

8

AVALIAÇÃO DE MODELOS GLOBAIS E REGIONAIS CLIMÁTICOS

AUTORES PRINCIPAIS

Chou Sin-Chan – INPE

Paulo Nobre – INPE

AUTORES COLABORADORES

Aline Maia – EMBRAPA; Chou Sin Chan – INPE; Edmilson Freitas – USP;

Gilvan Sampaio – INPE; Iracema F. A. Cavalcanti – INPE; Juan Ceballos – INPE;

Marcos H. Costa – UFV; Marcus J. Bottino – INPE; Paulo Nobre – INPE;

Ricardo Camargo - USP; Wagner Soares - INPE

AUTORES REVISORES

Felipe Pimenta – UFRN; Maria Valverde – INPE

COLABORADOR GERAL

Gabrielle Ferreira Pires - UFV

SUMÁRIO EXECUTIVO

Neste capítulo é apresentada a capacidade dos modelos numéricos em reproduzir o clima presente sobre a América do Sul. Características e desenvolvimentos do modelo global atmosférico do CPTEC, do modelo global acoplado oceano-atmosfera do CPTEC e modelos regionais climáticos são descritos. No modo climático, os modelos globais utilizam resolução de cerca de 200 km, enquanto os modelos regionais geralmente utilizam a resolução de cerca de 50 km. Métodos estatísticos de *downscaling* e resultados sobre o Brasil são apresentados. Processos de retroalimentação oceano-atmosfera, radiação-nuvem, biosfera-atmosfera são discutidos e resultados de simulações numéricas são apresentados. Avaliações dos modelos globais atmosférico e acoplado e regionais climáticos em representar alguns fenômenos meteorológicos que atuam na região: El Niño-Oscilação Sul, Zona de Convergência do Atlântico Sul, Zona de Convergência Intertropical, Ciclones extratropicais, Modo Anular do Hemisfério Sul e Jato de Baixos Níveis, são apresentadas. Em geral, os modelos numéricos simulam satisfatoriamente estes fenômenos. Alguns erros sistemáticos são identificados. Problemas de poluição atmosférica e do efeito da ilha de calor são simulados para a megacidade de São Paulo e consequências para mudanças climáticas são discutidas. A problemática da elevação do nível do mar é discutida. Incertezas em simulações do clima presente são exploradas a partir de variações de configuração de um mesmo modelo, o HadCM3, ou a partir de diferentes modelos que possuem diferentes configurações, sejam globais atmosféricos, globais acoplados oceano-atmosfera ou regionais climáticos.

8.1 INTRODUÇÃO

Modelos climáticos globais e regionais têm tido grandes avanços nos últimos anos em termos da representação de processos e fenômenos críticos para estudo das mudanças climáticas globais, seus impactos sobre o Brasil e ações de mitigação. O Brasil tem se destacado nesta área, através do desenvolvimento de modelos atmosféricos regionais e globais, a exemplo dos modelos atmosféricos regionais Eta e BRAMS e dos modelos globais atmosférico e acoplado oceano-atmosfera do CPTEC. Como fruto da maturidade em modelagem atmosférica e ambiental brasileira, surgiu e está em pleno desenvolvimento o Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global - MBSCG, coordenado pelo INPE, com participação de diversas Universidades e instituições de pesquisa no Brasil e no exterior. O MBSCG é baseado no modelo acoplado oceano-atmosfera global do CPTEC/INPE, ao qual estão sendo integrados componentes de química atmosférica e aerossóis, vegetação dinâmica, fogo e hidrologia continental, gelo e biogeoquímica marinha, além da descarga fluvial nos oceanos. Característica marcante do MBSCG é sua ampla gama de atuação, abrangendo escalas de tempo de dias à paleoclimática.

Este capítulo sintetiza a produção do conhecimento no Brasil sobre a modelagem climática global e regional, pertinente às mudanças climáticas globais e seus impactos sobre o Brasil.

8.1

A HIERARQUIA DOS MODELOS ACOPLADOS, GLOBAIS E REGIONAIS, INCLUINDO MÉTODOS DE ANINHAMENTO E DOWNSCALING

8.1.1 MODELAGEM ATMOSFÉRICA GLOBAL

Até o presente, o único modelo de circulação geral da atmosfera global com resultados publicados sobre estudos do clima, com desenvolvimentos na América do Sul, é o modelo atmosférico global (MCGA) do CPTEC/INPE (Cavalcanti et al., 2002; Marengo et al., 2003).

O MCGA do CPTEC/INPE, base do Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global (MBSCG), tem sido desenvolvido pelo CPTEC desde a sua versão inicial do Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA) de 1994. Os processos dinâmicos e físicos desse modelo eram calculados da mesma forma que no modelo do COLA, que utilizava truncamento romboidal, enquanto o MCGA CPTEC/COLA passou a usar truncamento triangular. As características atmosféricas climatológicas globais representadas com essa versão foram apresentadas em Cavalcanti et al. (2002a), onde há uma descrição detalhada do desempenho do modelo. A variação sazonal da precipitação, pressão ao nível do mar, ventos em altos e baixos níveis, bem como a estrutura vertical dos ventos e temperatura, são bem simulados pelo MCGA CPTEC/COLA. Os principais centros associados a ondas estacionárias nos dois hemisférios são razoavelmente bem reproduzidos. Entretanto, a precipitação é subestimada principalmente nas regiões da Indonésia, da Amazônia e centro-sul da América do Sul e superestimada no Nordeste do Brasil e nas regiões de convergência intertropical (ZCIT) e da América do Sul (ZCAS). Embora erros sistemáticos ocorram nas regiões tropicais, as maiores correlações entre anomalias de precipitação do modelo e observadas ocorrem nessa região, que inclui o extremo norte do Nordeste do Brasil e leste da Amazônia. Análises dos fluxos de radiação solar que chegam à superfície, simula-

dos pelo MCGA CPTEC/COLA, indicaram valores maiores que os observados, nas situações com céu claro e com nuvens (Tarasova e Cavalcanti, 2002). O viés nos fluxos com céu claro ocorria devido à falta do efeito de aerossóis no código de radiação de ondas curtas do modelo, enquanto o viés nos fluxos quando as nuvens estão presentes era associado às deficiências na simulação das nuvens.

O excesso de radiação de onda curta que chega à superfície foi reduzido com a implementação de um esquema de parametrização de radiação de ondas curtas – CLIRAD – em uma nova versão do modelo MCGA CPTEC/INPE (Tarasova et al., 2007). A mudança de parametrização, além de aproximar os fluxos de radiação simulados aos observados, apresentou impactos na precipitação, reduzindo o viés na Indonésia e na região da ZCAS (Barbosa e Tarasova, 2006; Barbosa et al., 2008). Um outro esquema de radiação utilizado pelo modelo unificado do UK Met Office, o qual inclui ondas curtas e longas, foi também implementado como uma outra opção no MCGA (Chagas e Barbosa, 2006; Barbosa e Chagas, 2008). Este esquema produziu fluxos mais próximos aos observados, comparados aos esquemas anteriores, com impactos tanto positivos quanto negativos na precipitação.

