 h = hours (UTC) of the day (00, 01, ..., 23).

3.2.1 Evaluation of the numerical forecast during March 2010 (wet season)

For the rainy season, three experiments were conducted in order to evaluate the JULES-CCATT-BRAMS system:

- Using the original soil–vegetation model (LEAF) with a non-monotonic advection scheme (ad0) and disregard-

ing the presence of aerosol (ae0), which is symbolized by LEAF_ad0_ae0,

- Similar to the previous, but using the JULES soil–vegetation model, which is symbolized by JULES_ad0_ae0,
- Similar to the previous, but with a monotonic advection scheme (ad1), which is symbolized by JULES_ad1_ae0.

The error of the ECMWF reanalysis was also calculated, following the same methodology described above.

Figure 4 shows the root-mean-squared error considering the mean errors at the METAR and INMET PCD stations contained in the entire domain of the simulations (Fig. 4a). Daily data from around 70 to 200 stations were used, depending on the evaluated variable. Table 3 also shows the errors at 06:00 UTC (night period), at 18:00 UTC (daylight period) and the daily mean (these are the same values shown in Fig. 4). Considering the temperature at 2 m, it can be observed in Fig. 4b that during the nocturnal period the coupling with JULES, with both transport configurations, monotonic and non-monotonic, had a similar error to the model with LEAF. However, during the daytime the model with JULES presented much better results for temperature, above all when the monotonic scheme was utilized. ECMWF data presents the lowest and the highest RMSE during the night and day, respectively. The best overall score is presented by JULES with a mean RMSE equal to 1.80, followed by ECMWF and LEAF with 1.96 and 1.97, respectively. The bias analysis pointed out that the model with JULES (in both transport configurations) and ECMWF have biases close to zero during the nighttime and negative bias during the

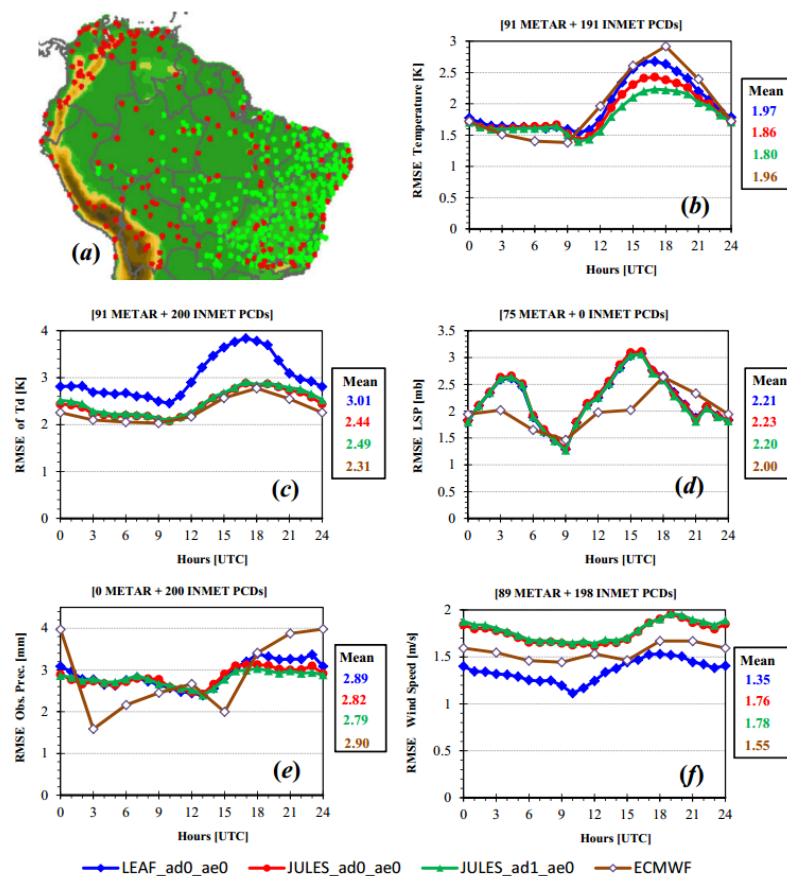


Fig. 4. Geographic locations of the conventional airport stations (red points) and automatic stations (green points) (a). Root-mean-squared error for the variables: air temperature at 2 m (b); dew point temperature at 2 m (c); pressure reduced to mean sea level (d); six-hour accumulated precipitation (e); and wind speed at 10 m (f) – for the period from 1 to 31 March 2010. Brown line refers to ECMWF reanalyses and other lines are from JULES-CCATT-BRAMS model disregarding the presence of aerosol (ae0), where the blue and red lines used LEAF and JULES surface model with non-monotonic advection (ad0), respectively, and the green line used JULES surface model with monotonic advection (ad1).

daytime, while the model with LEAF has a positive bias during the nighttime and negative bias during the day. The bias figures are not shown, but the values shown in Table 3 at 06:00 UTC and 18:00 UTC represent well what occurred in the night and daylight periods, respectively. For example, at 06:00 UTC the temperature biases for the two JULES configurations were -0.14 and 0.02 , for ECMWF the bias was -0.05 and for LEAF it was 0.60 . At 18:00 UTC they were -1.01 , -0.63 , -1.77 and -0.70 , respectively.

The improvement from coupling CCATT-BRAMS with JULES is much higher for the dew point temperature at 2 m (Td), as shown in Fig. 4c. The mean RMSE dropped from 3.01 to 2.44. Note also that the use of a monotonic advection scheme did not make any difference in this evaluation. In this case, ECMWF presents the lowest mean RMSE, with

JULES much closer to it than LEAF. For the mean sea level pressure (LSP), the coupling with JULES did not present noticeable improvement, as one can see from Fig. 4d. For precipitation, JULES had a smaller error than LEAF during the daytime, as shown in Fig. 4e. The monotonic advection scheme results in a slightly better score (2.79), which might be related to more accurate moisture transport. JULES also provides a better performance than ECMWF. In terms of the wind speed at 10 m above the surface, the results are very different (Fig. 4f). LEAF provides the best score, even better than ECMWF reanalysis data. However, the results are different for simulated wind speed at the levels above the surface, as shown in Fig. 5. This figure shows the wind speed RMSE using radiosoundings at 11 locations during March 2010. RMSEs are similar for all models, with the JULES

Table 3. Error values for the night period (06:00 UTC), daytime period (18:00 UTC) and daily mean (DM) during the wet season (March 2010).