A comparação dos dois esquemas de convecção, originalmente incluídos no MCGA, Relaxed Arakawa-Schubert (RAS) e KUO, e uma versão ajustada no RAS (com modificações na base e no topo das nuvens e na eficiência das nuvens em converter água líquida das nuvens para precipitação) indicou menores erros para precipitação de verão sobre a América do Sul com o esque-

ma KUO (Pezzi et al., 2008). O esquema KUO apresenta déficit de precipitação na região da Amazônia e excesso no setor sul da ZCAS, porém o esquema RAS apresenta bandas com sinal alternado de erros da Amazônia ao Nordeste. A implementação do esquema de convecção GRELL no MCGA tem mostrado uma melhor aproximação da precipitação de verão, principalmente sobre a

América do Sul (Figueroa et al., 2006). A configuração da precipitação sobre a Amazônia e ZCAS é bem semelhante ao observado em resultados com esse esquema.

O Modelo Global Atmosférico do CPTEC possui uma versão para estudos do paleoclima (Melo e Marengo, 2008). Os resultados desta versão podem ser encontrados no Capítulo 3 deste relatório.

8.1.2 MODELAGEM ACOPLADA OCEANO-ATMOSFERA

Os campos de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre os oceanos Atlântico Tropical (Nobre and Shukla, 1996) e Pacífico equatorial são dois importantes condicionantes do estado médio do clima e sua variabilidade interanual sobre a América do Sul. Estudos que utilizam modelos acoplados oceano-atmosfera de complexidade intermediária mostram evidências de que a variabilidade interanual das TSM sobre o Atlântico Tropical é amortecida localmente (Zebiak, 1993), sendo sua variabilidade interanual mantida através de perturbações atmosféricas de origem remota, como sugerido no trabalho de Nobre et al. (2003). Repelli e Nobre (2004) utilizaram a técnica de correlações canônicas para estudar o papel do acoplamento oceano-atmosfera para a previsibilidade de anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical. Eles mostraram que o evento ENOS explica porção significativa da variância das anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical Norte, mas não sobre o Atlântico Tropical Sul, onde a previsibilidade das anomalias de TSM era inferior à simples persistência (Repelli and Nobre, 2004).

Já o estudo de previsibilidade de anomalias de TSM globais utilizando o modelo acoplado do INPE (Nobre et al., 2012) mostrou destreza de previsibilidade das anomalias de precipitação e TSM sobre o Atlântico Tropical Sul acima da simples persistência. Este foi o primeiro resultado apontando para a importância dos processos de acoplamento oceano-atmosfera sobre o Atlântico Sul, os quais necessitam ser considerados para a modelagem do sistema climático global. Tal evidência é suportada pelos resultados de investigação com modelo acoplado oceano-atmosfera sobre o papel da Corrente das Agulhas no transporte meridional de calor e modulação das TSM sobre o Atlântico Sul (Haarsma et al., 2008, 2011) e sobre a importância em corretamente simular os processos dinâmicos no Atlântico Tropical na modulação da Zona de Convergência Intertropical (Rodrigues et al., 2011; Nobre et al., 2012). A capacidade de modelagem do Oceano Austral pelo modelo acoplado CCSM4 é abordado por Weijer et al. (2012) e os efeitos da cobertura de gelo Antártico no clima do Hemisfério Sul são pesquisados por Raphael et al. (2010).

8.1.3 MODELAGEM ATMOSFÉRICA REGIONAL

Esta seção aborda os modelos regionais usados sobre a América do Sul para estudos de mudanças climáticas e seus erros sistemáticos. Em outra seção são enfatizados os resultados relacionados a fenômenos de grande escala, tais como o ENSO, Jato em Baixos Níveis, ZCIT, ZCAS, etc.

A vantagem do emprego de modelos regionais climáticos para o estudo das mudanças climáticas sobre a América do Sul está na possibilidade de detalhar os cenários climáticos fornecidos pelos modelos globais, que geralmente apresentam baixa resolução espacial, a

menor custo computacional. Mesmo com aumento do poder computacional e da resolução dos modelos globais, continuará havendo a possibilidade e o interesse em detalhar ainda mais a descrição dos processos atmosféricos, das características da superfície, etc. As primeiras tentativas de autores brasileiros em estender o prazo de previsão de modelo regional sobre a América do Sul (Chou et al., 2000; Nobre et al., 2001; Chou et al., 2002; Chou et al., 2005; Fernandez et al., 2006) mostraram o ganho da técnica de *downscaling* dinâmico em melhorar a qualidade da previsão de precipitação do modelo global que foi utilizado como forçante lateral.

O modelo espectral regional RSM (Regional Spectral Model) (Juang e Kanamitsu, 1994) tem sido empregado em previsões climáticas no Nordeste do Brasil. Nobre et al. (2001) aninharam o modelo RSM a 3 membros de previsões do ECHAM3 para estação chuvosa do Nordeste do Brasil, janeiro a abril de 1999. Eles mostraram que o RSM melhorou a posição da ZCIT e conseqüentemente melhorou a distribuição das chuvas na região. Por outro lado, no trabalho de Brabo et al. (2003), em que o modelo RSM foi integrado por 3 meses, fevereiro a abril, de um ano chuvoso e um ano seco, o modelo ECHAM4.5, que forneceu as condições de contorno, previu melhor o padrão espacial da ZCIT do que o RSM. Eles mostraram pouca sensibilidade do modelo às mudanças na umidade do solo. Sun et al. (2005) produziram integrações de seis meses com RSM para um maior número de casos, de 1971 a 2000, e encontraram que o RSM corrigiu a posição da ZCIT do ECHAM4.5, mas apresentava subestimativa da precipitação na região.

Da Rocha et al. (2009) utilizaram o modelo RegCM3 forçado com reanálises do NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) como condições de contorno e temperatura da superfície do mar observada para reproduzir o clima de verão nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro sobre uma área que cobre grande parte do território brasileiro. Nestas simulações, mostrou-se que o modelo é capaz de repro-

duzir as principais características de circulação de verão como a banda de precipitação associada à ZCAS e o ciclo diurno da precipitação em diferentes áreas do domínio. Diagnosticou-se como uma das principais falhas do modelo a produção de precipitação particularmente sobre o Oceano Atlântico, que foi em grande parte gerada pelo esquema de precipitação explícita do modelo, havendo pouca produção de precipitação pelo esquema de parametrização de convecção, apesar da resolução espacial em 50 km.

A geração de cenários de mudanças climáticas em maior resolução sobre a América do Sul foi iniciada a partir do projeto CREAS (Regional Climate Change Scenarios for South America) (Marengo e Ambrizzi, 2006; Ambrizzi et al., 2007). Neste projeto foram utilizados três modelos regionais climáticos, RegCM3, HadRM3 e Eta-CCS, e 2 cenários de mudanças climáticas, A2 e B2, fornecidos pelo modelo global atmosférico do Centro Britânico, Had-AM3P. Os modelos foram rodados na resolução horizontal de 50 km para os períodos de 1961-1990, clima presente, e de 2070 a 2100, clima futuro. Os cenários gerados a partir de três modelos regionais procuraram incluir alguma informação de incerteza de modelagem numérica nas projeções regionalizadas (*downscaling*). A versão Eta-CCS utilizada no projeto CREAS foi desenvolvida por Pisnichenko e Tarasova (2009). Esta versão reproduzia os padrões de precipitação sobre o continente, apesar da subestimativa durante o verão. Uma nova versão do modelo, o Eta-CPTEC, foi desenvolvida, independentemente da versão Eta-CCS e sob encomenda do Ministério da Ciência e Tecnologia, para apoiar a elaboração da Segunda Comunicação Nacional (Brazil, 2010). A versão Eta-CPTEC inclui o aumento dos níveis de concentração de CO₂ segundo o cenário de emissão e a variação diária do estado da vegetação ao longo do ano, que são características importantes para estudo em integrações de mudanças climáticas e são algumas das características que distinguem a versão Eta-CPTEC do Eta-CCS. O modelo Eta-CPTEC foi utilizado para produzir a regionalização

do cenário A1B fornecido pelo modelo HadCM3, modelo global acoplado oceano-atmosfera, em 4 versões de perturbação do modelo global. Neste projeto, foi incluída a incerteza das condições de contorno provenientes dos 4 membros do cenário A1B. O modelo regional foi integrado na resolução horizontal de 40 km, para o período de 1961 a 1990 (Chou et al., 2011) e os cenários futuros em 3 períodos de 30 anos, 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100 (Marengo et al., 2011).