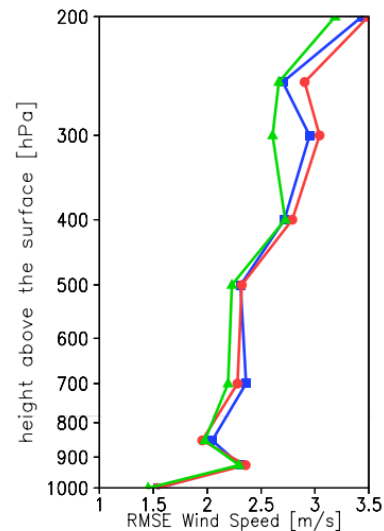
		LEAF_ad0_ae0			JULES_ad0_ae0			JULES_ad1_ae0			ECMWF		
		06	18	DM	06	18	DM	06	18	DM	06	18	DM
RMSE	Temp.	1.62	2.63	1.97	1.64	2.38	1.86	1.61	2.22	1.80	1.40	2.92	1.96
	Td	2.67	3.78	3.01	2.20	2.81	2.44	2.23	2.84	2.49	2.05	2.77	2.31
	LSP	1.89	2.65	2.21	1.92	2.64	2.23	1.90	2.59	2.20	1.65	2.64	2.00
	Prec.	2.76	3.39	2.89	2.72	3.12	2.82	2.78	3.03	2.79	2.16	3.41	2.90
	Wind	1.25	1.53	1.35	1.65	1.90	1.76	1.68	1.90	1.78	1.46	1.67	1.55
BIAS	Temp.	0.60	-0.70	0.05	-0.14	-1.01	-0.45	0.02	-0.63	-0.20	-0.05	-1.77	-0.64
	Td	1.90	2.82	2.00	1.21	1.72	1.44	1.36	1.78	1.57	1.11	1.29	1.08
	LSP	-1.63	-2.35	-1.64	-1.67	-2.34	-1.65	-1.66	-2.30	-1.62	-0.93	-2.37	-1.36
	Prec.	1.47	2.39	1.83	1.42	2.10	1.72	1.44	2.01	1.67	1.38	2.80	2.23
	Wind	0.61	-0.53	0.14	1.20	0.92	1.10	1.23	0.96	1.14	0.76	0.01	0.52

simulation with monotonic advection showing slightly better scores. This result suggests that the differences in RMSE of wind speed at 10 m could be related to physical formulations used by both surface schemes to derive the wind speed at this level. It could also be observed in the bias figure (not shown) and Table 3 that both the JULES experiments and ECMWF overestimated the wind speed at 10 m above the surface, and the experiment with LEAF overestimated it in the night period and underestimated it in the daytime period.

3.2.2 Evaluation of the numerical forecast during September (dry season)

The dry season (July–September) in South America (SA) corresponds to austral winter. This season is discernible by suppression of rainfall over large areas of SA and by the huge number of vegetation fires along the border of the Amazon region and in central Brazil. The associated smoke is transported and dispersed over large areas of SA (Freitas et al., 2005) with significant effects on air quality, the regional energy budget (Procopio et al., 2003; Rosário et al., 2012) and very likely on the hydrological cycle (Andreae et al., 2004). As previously discussed, the two latter aspects are strongly linked to surface processes, either as drivers or as responses. Therefore, a special aspect we evaluate for September 2010 is the importance of the inclusion of the biomass burning aerosol direct radiative effect on radiative transfer. Here we present model evaluations for September 2010 using the same observational data as presented in Fig. 4a. The simulations are named as follows:

- LEAF_ad0_ae0: using the original soil–vegetation scheme (LEAF), with a non-monotonic advection scheme (ad0) and disregarding the presence of atmospheric biomass burning aerosol (ae0),
- JULES_ad0_ae0: the same as above, but using JULES,
- JULES_ad0_ae1: using JULES, a non-monotonic advection scheme (ad0) and including the direct radiative ef-

**Fig. 5.** Root-mean-squared error of wind speed, considering radiosounding data measured daily at 12Z at 11 stations, during the 31 days of the month of March 2010.

fect of smoke aerosols (radiation absorption and scattering) (ae1).

As before, we also include ECMWF reanalysis data to compare with our results.

Figure 6 shows the results for (a) temperature and (b) dew point temperature at 2 m, as well as (c) precipitation and (d) wind speed at 10 m. For the first two quantities, JULES presents a noticeable gain in performance with scores closer to the ECMWF ones. However, there is not any discernible improvement of the precipitation forecasts (c), with ECMWF having the best score. As before, LEAF presents a better score for wind speed at 10 m, even better than ECMWF results. In Table 4 is possible to observe that the experiments