Em projeto financiado pelo programa europeu 7th Framework Programme para estudo de impactos e vulnerabilidade em cenário futuro de mudanças climáticas

na Bacia do Rio da Prata, vários modelos regionais participam da regionalização: MM5, RegCM3, RCA, REMO, PROMES, Eta, e IPSL. Apesar do foco sobre a Bacia do Rio da Prata, o domínio utilizado pelos modelos cobre toda a América do Sul. Os modelos climáticos regionais produziram simulações do clima presente utilizando as reanálises do Era-Interim (Dee et al., 2011) no período de 1989 a 2008. Estas simulações permitem identificar os principais erros dos modelos regionais.

As principais características dos modelos regionais utilizados por grupos brasileiros para geração de cenários de mudanças climáticas estão resumidas na Tabela 8.1.

TABELA 8.1 – MODELOS REGIONAIS COM INTEGRAÇÕES DE CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS SOBRE AMÉRICA DO SUL

RCM	INSTITUIÇÃO	REFERÊNCIA	RES.	PRAZO INTEGRAÇÃO	CONVECÇÃO CUMULUS	MICROFÍSICA DE NUUVENS	RADIAÇÃO	ESQUEMA DE SUPERFÍCIE	CONDIÇÃO DE CONTORNO	CAMADA LIMITE PLANETÁRIA
Eta-CPTEC	INPE	Pesquero et al. 2009; Chou et al., 2011; Marengo et al., 2011	40km/38L	1961-1990; 2011-2040; 2041-2070; 2071-2100	Betts and Miller, 1986; Janjic 1994	Zhao scheme (Zhao, 1997)	Lacis and Hansen, 1974; Fels and Schwarzkopf, 1974	Chen and Dudhia, 2001 (NOAH)	Mesinger, 1977	Mellor Yamada 2.5
Eta-CCS	INPE	Pisnichenko and Tarasova.	50km/38L	1961-1990; 2071-2100	Betts and Miller, 1986; Janjic, 1994	Ferrier scheme (2002)	Lacis and Hansen, 1974; Fels and Schwarzkopf, 1974	Chen and Dudhia, 2001 (NOAH)	Mesinger, 1977	Mellor Yamada 2.5
HaDRM3P	UKMO	Collins et al., 2006; Alves e Marengo (2009)	50km/L19	1961-1990; 2071-2100	Gregory & Rowntree, 1990; Gregory & Allen, 1991	Senior and Mitchell (1993),	Slingo, 1990	Cox et al., 1999, 4lyrs, (MOSES I)	Davies, 1976	Smith, 1990.
RegCM3	ICTP	Giorgi and Mearns, 1999; da Rocha et al., 2009	50 km / L30	1961-1990; 2071-2100	Grell, 1993	Pal et al., 2000	Kiehl et al., 1996	Dickinson et al., 1993 (BATS)	Davies, 1976, 5 rows buffer zone	Holtlag et al., 1990

Alves e Marengo (2009) avaliaram o clima presente reproduzido pelo modelo HadRM3P, aninhando dados gerados pelo HadAM3P, e encontraram erros sistemáticos negativos na temperatura em áreas tropicais. A precipitação, por sua vez, apresentou erros sistemáticos negativos durante a estação chuvosa, portanto subestimativa, na parte central do continente, e erros de pequena magnitude na mesma região durante a estação seca.

Pesquero et al. (2009) e Chou et al. (2011) utilizaram o Modelo Eta para reproduzir o clima presente sobre a América do Sul. Enquanto no primeiro trabalho foi utilizada a resolução de 50 km e condições do modelo HadAM3P no contorno lateral para o período de 1979 a 1989, no segundo trabalho foi utilizada a resolução de 40 km, 4 membros de condições do HadCM3 no contorno lateral, no período 1961-1990. Em ambos os trabalhos, os resultados concordaram entre si, apresentando subestimativa da precipitação sobre a Amazônia no período

chuvoso, apesar de este erro ter menor amplitude que o erro dos modelos globais utilizados na condição de contorno lateral. Os resultados concordaram também na superestimativa da precipitação na região central do país e sobre regiões de montanhas, apesar de que a escassez de observações em regiões de montanha limita a confiabilidade da estimativa do erro.

No uso de um conjunto perturbado de condições de contorno, Chou et al. (2011) mostraram que o espalhamento da precipitação e da temperatura entre os 4 membros das simulações do Modelo Eta era menor que a raiz do erro quadrático médio daquelas variáveis no clima presente. Comparando estes resultados com aqueles do modelo global que forneceu as condições de contorno lateral, mostrou-se que espalhamento e os erros eram da mesma magnitude do HadCM3, o que indica que o conjunto de modelos regionais herdou as mesmas características do conjunto de modelos globais.

8.1.4 MÉTODOS DE *DOWNSCALING* ESTATÍSTICO

Os modelos de circulação geral (modelos climáticos globais), apresentam-se em escalas espaciais (240 a 600 km) e temporais (mensal) geralmente incompatíveis com as escalas requeridas para estudos de impactos. O refinamento de escala (*downscaling*) das projeções dos GCMs requer a incorporação de informações locais e é particularmente importante para áreas de topografia complexa, ilhas e regiões costeiras ou ainda áreas com cobertura do solo/uso da terra extremamente heterogêneos (Murphy, 1997; Wilby et al., 2004; Vrac et al., 2007). Os métodos de *downscaling* podem ser de natureza temporal ou espacial.

Há dois tipos básicos de abordagem utilizados para *downscaling*: a abordagem dinâmica e a empírica. A primeira inclui o desenvolvimento de modelos (dinâmicos) climáticos regionais (RCMs – *regional climate models*) utilizando condições iniciais e de contorno oriundas de GCMs desenvolvidos via modelagem dinâmica de processos nos oceanos

e/ou atmosfera. Tais modelos têm a capacidade de representar fenômenos meteorológicos de escala global e, com o acoplamento de grades refinadas, conseguem também representar de forma mais acurada os fenômenos de escala local. Na abordagem empírica, estatística ou estocástica, são utilizados métodos estatísticos para estimar relações quantitativas entre preditores relacionados a fatores de larga escala e variáveis prognósticas dependentes de condições fisiográficas locais. São também conhecidos como métodos de desagregação ou refinamento estatístico; podem ser de natureza temporal, como por exemplo em Mendes & Marengo (2010), espacial (Ramos, 2000) ou ainda envolvendo os dois tipos de dimensões (escalas) simultaneamente. Uma revisão detalhada sobre métodos para *downscaling* estatístico é apresentada em Fowler et al., 2007.

A abordagem estocástica (*downscaling* estatístico) baseia-se no princípio de que o clima local é condicionado por

dois tipos de fatores: os fatores de larga escala que mensuram aspectos da circulação global (ex., El Niño/Oscilação Sul, ENOS) e características fisiográficas locais, tais como topografia, alternância terra/mar nas regiões costeiras e uso da terra (Wilby et al., 2004).

No documento 'Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods' (Wilby et al., 2004), os autores classificam os métodos de *downscaling* estatístico em três categorias:

a) Métodos baseados na classificação de padrões de tempo (*weather classification ou weather typing schemes*). Nessa abordagem, variáveis climáticas locais são relacionadas com classes de tempo. Essas classes são definidas de forma sinóptica, utilizando funções empíricas ortogonais geradas a partir de dados de pressão, índices de pressão atmosférica na superfície do mar ou ainda análise de agrupamentos ou regras de lógica nebulosa aplicadas aos campos de pressão. Probabilidades condicionais relacionadas a variáveis locais, como Fowler et al., 2007, por exemplo, sequências de dias secos ou chuvosos, são estimadas em função de padrões diários de tempo (*weather types*). Projeções de mudanças climáticas para essas variáveis locais são obtidas avaliando-se a mudança de frequência das classes de tempo simulada via GCMs (Fowler et al., 2007).

b) Geradores de tempo (*weather generators*). São modelos de séries temporais que descrevem o padrão sinótico de uma série diária observada. Geralmente utilizam cadeias de Markov para modelar a probabilidade de sequências de dias secos e chuvosos e distribuições de probabilidade para a variável contínua de interesse em cada dia (ex., distribuição Gama para chuva diária). Os parâmetros do modelo de séries temporais são alterados de forma a considerar forçantes climáticas para o futuro.

c) Modelos de Regressão. Estimam relações quantitativas entre preditores oriundos de GCMs e variáveis prognósticas

locais, utilizando modelos empíricos. Incluem uma variedade de métodos, como regressão linear múltipla, regressão não linear, regressão de componentes principais e redes neurais artificiais (Fowler et al., 2007; Mendes et al., 2009).

Abordagens com métodos de modelagem de distribuições de probabilidade, conhecidas como análise de sobrevivência propostos por Maia & Meinke (2010) para previsão probabilística sazonal, podem também ser utilizadas para *downscaling* estatístico. Projeções probabilísticas (distribuições de probabilidade) para variáveis climáticas locais, condicionadas a preditores de larga escala, são obtidas via modelos de sobrevivência, como por exemplo, o modelo semiparamétrico de Cox (Cox, 1972). Modelos empíricos para gerar projeções de início de estação chuvosa em função de preditores derivados do fenômeno ENOS, por exemplo, são apresentados em Maia et al. (2011).

No Brasil, há uma predominância do uso de métodos dinâmicos de redução de escala via desenvolvimento de modelos climáticos regionais (RCMs). O Sistema PRECIS (Providing Regional Climates for Impacts Studies; Jones et al., 2004) foi utilizado para gerar chuva, temperatura e vento para todo o Brasil (Alves & Marengo, 2010) a partir de condições iniciais e de contorno do HadCM3 (*UK Met Office Hadley Centre HadCM3 global model*). Utilizando o modelo regional Eta-CPTEC, acoplado ao HadCM3, o CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) gerou projeções climáticas de fina escala (40 x 40 km) para a América do Sul (Pesquero et al., 2009; Chou et al., 2011; Marengo et al., 2011).

Algumas experiências de *downscaling* estatístico para o Brasil estão sumarizadas na Tabela 8.2. A variável prognóstica mais frequente é a precipitação; entre os métodos utilizados, há uma predominância de redes neurais artificiais e análise de regressão.

As vantagens e limitações dos principais métodos de *downscaling* estatístico, de acordo com Wilby et al. (2004), estão resumidos na Tabela 8.3.

TABELA 8.2. SUMÁRIO DE TRABALHOS PUBLICADOS SOBRE EXPERIÊNCIAS DE *DOWNSCALING* ESTATÍSTICO PARA O BRASIL.

REGIÃO	VARIÁVEIS PROGNÓSTICAS	MÉTODO	REFRÊNCIA	PRINCIPAIS RESULTADOS
Estado do Ceará	Precipitação diária	Modelos de cadeias de Markov	Robertson et al., 2004	As simulações são capazes de capturar relativamente bem mudanças interanuais de precipitação e ocorrência diária de chuva em sequências de 10 dias em algumas estações individuais.
Bacia do Piancó, Paraíba	Precipitação sazonal	Redes neurais e regressão linear múltipla	Ramos, 2000	O método de redes neurais apresentou desempenho superior ao de regressão linear. Ambos apresentaram boa performance para precipitação mensal e sazonal.
Regiões Sudeste e Nordeste	Vento (10m)	Redes neurais	Gonçalves et al., 2010	Resultados preliminares indicam um leve aumento da velocidade do vento de superfície no Sudeste e Nordeste.
Regiões sudeste	Precipitação diária	Redes neurais e regressão linear múltipla	Ramirez Valverde & Ferreira, 2006	O método de redes neurais mostrou tendência de prever chuvas de moderadas a intensas com maior acurácia durante o verão austral.
Bacia Amazônica	Precipitação diária	Redes neurais e modelo de auto-correlações	Mendes & MArengo, 2009	O método de redes neurais apresentou desempenho superior ao de autocorrelações.
Região de São Paulo	Precipitação diária	Redes neurais e regressão linear múltipla	Ramirez Valverde, et al., 2005	O método de redes neurais apresentou desempenho superior ao de regressão linear múltipla, que apresentou viés elevado para os dias sem ocorrência de chuva.

TABELA 8.3. SUMÁRIO DE VANTAGENS E LIMITAÇÕES DOS PRINCIPAIS MÉTODOS DE *statistical downscaling* (ADAPTADO DE WILBY ET AL, 2004).

TIPO DE MÉTODO	VANTAGENS	LIMITAÇÕES
Métodos baseados na classificação de padrões de tempo (<i>weather typing</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - resultam em relações com interpretação física entre os preditores de larga escala e variáveis climáticas da superfície - são versáteis, podendo ser aplicados para diferentes tipos de estudos (qualidade de ar, erosão, enchentes, etc.) - uma composição desses métodos é útil para análise de eventos extremos 	<ul style="list-style-type: none"> - requer a tarefa adicional de classificação de padrões de tempo - esquemas baseados em padrões de circulação podem ser insensíveis a forçantes climáticas futuras - talvez não capturem variações de tempo dentro dos diferentes padrões de classificação
Geradores de tempo (<i>weather generators</i>)	<ul style="list-style-type: none"> - há produção de informação para análise de incertezas - permitem interpolação espacial de parâmetros do modelo - podem produzir informação em escala de horas 	<ul style="list-style-type: none"> - há ajustamento arbitrário de parâmetros para condições de clima futuro - diversas variáveis são modeladas separadamente, sem que suas interdependências sejam consideradas
Métodos de análise de regressão	<ul style="list-style-type: none"> - de aplicação relativamente fácil - podem utilizar todos os preditores disponíveis para posterior seleção dos mais importantes - são de fácil entendimento e há grande disponibilidade de softwares para análise 	<ul style="list-style-type: none"> - alguns modelos explicam apenas uma pequena fração da variabilidade observada - alguns desses métodos requerem relações lineares entre respostas e preditores e normalidade da variável resposta - de um modo geral, não representam adequadamente eventos extremos

A principal vantagem do *downscaling* estatístico em relação ao uso de modelos dinâmicos é quanto ao requerimento de recursos computacionais, o que facilita o uso de preditores derivados de grande número de GCMs. No entanto, além de requerer a existência de séries longas de dados locais para as variáveis de interesse, baseia-se numa importante pressuposição para validade na geração

de projeções de cenários climáticos futuros: a relação entre os preditores e a variável-resposta de interesse de ter a propriedade de invariância temporal, ou seja, permanecer válida no futuro, mesmo para valores dos preditores fora do intervalo de variação dos dados utilizados para derivar as referidas relações. Esse pressuposto é questionável para cenários de mudanças climáticas de maior magnitude.