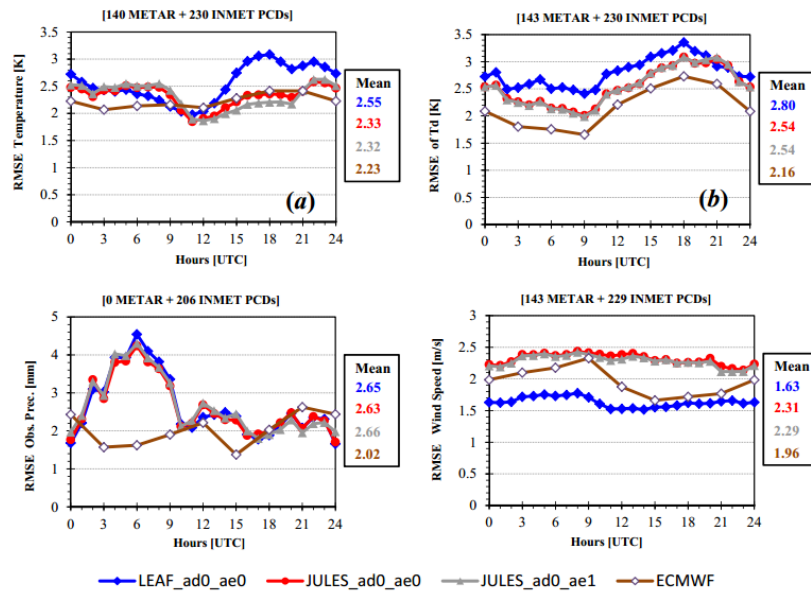


Fig. 6. Similar to Fig. 4, but for the dry season (September 2010): (a) air temperature at 2 m; (b) dew point temperature at 2 m; (c) six-hour accumulated precipitation and (d) wind speed at 10 m. The gray line is from the JULES-CCATT-BRAMS model with non-monotonic advection (ad0), using JULES surface model and considering the presence of aerosol (ae1).

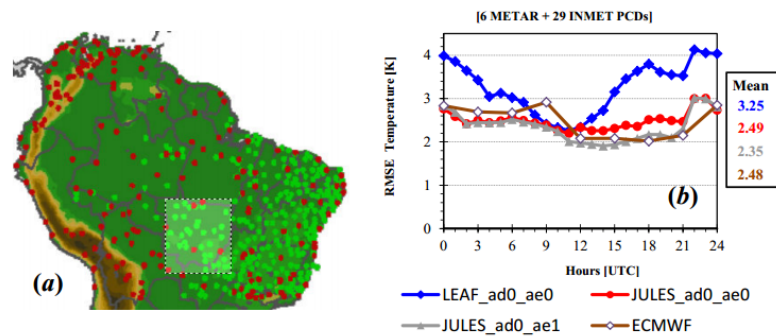


Fig. 7. Root-mean-squared error of air temperature at 2 m in September 2010. The average is calculated only for the stations within the lighter rectangle in the figure on the right (6 METAR stations and 29 INMET PCDs).

with JULES obtained the bias closest to zero in temperature at 2 m, while the experiment with LEAF obtained a positive bias for all diurnal cycles and the ECMWF bias was positive in the night period and negative in daytime. Tables 3 and 4 also show that LEAF presents a lower bias than the others.

As previously mentioned, this case study can be used to evaluate the impact of biomass burning aerosols on near-surface atmospheric properties. Observing Fig. 6 again, one can see that the inclusion of biomass burning aerosols results in slightly better scores for temperature at 2 m, wind speed at 10 m and dew point temperature, and an equal score for precipitation. However, focusing on the evaluation over

a smaller area where the smoke concentrates, the impacts are much higher, as expected. Figure 7a shows a smaller domain with the highest aerosol concentration in September as simulated by the JULES-CCATT-BRAMS model. The monthly mean column amount of particulate matter less than $2.5 \mu\text{m}$ ($\text{PM}_{2.5}$) in the area shown in Fig. 7a is 62 mg m^{-2} (in March, wet season, this value was 8 mg m^{-2}). Figure 7b presents the RMSE of temperature at 2 m for this area. The improvement during the daytime is evident, with a decrease in the mean score from 2.49 (JULES_ad0_ae0) to 2.35 (JULES_ad0_ae1). Note also that only the use of JULES caused a huge gain in performance in the RMSE, which dropped from 3.25

Table 4. Error values for the night period (06:00 UTC), daytime period (18:00 UTC) and daily mean (DM) for the dry season (September 2010).

		LEAF_ad0_ae0			JULES_ad0_ae0			JULES_ad0_ae1			ECMWF		
		06	18	DM	06	18	DM	06	18	DM	06	18	DM
RMSE	Temp.	2.26	2.99	2.55	2.26	2.21	2.33	2.28	2.14	2.32	2.14	2.41	2.23
	Td	2.55	3.27	2.80	2.17	3.12	2.54	2.14	3.12	2.54	1.76	2.72	2.16
	LSP	3.05	3.29	2.13	3.06	3.30	3.15	3.06	3.30	3.15	2.83	3.04	2.88
	Prec.	3.90	2.12	2.65	3.78	2.21	2.63	3.78	2.10	2.66	1.62	2.03	2.02
	Wind	1.73	1.61	1.63	2.45	2.33	2.31	2.44	2.33	2.29	2.18	1.72	1.96
BIAS	Temp.	1.16	1.52	1.18	-0.05	0.28	-0.04	-0.19	0.06	-0.25	1.05	-0.76	0.23
	Td	0.43	1.59	0.75	0.80	1.58	1.04	0.77	1.63	1.06	0.14	0.68	0.24
	LSP	-0.33	0.49	-0.27	-0.26	0.40	-0.26	-0.23	0.44	-0.23	-0.18	-0.15	-0.32
	Prec.	-0.56	1.26	0.54	-0.77	1.36	0.57	-0.83	1.25	0.51	0.76	1.74	1.37
	Wind	1.04	-0.39	0.41	1.99	1.45	1.75	1.98	1.44	1.73	1.64	0.18	1.05

(with LEAF) to 2.49. Finally, the ECMWF reanalysis had a score similar to JULES_ad0_ae0, and it also does not include aerosol direct effects on radiation, at least not in the level of detail that JULES-CCATT-BRAMS did here. For the other variables (dew point temperature at 2 m, rainfall and wind speed) significant differences were not observed between JULES_ad0_ae0 and JULES_ad0_ae1 (not shown). The differences between LEAF, JULES (ae0 or ae1) and ECMWF were also similar to the result shown before with the average at all stations (Fig. 6).