8.2 REPRESENTAÇÃO DE PROCESSOS DE RETROALIMENTAÇÃO NOS MODELOS CLIMÁTICOS

8.2.1 OCEANO-ATMOSFERA

Os oceanos representam o maior reservatório de calor do sistema climático global, modulando processos atmosféricos de escalas temporais que variam de horas a milhares de anos. A base física de controle climático pelos oceanos reside na absorção de grande parte da energia solar na região equatorial do planeta e sua redistribuição através do sistema de correntes oceânicas, de superfície e profundas. No entanto, o próprio sistema de correntes oceânicas é gerado pela interação com a atmosfera, através não somente dos fluxos de calor, mas também de momento e água. Assim, a atmosfera e o oceano formam um sistema complexo, acoplado com processos de retroalimentação que contribuem para modular o clima do planeta. Modelos acoplados oceano-atmosfera constituem, desta forma, um conjunto de ferramentas imprescindíveis para o estudo do clima, sua variabilidade e mudança. Através do ciclo hidrológico global, oceanos-continente-atmosfera formam um sistema complexo acoplado com inter-relações múltiplas. O trabalho de Nobre et al. (2009) exemplifica o processo de retroalimentação oceano-atmosfera, a partir de uma perturbação de cobertura vegetal na Amazônia. O trabalho de De Almeida et al. (2007) utiliza um oscilador estocástico não linear para mostrar que processos de retroalimentação oceano-atmosfera explicam parte da variabilidade das TSM e nebulosidade sobre o Atlântico Sudoeste, associados à ocorrência de eventos de ZCAS durante o verão austral. O processo é descrito como uma perturbação de anomalia de TSM positiva num tempo $t-1$, que excita uma perturbação atmosférica na formação de nebulosidade, a qual diminui o fluxo de radiação de onda curta à superfície do oceano, acarretando o resfriamento da superfície do mar. Utilizando dados de boias do Projeto PIRATA no Atlântico

Sudoeste e saídas de modelo acoplado global, Nobre et al. (2011) agregaram evidências observacionais e de modelagem numérica às hipóteses de processos de retroalimentação oceano-atmosfera levantados nos trabalhos de Chaves e Nobre (2004) e De Almeida et al. (2007).

Estudos com modelos acoplados oceano-atmosfera feitos no Brasil também avaliaram os impactos do desflorestamento da Amazônia no clima global (Nobre et al., 2009). Neste trabalho, os autores apresentam evidências de modelagem acoplada oceano-atmosfera de que a substituição da Floresta Amazônica por vegetação de savana afeta o sistema climático global através da alteração nos padrões globais de circulação atmosférica e oceânica, com aumento da frequência de eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS) no Pacífico. Os autores sugerem que o efeito acoplado da atmosfera e dos oceanos, num caso de redução da cobertura florestal amazônica, ampliaria a redução da precipitação média anual sobre a Amazônia, dos ~20% estimados por estudos de modelos atmosféricos (e.g., Gash et al., 1996; Nobre et al., 1991; Shukla et al., 1990) para uma redução de aproximadamente 40% nas simulações com o modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE (Nobre et al., 2009).

Pilotto et al. (2006) mostraram que o aninhamento do modelo atmosférico regional Eta nos campos de saída dos modelos global atmosférico do CPTEC e acoplado oceano-atmosfera do INPE acarretam uma melhora substantiva nos fluxos de calor e momento à superfície e nos campos de precipitação pluviométrica, relativamente aos resultados de ambos os modelos globais. Os resultados do modelo Eta aninhado no modelo acoplado apresentaram os menores erros quando comparados com observações.

8.2.2 RADIAÇÃO-NUVEM

O IPCC (2007) reporta que progressos substanciais têm sido obtidos na compreensão das diferenças entre modelos no que concerne à sensibilidade do sistema climático frente a uma forçante radiativa. Atualmente, a média global da forçante das nuvens é negativa (elas exercem um efeito de resfriamento no clima). Em resposta ao aquecimento global, o efeito de resfriamento pode ser fortalecido ou enfraquecido e produzir uma retroalimentação radiativa variável no próprio aquecimento do clima. Estudos recentes mostram que diferenças nos processos de retroalimentação das nuvens permanecem como a principal fonte de incerteza na sensibilidade climática dos modelos de circulação geral (e.g., Dufresne and Bony, 2008). Zhang et al. (2010) observam que estas questões estão relacionadas com vários fatores: 1) o sinal de retroalimentação das nuvens é pequeno e os transientes e a variabilidade espacial das nuvens são tipicamente muito maiores; 2) as nuvens são altamente interativas com a dinâmica da circulação atmosférica; 3) em um MCGA, as nuvens são simuladas com uma trama interativa de parametrizações da estrutura da subgrade, microfísica de nuvens, mistura turbulenta, convecção cúmulos, radiação e fluxos na superfície, os quais são pobremente resolvidos pela grade do modelo. Pesquisas coordenadas no âmbito da retroalimentação das nuvens em mudanças climáticas estão sendo realizadas por iniciativas como o "Cloud Feedback Model Intercomparison Project" (CFMIP) (ver URL [HTTP://cfmip.metoffice.com/index.html](http://cfmip.metoffice.com/index.html)). O projeto e análise de experimentos numéricos idealizados pelo CFMIP propõem o uso de simuladores de dados de satélite e outros diagnósticos, para compreender melhor os mecanismos físicos subjacentes às diferentes formas de retroalimentação das nuvens nos modelos climáticos. A parametrização da cobertura de nuvens nos MCGA atuais segue usualmente estratégias baseadas em métodos diagnósticos,

usando relações empíricas ou funções de distribuição de probabilidade das variáveis estudadas, definidas pelas condições da grande escala e, em métodos prognósticos, utilizando uma equação prognóstica para cobertura que contempla processos de advecção, fontes e sumidouros (Jakob, 2001). Com o incremento da capacidade de processamento, estão sendo realizados estudos com modelos de nuvens aninhados nos modelos de circulação geral, conhecidos como superparametrização de nuvens (e.g., Wyant et al., 2009). As origens das diferenças entre observação e simulação dos fluxos turbulentos por modelos de previsão numérica de tempo (PNT, no que segue) podem dever-se à parametrização adequada de propriedades microscópicas e macroscópicas de nuvens e constituintes atmosféricos, mas também à acurácia dos códigos radiativos utilizados. Simulações efetuadas com o modelo original CPTEC/COLA mostraram diferenças com os obtidos pelo *Earth Radiation Budget Experiment* (ERBE), que foram atribuídas aos esquemas de parametrização de ondas curtas e de parametrização de nuvens (Cavalcanti et al., 2002a). O uso de outros esquemas de radiação conseguiu aprimoramentos nos fluxos radiativos para céu claro e com nuvens, conservando erros cujas causas seriam as deficiências na simulação das nuvens (Barbosa et al., 2008; Chagas e Barbosa, 2008). Nos modelos usuais de PNT, a propagação de radiação de onda curta e longa na atmosfera é descrita numa coluna dentro de uma célula de grade ("ponto de grade"), considerando camadas horizontais nessa coluna (*multi-layered atmosphere*). Os códigos radiativos associados a esses modelos necessitam de informação sobre gases e particulado em cada camada, além de propriedades microfísicas e macrofísicas das nuvens, tais como raio efetivo de gotas e cristais, fração de fase líquida e sólida, coluna de água líquida/sólida associada (*liquid water path, LWP, e/ou ice water path, IWP*) e fração de cober-

tura na célula de grade. A propagação de radiação solar em cada camada é descrita por sistemas de equações de dois fluxos e a equação de propagação para radiação difusa descreve a radiação térmica. A partir das soluções gerais dessas equações, as irradiancias que ingressam e emergem em cada camada podem ser obtidas por diversos algoritmos associados à economia de tempo de cômputo. Os resultados permitem avaliar a divergência vertical do fluxo radiativo e a taxa de aquecimento associada, assim como os saldos de radiação à superfície e a radiação emergente no topo da atmosfera. Assim, estudar as relações radiação/nuvem/clima implica, *stricto sensu*, considerar os modelos de propagação adequados e sua parametrização para diversos esquemas microfísicos e macrofísicos na atmosfera. Isto sugere a conveniência de estudos específicos que contemplem, por exemplo, os códigos radiativos adequados para propagação em gases, o efeito intragrade e intergrade da interação lateral entre nuvens, os efeitos de descrever a cobertura parcial como uma única “nuvem equivalente” plana, e o efeito direto e indireto de aerossóis em propriedades radiativas de nuvens e atmosfera.

No Brasil, tais estudos específicos não são numerosos. Sem esgotar a lista de resultados reportados, podem ser mencionados trabalhos nos âmbitos seguintes:

Radiação solar em atmosfera com aerossol de queimadas. Tarasova et al. (1999) publicaram diversas descrições da atenuação de radiação solar durante o experimento ABLE (“Amazon Boundary Layer Experiment”). Rotinas desenvolvidas na NASA para estimativa de espessura óptica e outros parâmetros de aerossol a partir de imagens MODIS foram implementadas na DSA/CPTEC/INPE (ver URL [HTTP://satellite.cptec.inpe.br](http://satellite.cptec.inpe.br)). Por um lado, os dados gerados sobre o território brasileiro podem ser utilizados como fonte de informação para estudos de impacto do aerossol em forçantes radiativas; por outro lado, o propósito inicial foi desenvolver estudos das características físicas do aerossol sobre o Brasil, que impliquem em mudanças dessas rotinas (Rosário et al., 2011).

Acurácia das parametrizações que avaliam transmitância do vapor d’água para radiação solar (Plana-Fattori et al., 1997; Tarasova e Fomin, 2000).

Desenvolvimento de códigos radiativos “exatos” parametrizando a integração de transmitâncias line-by-line sobre intervalos espectrais escolhidos. O código FLISS (*Fast Line-by-line satellite Signal Simulator*; Fomin e Correa, 2005) é um exemplo com relevância potencial no aprimoramento de rotinas nos modelos de PNT e na simulação de radiação emergente na atmosfera (potencialmente importante em processos de assimilação de dados de satélites em modelos).

Algoritmos de estimativa de perfis de absorção da radiação solar em atmosfera multicamada também foram desenvolvidos. Um modelo estocástico de dois fluxos (Ceballos, 1989; Souza et al., 2008) tem potencial de aprimoramento da eficiência de algoritmos utilizados nos modelos de PNT.

Numa perspectiva *lato sensu* do estudo de relações radiação / nuvem / clima, nos modelos utilizados no Brasil, foram introduzidos aprimoramentos de estimativas de transmitância ou foram implementados códigos radiativos já utilizados em outros modelos de circulação, analisando-se o impacto decorrente. Exemplos:

- Em 1996, o modelo COLA/CPTEC incluía o código radiativo de Lacis e Hansen (1974, no que segue L&H) para radiação solar, com parametrização de Davies (1982) para absortância do H₂O vapor, e o código de Harshvardhan et al. (1987) para radiação térmica. Chagas et al. (2004) comunicaram a substituição do código de absortância pelo algoritmo de Ramaswamy e Freidenreich (1992), observando uma pequena redução no viés do modelo ao comparar irradiancia média solar com os dados do SRB (NASA/GEWEX Surface Radiation Budget: metodologia e aquisição de dados descritos em http://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/srb/table_srb.html).

- No modelo COLA/CPTEC, além do código L&H, atualmente está disponível o de Edwards & Slingo (1996, E&S no que segue) para onda curta. Também foi implementado o código de radiação térmica E&S. As propriedades de nuvens nestes esquemas são definidas segundo o modelo NCAR CCM3 (National Center for Atmospheric Research e Community Climate Model CCM3). Referências: ver URL <http://www.cgd.ucar.edu/cms/ccm3/>.

- O código CLIRAD (Chou & Suarez, 1999) foi desenvolvido na NASA GSFC. Sua versão para onda curta (CLIRAD-SW) com funções de transmitância aprimoradas por Tarasova e Fomin (2000) foi instalada no modelo regional Eta (Tarasova et al., 2006) e no MCG do CPTEC (Tarasova et al., 2006).

- Duas novas implementações foram realizadas: a substituição do código L&H pelo CLIRAD (Chou & Suarez, 1999) e o aprimoramento das funções de transmitância (Tarasova e Fomin, 2000), descritas por Tarasova et al. (2007). O CLIRAD solicita definir o raio efetivo de gotas de nuvem. Dentre os impactos observados, pode-se mencionar um melhor ajuste dos campos de radiação solar à superfície, entretanto um excesso da radiação estimada permanece provavelmente associada à descrição das nuvens, além de aumentar o déficit de precipitação quando comparado a dados do GPCP (Global Precipitation Climatology Project). Com relação à superestimativa de precipitação observada no MCG do CPTEC, Barbosa et al. (2008) observaram que ela foi reduzida ao implementar este código radiativo.

Em geral, os aprimoramentos testados nos códigos de radiação tiveram impacto positivo sobre os modelos; entretanto, uma modelagem explícita da relação modelo de nuvem / radiação / impacto climático foi escassamente abordada nos estudos realizados pela comu-

nidade brasileira. , podendo-se citar estudos numéricos considerando a interação da convecção rasa com os fluxos à superfície (Souza et al. 2009).