3.2.3 NCEP bias

Figure 8 presents the mean bias for temperature at 2 m of the NCEP analysis, which was utilized as the initial and boundary conditions of the simulations. This bias was calculated in relation to the observed data from METAR and INMET PCD stations during the month of March 2010. The colors in blue tones, represented with a circle around the station location, correspond to negative bias (underestimated temperature), and the colors in red tones, represented with squares, correspond to positive bias (overestimated temperature). The numbers inside the circles (or squares) represent the predominant vegetation type at the station point. It can be observed that the errors are high, above all during early morning (12:00 UTC, 8 a.m. LT). In certain regions, values are larger than 4 °C and in other regions lower than -4 °C. It is also noted that a region with negative bias (northeast region of Brazil, except the coast) and another with a positive bias (Amazon region) are well characterized. During the nighttime (00:00 UTC, 8 p.m. LT) normally a negative bias is observed, with exception of the northeast Brazilian coast and some stations in the Amazon region. We were unable to identify a relationship between NCEP bias and vegetation type.

Zhang et al. (2006), using the MM5 mesoscale model, showed that small-amplitude initial errors can grow rapidly and, subsequently, contaminate the short-term deterministic mesoscale forecast within 36 h. Xu and Zhong (2009)

also found similar results using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. Therefore, part of the simulation errors are probably associated with the inherent errors in the NCEP analyses, utilized as initial and boundary conditions, since the JULES-CCATT-BRAMS simulations were executed without assimilation of observations.

3.3 Simulating the carbon cycle over the Amazon

Soil processes, such as stocks of carbon and humidity, are quite slow processes. However, in modeling a technique of “denominated spin-up” is normally used. This technique consists of executing a model for several years until the changes in the fields are less than a certain delta, considering that at this point the model is in equilibrium (Yang et al., 1995). To attain this equilibrium it is necessary to run the model for several years. However, this is a very computationally expensive process, and in the case of this study this was a difficult technique to apply, due to the large number of points to be simulated. With the aim of reducing the necessity of spin-up, in this study we initialize the model with fields as close as possible to observations, such as observed values of soil carbon content (Batjes, 1996) and soil moisture estimated via an off-line water balance model forced with rainfall derived from remote sensing (Gevaerd and Freitas, 2006).

3.3.1 Evaluating model simulations of atmospheric CO₂ profiles

To evaluate the ability of the JULES-CCATT-BRAMS modeling system to reproduce observed CO₂ profiles, the profiles from airplane data described in Sect. 3.1 were used.

Figure 9 presents eight CO₂ concentration profiles for wet (a, b, c and d) and dry (e, f, g and h) seasons, two of them for each location described above. The figure shows aircraft observed CO₂ concentration, numerical results of CO₂ concentration with the JULES-CCATT-BRAMS model as well

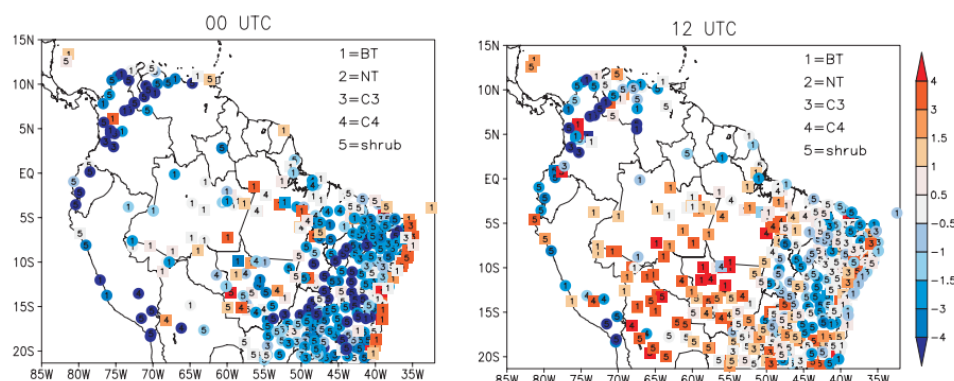


Fig. 8. The colors represent the bias NCEP analysis (average difference between NCEP analysis and observation) at 00:00 UTC and 12:00 UTC. The numbers inside the circles (or squares) represent the predominant vegetation type at the station point, where BT = broadleaf trees, NT = needleleaf trees, C3 = C3 grasses and C4 = C4 grasses.

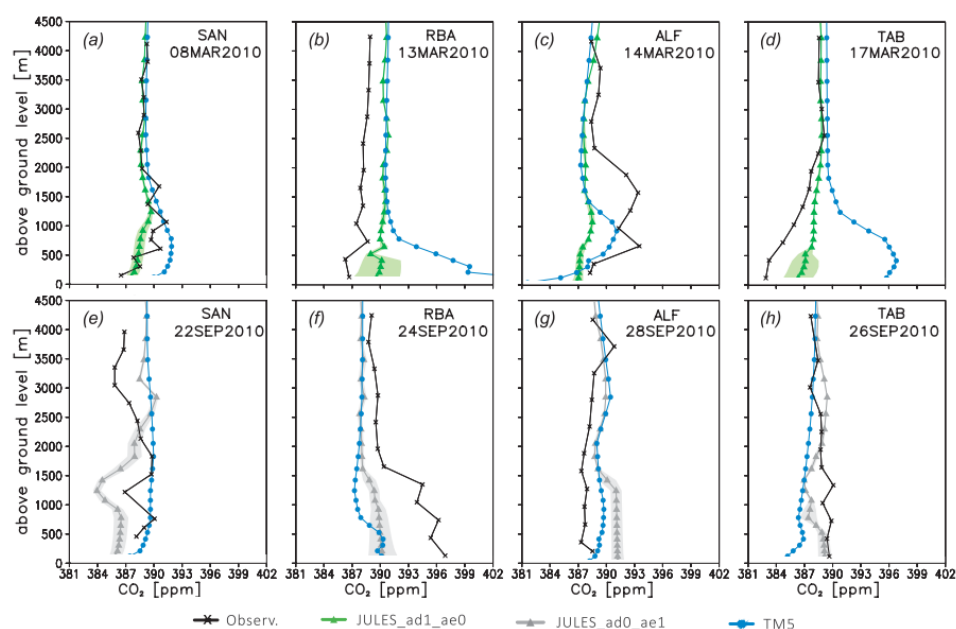


Fig. 9. Observed CO₂ vertical profiles (black lines), simulated with CarbonTracker model (blue lines) and simulated with JULES-CCATT-BRAMS (green and gray lines). The observations were collected at around 16:00 UTC, and the simulated profiles correspond to 15:00 UTC for CarbonTracker, because it has a temporal frequency of three hours, and a time average between 16:00 and 17:00 UTC for JULES-CCATT-BRAMS (temporal frequency of one hour); green/gray shading represents the standard deviation of the time average. The title of each figure contains the respective locations and dates of the profiles, where SAN = Santarém (54.95° W, 2.86° S), RBA = Rio Branco (67.62° W, 9.38° S), ALF = Alta Floresta (56.75° W, 8.80° S) and TAB = Tabatinga (70.06° W, 5.96° S).

as with the CarbonTracker modeling system. CO₂ concentration from CarbonTracker was used as initial and boundary conditions for the JULES-CCATT-BRAMS simulations.

For the wet season, it is observed in this figure that, in general, the JULES-CCATT-BRAMS model obtained better results than CarbonTracker, mainly at the levels close to the

surface. In higher levels, both models were able to simulate well the CO₂ concentration, except for Rio Branco (RBA) on 13 March 2010, where the error was around 2 ppm, which corresponds to less than 1% of the observed concentration. The model errors in the lower levels, mainly within PBL, are higher and should be related to difficulties on simulating

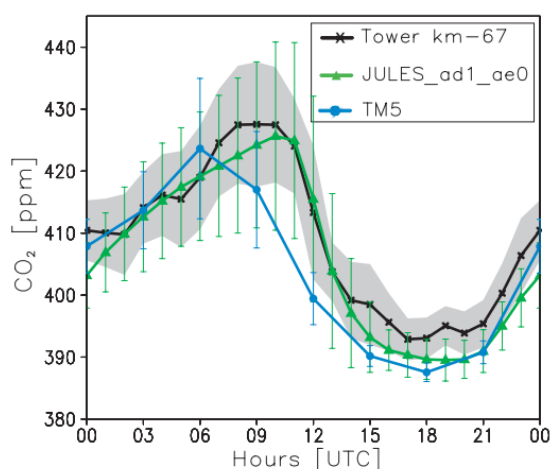


Fig. 10. Mean CO_2 concentration diurnal cycle for the month of March 2010. The black line corresponds to the observed values at the km 67 tower (Tapajós forest: 55.04° W, 2.85° S) at an altitude of 57.9 m; the green line corresponds to the JULES-CCATT-BRAMS experiment with monotonic advection; and the blue line refers to the CarbonTracker experiment, both bilinearly interpolated to the tower location and an altitude of 39.2 m (first model sigma level).

a number of atmospheric process (net surface radiation, sub-grid-scale turbulent transport, sub-grid-scale transport by convection, for example) and carbon fluxes between surface and atmosphere. However, at higher levels JULES-CCATT-BRAMS CO_2 concentration follows very close to the CarbonTracker simulation, as one should expect.

The CO_2 simulations for the dry season present little higher disagreements between model simulation and observation. One reason for that might be associated with the impact of CO_2 emission by biomass burning in Amazon basin, which also has a high uncertainty at the flux estimation. In spite of the disagreement between the absolute values of CO_2 , the vertical structure of CO_2 as simulated by JULES-CCATT-BRAMS resembles very well the observation, at least for the levels below ~ 2500 m. Above this height, the simulated profile is largely influenced by the CarbonTracker model data.

3.3.2 CO_2 diurnal cycle

Figure 10 shows the daily evaluation of the mean CO_2 concentration in the month of March 2010.

An increase is observed during the nighttime due to plant respiration, and a decrease is seen during the daytime due to photosynthetic processes. Thus, the maximum concentration normally occurs shortly after sunrise and the minimum before sunset. Also there is a build up of CO_2 in the canopy in calm nights which flushes when the wind picks up in the morning. It is observed in this figure that JULES-CCATT-

BRAMS represents the diurnal CO_2 cycle very well. CarbonTracker also had a good representation, although the figure shows its maximum concentration value shifted to earlier times compared with the observation, but one should notice that the temporal resolution of this model is 3 h; thus, it is not possible to know if higher values exist between 06:00 UTC and 12:00 UTC. The underestimate in the diurnal cycle of approximately 3 ppm in both models could be related to the fact that the model level is 17.8 m below the altitude at which the tower measurement was made. This difference is relatively small, but it is observed in Fig. 9 that the CO_2 concentration can vary significantly in the lowest levels, due to the strong convective process during the daytime. Another possible reason for this underestimate in the daytime could be due to inaccuracies in the soil carbon map and its lower spatial resolution (0.5°). The JULES model is quite sensitive to this parameter; therefore, if the soil carbon prescribed to JULES is lower than the actual value at the tower location, the carbon flux from the soil might be underestimated.

4 Conclusions

This study aimed to include in CCATT-BRAMS model the surface model JULES which is today considered state-of-the-art. It was shown that in addition to gains from the simulation of new processes, the new surface model also promoted major improvements of the main variables predicted by the CCATT-BRAMS model.

The simulations with the new JULES-CCATT-BRAMS system improved the regional modeling of surface temperature and dew point, which is believed to be associated with the better surface-atmosphere interaction provided by the JULES surface scheme. Surface atmospheric pressure was also improved. In the case of the surface wind speed, the comparison with observed data from surface stations showed that the original surface scheme (LEAF) provided better results. However, when compared with radiosounding data, similar errors in wind magnitude were observed for both surface schemes, JULES and LEAF, for all experiments.