Estudos recentes mostraram que as previsões dos modelos diferem mais e são menos realísticas em regiões de subsidência, o que enfatiza a necessidade de aprimorar a representação e avaliação dos processos de nuvens nos modelos climáticos, especialmente aquelas da camada limite (IPCC, 2007, seção 8.6.3.2). Os processos de retroalimentação das nuvens baixas têm sido discutidos em termos do efeito de duas variáveis de nuvens primárias: a quantidade de nuvens e a espessura óptica das nuvens (Stephens 2010). Sobre os oceanos, os estratocúmulos em regiões de intensa subsidência têm forte impacto no balanço radiativo; por outro lado, a pequena espessura as faz sensíveis a mecanismos de retroalimentação como os processos turbulentos da camada limite e resfriamento/aquecimento radiativo. Estudos acerca destas nuvens estão sendo elaborados, tais como o VAMOS *Ocean-Cloud-Atmosphere-Land Study Regional Experiment* (VOCALS-REx), um programa de âmbito internacional projetado para fazer observações de componentes do sistema climático acoplado no sudeste do Pacífico (Wood et al. 2011) e, o CFMIP-GCSS (CFMIP-GEWEX *Cloud System Study*) intercomparando modelos de coluna e modelos de nuvens em condições climáticas idealizadas para estratocúmulos próximo a costa da Califórnia (Zhang et al. 2010).

Alguns esquemas baseados na estrutura termodinâmica de grande escala foram elaborados para avaliar a cobertura das nuvens estratocúmulos nos MCGA (Slingo 1987; Klein e Hartmann 1993, Wood e Bretherton 2006). Esses esquemas apresentam sinais diferentes na retroalimentação das nuvens, afetando sensivelmente as previsões climáticas de um modelo acoplado.

8.2.3 BIOSFERA-ATMOSFERA

Um dos assuntos científicos de crescente interesse mundial trata das interconexões entre a biosfera terrestre e a atmosfera. Uma das manifestações mais claras das interações da atmosfera com a biosfera é a relação entre o padrão global da cobertura vegetal e o clima. O clima é o fator que mais influencia na determinação da distribuição de vegetação e suas características num contexto global (Prentice, 1990). A localização de desertos, florestas tropicais, entre outras, é ditada pelas características do clima e, portanto, mudanças no clima afetam a distribuição geográfica da vegetação global. Por outro lado, mudanças na distribuição e na estrutura da vegetação influenciam o clima. As características físicas da vegetação e dos solos têm grande influência nas trocas de energia, água e momentum entre a superfície terrestre e a atmosfera. Mudanças na vegetação implicam em mudanças das propriedades físicas da superfície, incluindo o albedo superficial, a rugosidade da superfície, o índice de área foliar, a profundidade das raízes e a disponibilidade de umidade do solo (Prentice et al., 1992).

Desde o final da década de 1980 diversos experimentos com modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) foram utilizados para avaliar os impactos dos desflorestamentos no clima global e regional (Nobre et al., 1991; Shukla et al., 1990; Werth and Avissar, 2002). Estudos de sensibilidade com modelos climáticos têm claramente estabelecido a importância das florestas tropicais em influenciar o clima da Terra. De forma geral, Foley et al. (2003) afirmam que as alterações no uso e na cobertura do solo podem alterar os fluxos biofísicos em superfície de várias maneiras: a primeira seria modificar o albedo em superfície, modificando assim o balanço de energia e a temperatura em superfície. Este, em troca, afetaria como a superfície se resfria, pela mudança no balanço entre perda de calor sensível (o resfriamento de uma superfície quente pelo vento) e perda de calor latente (resfriamento através da evapotranspiração). Finalmente, a altura e a densidade da vegetação afetam a rugosidade da superfície, que por

sua vez influencia na turbulência próxima ao chão. Superfícies mais rugosas misturam o ar com mais eficiência, melhorando o processo de resfriamento. Mudanças no albedo, na rugosidade da superfície e na razão entre perda de calor sensível e calor latente podem afetar, então, os fluxos entre a superfície e a atmosfera e, como resultado, modificar o clima.

Em MCGAs, a interação biosfera-atmosfera pode ser representada de duas formas: unidirecional (ou desacoplada), na qual a vegetação é mantida fixa e força a atmosfera durante a integração do modelo; e bidirecional (ou acoplada), na qual a vegetação pode ser modificada de acordo com as condições climáticas simuladas durante a integração do modelo. Na interação biosfera-atmosfera unidirecional, realizam-se estudos de sensibilidade do clima à mudança de biomas; na bidirecional, procura-se determinar as situações de equilíbrio – instável ou estável – do sistema biosfera-atmosfera. Utiliza-se a interação unidirecional para estudos de sensibilidade do clima à mudança de biomas, ou seja, procura-se responder à seguinte questão: se a vegetação de certa região for alterada, por ação antrópica ou natural e essa alteração for mantida, quais seriam os impactos no clima? Na interação biosfera-atmosfera bidirecional, ou acoplada, procura-se estudar a existência de situações de equilíbrio, estável ou instável, e para isso é preciso que a vegetação seja dinâmica, ou seja, que os biomas possam ser modificados de acordo com as condições climáticas simuladas (Sampaio, 2008).

Um grande número de modelos de superfície hoje são empregados em MCGA, tais como o SiB (*Simple Biosphere Model* – Sellers et al., 1986), o SSiB (*Simplified Simple Biosphere* – Xue et al., 1991 – utilizado no MCGA CPTC), o BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* – Dickinson et al., 1993), IBIS (*Integrated Biosphere Simulator* – Foley et al., 1996; Kucharik et al., 2000), entre outros.

Os modelos numéricos do sistema climático terrestre devem considerar a atmosfera e a biosfera terrestre como

um sistema acoplado, com os processos biogeofísicos e biogeoquímicos que ocorrem numa certa escala de tempo. Na escala de tempo de curto prazo, isto é, segundos a horas, o sistema acoplado é dominado pelos rápidos processos biofísicos e biogeoquímicos que trocam energia, água, dióxido de carbono e momentum entre a atmosfera e a superfície terrestre. Na escala de tempo intermediária, isto é, dias a meses, os processos incluem mudanças na quantidade de umidade do solo, mudanças na alocação de carbono e fenologia da vegetação. Em escalas de tempo mais longas, isto é, estações, anos e décadas, podem ser fundamentais as mudanças na estrutura da vegetação, através de distúrbios, usos do solo, interrupção no crescimento, entre outros. Para considerar todos os processos acoplados biosfera-atmosfera, é necessário que os modelos climáticos sejam capazes de simular fenômenos ecológicos intermediários e de longo prazo (Foley et al., 2000).

Recentes estudos têm confirmado que alterações nos ecossistemas terrestres afetam o clima regional, ou até mesmo global. Os efeitos do desmatamento no clima têm sido geralmente analisados através da utilização de um modelo climático global acoplado a um modelo biofísico de superfície que representa explicitamente as características da mudança de cobertura do solo (altura do dossel, densidade de folhas e profundidade de raiz, por exemplo) (Foley et al., 2003). De acordo com muitos destes modelos, os padrões de desmatamento em larga escala causam uma tendência a um aumento considerável de temperatura e um decréscimo de evapotranspiração, escoamento superficial e precipitação anual média. Já observações de mudanças climáticas sobre áreas desmatadas confirmam o aumento na temperatura e a diminuição da evapotranspiração, embora mudanças na precipitação tenham sido mais difíceis de detectar (Nobre e Borma, 2009).