The errors in temperature and pressure in the JULES-CCATT-BRAMS simulations are lower than those of the ECMWF reanalysis. For the other variables, dew point and precipitation, the ECMWF reanalysis provided better results, but one should consider the fact that many of the data utilized as reference in the error calculation may have been used in the production of this reanalysis. Also, part of the errors presented in this work could originate in the NCEP analysis itself, which was used as initial and boundary conditions.

The JULES-CCATT-BRAMS model is now able to simulate the regional carbon cycle including anthropogenic (urban and biomass burning processes) and biogenic fluxes. The model simulation of surface CO_2 at the km 67 tower shows feasible agreement with observations. The simulations of vertical profiles over 4 sites of Amazon basin and for wet and

dry seasons did not show very accurate agreement, mainly at lower levels. However, there are improvements in comparison with the CarbonTracker system, and the simulations performed in this work used the default settings of JULES surface scheme, which might not be optimized for the Amazon basin. The continuation of this work will take advantage of different techniques of flux estimation like inversion calculations.

Finally, the JULES soil/vegetation model coupled with the CCATT-BRAMS atmospheric chemistry model provided a significant gain in performance when compared to the original surface model (LEAF). Moreover, the new system represents an important step towards a better understanding of the interaction between the Amazonian ecosystem and regional atmospheric processes, due to the ability of JULES to simulate photosynthesis, respiration and dynamic vegetation, among other processes.

Instructions for compiling, executing, conducting a test case and running the JULES-CCATT-BRAMS model can be found in the supplementary material. The code package and initial conditions for the test case can be obtained from the BRAMS group at CPTEC/INPE (brams@cptec.inpe.br). However, the JULES submodel can be used only for research purposes (non-commercial use), and signing the JULES license agreement is mandatory (see: <https://jules.jchmr.org/software-and-documentation>).

Supplementary material related to this article is available online at: <http://www.geosci-model-dev.net/6/1243/2013/gmd-6-1243-2013-supplement.pdf>.

Acknowledgements. The authors thank all the members of the Modeling of the Atmosphere and its Interfaces Group (GMAI), Chris Huntingford, Lucas Domingues, Alexandre Martinewski, Kenia Wiedemann and Marcos Longo. ECMWF ERA-Interim data used in this study were provided by the ECMWF data server: http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/levtype=pl/, and CarbonTracker CO₂ data were provided by NOAA/ESRL (carbontracker.noaa.gov). This work was partially supported by the NERC consortium grant AMAZONICA Project (Natural Environment Research Council NERC/grant: NE/F005806/1) and the EU grant 7th framework GEOCARBON project (grant number agreement 283080). The authors thank these projects.

Edited by: J. C. Hargreaves

References

Andreae, M. O.: Biomass burning: its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate, in: *Global Biomass Burning, Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*, edited by: Levine, J. S., MIT Press, Cambridge, Mass., 3–21, 1991.

- Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M., and Silva-Dias, M. A. F.: Smoking rain clouds over the Amazon, *Science*, 303, 1337–1342, doi:10.1126/science.1092779, 2004.
- Artaxo, P., Martins, J. V., Yamasoe, M. A., Procópio, A. S., Pauliquevis, T. M., Andreae, M. O., Guyon, P., Gatti, L. V., and Leal, A. M. C.: Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia, *J. Geophys. Res.*, 107, 8081, doi:10.1029/2001JD000666, 2002.
- Baker, T. R., Phillips, O. L., Malhi, Y., Almeida, S., Arroyo, L., Di Fiore, A., Erwin, T., Higuchi, N., Killeen, T. J., Laurance, S. G., Laurance, W. F., Lewis, S. L., Monteagudo, A., Neill, D. A., Núñez Vargas, P., Pitman, N. C. A., Silva, J. N. M., and Vásquez Martínez, R.: Increasing biomass in Amazonian forest plots, *Philos. T. Roy. Soc. B*, 359, 353–365, doi:10.1098/rstb.2003.1422, 2004.
- Batjes, N. H.: Documentation to ISRIC-WISE Global Data Set of Derived Soil Properties on a 1/2 Deg by 1/2 Deg Grid (Version 1.0), Working Paper and Preprint 96/05, ISRIC, Wageningen, 1996.
- Berge, E.: Coupling of wet scavenging of sulphur to clouds in a numerical weather prediction model, *Tellus B*, 45, 1–22, doi:10.1034/j.1600-0889.1993.00001.x, 1993.
- Best, M. J., Pryor, M., Clark, D. B., Rooney, G. G., Essery, R. L. H., Ménard, C. B., Edwards, J. M., Hendry, M. A., Porson, A., Gedney, N., Mercado, L. M., Sitch, S., Blyth, E., Boucher, O., Cox, P. M., Grimmond, C. S. B., and Harding, R. J.: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1: Energy and water fluxes, *Geosci. Model Dev.*, 4, 677–699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011, 2011.
- Bouttier, F. and Kelly, G.: Observing-system experiments in the ECMWF 4-D-Var data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 1469–1488, doi:10.1002/qj.49712757419, 2001.
- Clark, D. B., Mercado, L. M., Sitch, S., Jones, C. D., Gedney, N., Best, M. J., Pryor, M., Rooney, G. G., Essery, R. L. H., Blyth, E., Boucher, O., Harding, R. J., Huntingford, C., and Cox, P. M.: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics, *Geosci. Model Dev.*, 4, 701–722, doi:10.5194/gmd-4-701-2011, 2011.
- Collatz, G. J., Ball, J. T., Grivet, C., and Berry, J. A.: Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer, *Agr. Forest Meteorol.*, 54, 107–136, doi:10.1016/0168-1923(91)90002-8, 1991.
- Collatz, G. J., Ribas-Carbo, M., and Berry, J. A.: Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C₄ plants, *Funct. Plant Biol.*, 19, 519–538, 1992.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.

- Essery, R. L. H., Best, M. J., Betts, R. A., Cox, P. M., and Taylor, C. M.: Explicit Representation of Subgrid Heterogeneity in a GCM Land Surface Scheme, *J. Hydrometeorol.*, 4, 530–543, ISSN: 1525-755X, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<0530:EROSHI>2.0.CO;2, 2003.
- Flatau, P. J., Tripoli, G. J., Verlinde, J., and Cotton, W. R.: The CSU-RAMS cloud microphysical Module: General Theory and Code Documentation, Technical Report 451, Dep. Atmos. Sci., Colorado State University, Fort Collins, CO, USA, 88 pp., 1989.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Alonso, M. F., Pirre, M., Marecal, V., Grell, G., Stockler, R., Mello, R. F., and Sánchez Gácita, M.: 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, 419–433, doi:10.5194/gmd-4-419-2011, 2011.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Chatfield, R., Latham, D., Silva Dias, M. A. F., Andreae, M. O., Prins, E., Santos, J. C., Gielow, R., and Carvalho Jr., J. A.: 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, 2007.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Silva Dias, M. A. F., Chatfield, R., Silva Dias, P., Artaxo, P., Andreae, M. O., Grell, G., Rodrigues, L. F., Fazenda, A., and Panetta, J.: 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, 2843–2861, doi:10.5194/acp-9-2843-2009, 2009.
- Freitas, S. R., Longo, K. M., Silva Dias, M. A. F., Silva Dias, P. L., Chatfield, R., Prins, E., Artaxo, P., Grell, G. A., and Recuero, F. S.: Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America, *Environ. Fluid Mech.*, 5, 135–167, doi:10.1007/s10652-005-0243-7, 2005.
- Freitas, S. R., Rodrigues, L. F., Longo, K. M., and Panetta, J.: Impact of a monotonic advection scheme with low numerical diffusion on transport modeling of emissions from biomass burning, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 4, M01001, doi:10.1029/2011MS000084, 2012.
- Gatti, L. V., Miller, J. B., D’Amelio, M. T. S., Martinewski, A., Basso, L. S., Gloor, M. E., Wofsy, S., and Tans, P.: 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, 2010.
- Gedney, N., Cox, P. M., Betts, R. A., Boucher, O., Huntingford, C., and Stott, P. A.: Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records, *Nature*, 439, 835–838, doi:10.1038/nature04504, 2006.
- Gesch, D. B., Verdin, K. L., and Greenlee, S. K.: New land surface digital elevation model covers the Earth, *EOS T. Am. Geophys. Un.*, 80, 69–70, 1999.
- Gevaerd, R. and Freitas, S. R.: Estimativa operacional da umidade do solo para inicialização de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21, 1–15, 2006 (in Brazil).
- Gregory, D. and Smith, R. N. B.: Canopy, Surface and Soil Hydrology, Unified Model Documentation Paper 25, Meteorological Office, London Rd, Bracknell, Berkshire, RG12 2SY, 1990.
- Grell, G. A. and Dévényi, D.: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 38–1–38–4, doi:10.1029/2002GL015311, 2002.
- Hughes, J. K., Valdes, P. J., and Betts, R.: Dynamics of a global-scale vegetation model, *Ecol. Model.*, 198, 452–462, 2006.
- Jacobs, C. M. J.: Direct impact of atmospheric CO₂ enrichment on regional transpiration, Ph.D. thesis, Department of Meteorology, Wageningen Agricultural University, the Netherlands, 179 pp., 1994.
- Kaufman, Y. J.: Remote sensing of direct and indirect aerosol forcing, in: *Aerosol Forcing of Climate*, edited by: Charlson, R. J. and Heintzenberg, J., John Wiley & Sons, New York, 297–332, 1995.
- Keeling, C. D.: Climate change and carbon dioxide: an introduction, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 94, 8273–8274, 1997.
- Koren, I., Kaufman, Y. J., Remer, L. A., and Martins, J. V.: Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation, *Science*, 303, 1342–1345, doi:10.1126/science.1089424, 2004.
- Krol, M., Houweling, S., Bregman, B., van den Broek, M., Segers, A., van Velthoven, P., Peters, W., Dentener, F., and Bergamaschi, P.: The two-way nested global chemistry-transport zoom model TM5: algorithm and applications, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 417–432, doi:10.5194/acp-5-417-2005, 2005.
- Longo, K. M., Freitas, S. R., Andreae, M. O., Setzer, A., Prins, E., and Artaxo, P.: 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, 5785–5795, doi:10.5194/acp-10-5785-2010, 2010.
- Longo, K. M., Freitas, S. R., Pirre, M., Marécal, V., Rodrigues, L. F., Panetta, J., Alonso, M. F., Rosário, N. E., Moreira, D. S., Gácita, M. S., Fonseca, R., Stockler, R., Katsurayama, D. M., Fazenda, A., and Bela, M.: The chemistry CATT-BRAMS model (CCATT-BRAMS 4.5): a regional atmospheric model system for integrated air quality and weather forecasting and research, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, 6, 1173–1222, doi:10.5194/gmdd-6-1173-2013, 2013.
- Meesters, A. G. C. A., Tol, L. F., and Dolman, A. J.: Mass conservation above slopes in the Regional Atmospheric Modelling System (RAMS), *Environ. Fluid Mech.*, 8, 239–248, doi:10.1007/s10652-008-9072-9, 2008.
- Mellor, G. L. and Yamada, T.: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys.*, 20, 851–875, doi:10.1029/RG020i004p00851, 1982.
- Mercado, L. M., Bellouin, N., Sitch, S., Boucher, O., Huntingford, C., Wild, M., and Cox, P. M.: Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink, *Nature*, 458, 1014–1017, doi:10.1038/nature07949, 2009.
- Mercado, L. M., Huntingford, C., Gash, J. H. C., Cox, P. M., and Jogireddy, V.: Improving the representation of radiation interception and photosynthesis for climate model applications, *Tellus B*, 59, 553–565, doi:10.1111/j.1600-0889.2007.00256.x, 2007.
- Olson, J. S.: Global Ecosystem Framework-Definitions, USGS EROS Data Center Internal Report, Sioux Falls, 37 pp., 1994.
- Peters, W., Jacobson, A. R., Sweeney, C., Andrews, A. E., Conway, T. J., Masarie, K., Miller, J. B., Bruhwiler, L. M. P., Pétron, G., Hirsch, A. I., Worthy, D. E. J., van der Werf, G. R.,

- Randerson, J. T., Wennberg, P. O., Krol, M. C., and Tans, P. P.: An atmospheric perspective on North American carbon dioxide exchange: CarbonTracker, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 104, 18925–18930, doi:10.1073/pnas.0708986104, 2007.
- Prins, E. M., Feltz, J. M., Menzel, W. P., and Ward, D. E.: An overview of GOES-8 diurnal fire and smoke results for SCAR-B and 1995 fire season in South America, *J. Geophys. Res.*, 103, 31821–31835, doi:10.1029/98JD01720, 1998.
- Procopio, A. S., Remer, L. A., Artaxo, P., Kaufman, Y. J., and Holben, B. N.: Modeled spectral optical properties for smoke aerosols in Amazonia, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2265, doi:10.1029/2003GL018063, 2003.
- Reid, J. S., Hobbs, P. V., Ferek, R. J., Blake, D. R., Martins, J. V., Dunlap, M. R., and Lioussé, C.: Physical, chemical, and optical properties of regional hazes dominated by smoke in Brazil, *J. Geophys. Res.*, 103, 32059–32080, doi:10.1029/98JD00458, 1998.
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., and Wang, W.: An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *J. Climate*, 15, 1609–1625, doi:10.1175/1520-0442(2002)0152.0.CO;2, 2002.
- Rosário, N. E., Longo, K. M., Freitas, S. R., Yamasoe, M. A., and Fonseca, R. M.: Modeling the South American regional smoke plume: aerosol optical depth variability and surface short-wave flux perturbation, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 2923–2938, doi:10.5194/acp-13-2923-2013, 2013.
- Rosenfeld, D.: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3105–3108, 1999.
- Rossato, L., Alvalá, R. C. S., and Tomasella, J.: Distribuição geográfica da capacidade de armazenamento de água e das propriedades físicas do solo no Brasil, in: X Congresso Brasileiro de Meteorologia/VIII Congresso da FLISMET, Brasília, DF, Brazil, 1998 (in Portuguese).
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N.: *Atmospheric Chemistry and Physics – from Air Pollution to Climate Change*, 2nd Edn., ISSN: 978-0-471-72018-8, John Wiley & Sons, New York, 1998.
- Sestini, M. F., Reimer, E. S., Valeriano, D. M., Alvalá, R. C. S., Mello, E. M. K., Chan, C. S., and Nobre, C. A.: Mapa de cobertura da terra da Amazônia legal para uso em modelos meteorológicos, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 11, 2901–2906, 2003 (in Portuguese).
- Sitch, S., Cox, P. M., Collins, W. J., and Huntingford, C.: Indirect radiative forcing of climate change through ozone effects on the land-carbon sink, *Nature*, 448, 791–794, doi:10.1038/nature06059, 2007.
- Souza, E. P.: Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica, Ph.D. thesis, DCA/IAG, São Paulo University (USP), São Paulo, SP, Brazil, 1999 (in Portuguese).
- Toon, O. B., Turco, R. P., Westphal, D., Malone, R., and Liu, M.: A multidimensional model for aerosols: description of computational analogs, *J. Atmos. Sci.*, 45, 2123–2144, doi:10.1175/1520-0469(1988)0452.0.CO;2, 1988.
- Tremback, C. J., Powell, J., Cotton, W. R., and Pielke, R. A.: The forward-in-time upstream advection scheme: extension to higher orders, *Mon. Weather Rev.*, 115, 540–555, doi:10.1175/1520-0493(1987)1152.0.CO;2, 1987.
- Tripoli, G. J. and Cotton, W. R.: The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model, 1982: Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments, *Journal de Recherches Atmosphériques*, 16, 185–220, 1982.
- Walko, R., Band, L., Baron, J., Kittel, F., Lammers, R., Lee, T., Ojima, D., Pielke, R., Taylor, C., Tague, C., Tremback, C., and Vidale, P.: Coupled atmosphere–biophysics–hydrology models for environmental modeling, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 931–944, 2000.
- Wesley, M. L.: Parameterization of surface resistance to gaseous dry deposition in regional numerical models, *Atmos. Environ.*, 16, 1293–1304, 1989.
- Xu, J.-Yu and Zhong, Q.: The Effect of Error Growth and Propagation on the Predictability of Quantitative Precipitation in a Cloud-Resolving Model, *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, 2, 79–84, 2009.
- Yamasoe, M. A., von Randow, C., Manzi, A. O., Schafer, J. S., Eck, T. F., and Holben, B. N.: Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1645–1656, doi:10.5194/acp-6-1645-2006, 2006.
- Yang, Z. L., Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., and Pitman, A. J.: Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes Phase 1(a), *J. Geophys. Res.*, 100, 16553–16578, doi:10.1029/95JD01076, 1995.
- Zhang, F., Odins, A. M., and Nielsen-Gammon, J. W.: Mesoscale Predictability of an Extreme Warm-Season Precipitation Event, *Weather Forecast.*, 21, 149–166, doi:10.1175/WAF909.1, 2006.
- Zobler, L.: Global Soil Types, 1-Degree Grid (Zobler), data set, available at: <http://www.daac.ornl.gov> from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, USA, last access: 7 December 2012, doi:10.3334/ORNLDAAC/418, 1999.