O bioma brasileiro que concentra a maior parte desses estudos (tanto observacionais quanto de modelagem) é a floresta Amazônica, que abriga aproximadamente um quarto de todas as espécies existentes no mundo (Dirzo e Ra-

ven, 2003) e é responsável por 15% de toda a fotossíntese terrestre (Field et al., 1998), configurando-se em um reservatório de carbono significativo. Com relação à precipitação da região, muito importante na definição dos padrões de vegetação, as conclusões mais comuns dentre os numerosos estudos de modelagem climática são que o desmatamento moderado e localizado aumentam a convecção e a precipitação, mas perdas de floresta em larga escala tendem a reduzir significativamente a precipitação (Avissar et al., 2002, 2004, 2006; Moore et al., 2007; Cohen et al., 2007; Ramos da Silva et al., 2006, 2008; Costa et al., 2007; Sampaio et al., 2007; Ramos da Silva et al., 2008; Mei e Wang, 2009; Walker et al., 2009). Os mecanismos que levam à diminuição da precipitação, segundo os mesmos autores, envolvem o aumento do albedo da superfície (que reduz o saldo de radiação, resfriando a alta troposfera, provocando subsidência, que reduz a precipitação) e da Razão de Bowen (ou diminuição da evapotranspiração, diminuindo o fornecimento de umidade à atmosfera) e diminuição da rugosidade da superfície (que leva a uma diminuição do coeficiente de arraste aerodinâmico, o que contribui para uma diminuição na evapotranspiração e a um aumento do vento). As reduções na precipitação são mais pronunciadas nos meses de transição entre a estação seca e a chuvosa na floresta, levando a um prolongamento na duração da estação seca (Costa e Pires, 2010). Além do desmatamento da própria floresta, o desmatamento de regiões vizinhas à floresta, como o Cerrado, também contribui para uma estação seca mais longa (Costa e Pires, 2010).

Com o avanço dos modelos numéricos de mesoescala (ou área limitada), simulações climáticas foram realizadas para a Amazônia, considerando-se resoluções espacial maiores. Por exemplo, Gandu et al. (2004) realizaram um dos primeiros estudos usando um modelo de mesoescala de alta resolução (50 km de tamanho de grade) para avaliar o efeito do desmatamento completo na parte oriental da Amazônia. Como resultado, os autores encontraram que a presença de orografia, proximidade da costa litorânea e

distribuição de rios, alteravam os resultados encontrados anteriormente nas simulações de larga escala, não se observando, em particular, redução da precipitação em toda a Amazônia. É importante lembrar que o modelo de mesoescala pode fazer simulações com toda a microfísica de nuvens. Posteriormente, Correia et al. (2006) utilizaram um modelo MCGA, acoplado a um modelo de transferência de energia com a superfície unidimensional (SiB) e analisaram o desmatamento completo da Amazônia em três cenários futuros de ocupação da Amazônia. Em todos eles, a troca de vegetação (de floresta para pastagem) reduziu a rugosidade da superfície, intensificou o vento e aumentou a convergência de umidade. De certo modo, isto minimiza a redução da evapotranspiração, em função da menor capacidade de gramíneas/culturas baixas em extrair água do solo. Este resultado reduz o impacto dos resultados obtidos por Cox et al. (2004) para a morte da floresta Amazônia (die-back). A questão da extensão do período de seca e da possibilidade de fogo (natural e antropogênico) também é investigada nesse trabalho. Ramos da Silva et al. (2008) também utilizam um modelo atmosférico de mesoescala com alta resolução (20 km de grade) para avaliar o impacto dos elementos do balanço hídrico para a estação chuvosa pela ocupação da Amazônia em 2 cenários de crescimento socioeconômico e populacional, que levam em conta os planos de construção e pavimentação de rodovias, melhoria de portos marítimos/fluviais, expansão do setor energético para os anos de 2030 e 2050 (Soares-Filho et al., 2004 apud Ramos da Silva et al., 2008), bem como um cenário de desmatamento total. Os resultados mostram que a precipitação decresce conforme a área desmatada é aumentada, porém existe uma grande variabilidade espacial. Em particular, os autores analisam a diminuição da frequência de ocorrência (e de propagação espacial também) de linhas de instabilidade que se formam na costa litorânea e induzem a chuva nas partes leste e central da Amazônia. A variabilidade da chuva também é investigada através de análise do impacto de eventos de El Niño na região. Em-

bora o desmatamento de floresta ocorra para formação de pastagens agropecuárias, nos últimos anos a ocupação da região por culturas de soja tem aumentado significativamente, principalmente na parte de transição entre floresta tropical e vegetação de cerrado (arco do desmatamento).

Saad et al. (2010) analisam o impacto no clima local e de mesoescala que rodovias podem provocar, utilizando o caso da BR-163 (rodovia que liga Cuiabá a Santarém, cortando uma boa área intacta da Amazônia) e que está sendo pavimentada. Neste caso, haverá extensa área de floresta tropical com áreas desmatadas (na forma de linha) para a construção da rodovia. A formação de precipitação foi associada à forma, área e posicionamento das estradas em relação ao vento predominante, sugerindo que a presença da estrada pode aumentar (ou reduzir) a precipitação local. A quantidade de água no solo também se mostrou importante em disparar os processos de convecção. Este tipo de estudo é importante, pois, com o desenvolvimento econômico, ocorre abertura de novas estradas. Atualmente tem-se a pavimentação da BR-163 e a reconstrução da rodovia BR-369 (que liga Manaus a Porto Velho).

Betts e Silva Dias (2010) sintetizam o acoplamento dos processos de superfície e camada limite, baseados nos resultados de pesquisas anteriores na Amazônia (projetos ABRACOS e LBA – ver item c). Claramente há uma ligação forte entre a quantidade de água no solo (proveniente da precipitação), a partição de energia na superfície (particularmente o fluxo de calor sensível), o aquecimento da atmosfera e a evolução da espessura da camada limite, a formação das nuvens (com a presença de aerossóis oriundos de queimadas) e a ocorrência da precipitação, fechando este ciclo (Figura 2 do artigo de Betts e Silva Dias, 2010). Estas inter-relações possuem diferentes escalas de tempo (diurnas, sazonal e mesmo decadal) que precisam ser analisadas em qualquer modelo de previsões do clima da Amazônia.

As mudanças de uso do solo e o efeito que exercem no clima possuem o potencial de fazer com que partes da

Amazônia atravessem os chamados pontos de desequilíbrio (*tipping points* – Lenton et al., 2008). Estes pontos de desequilíbrio do sistema clima-vegetação se referem, em termos quantitativos, à probabilidade de um elemento do sistema terrestre cruzar um limite crítico, que poderia fazer com que o mesmo salte para outro estado de equilíbrio estável. Estudos durante a última década (Sternberg, 2001; Higgins et al., 2002; Oyama e Nobre, 2003) fornecem evidências teóricas da existência de estados de equilíbrio alternativos entre o clima e a vegetação da floresta em geral, e em particular na região de transição entre a floresta e o Cerrado. Oyama e Nobre (2003) sugerem que o sistema acoplado clima-biosfera na Amazônia tem dois estados de equilíbrio estáveis: um é obviamente o estado presente de clima e vegetação, com a floresta tropical cobrindo a maior parte da bacia Amazônica, associada a elevada precipitação (e evapotranspiração) durante a estação seca; o segundo estado de equilíbrio estável estaria associado a uma savana tropical cobrindo parte da bacia (ou outro tipo de vegetação adaptado à seca e ao fogo), com baixa precipitação durante a estação seca. A probabilidade de transpor o ponto de desequilíbrio do sistema clima-vegetação pode ser causada pelo desmatamento, podendo ainda ser intensificada pelas mudanças climáticas causadas pela modificação da composição atmosférica.

Scheffer et al. (2001) fazem uma revisão sobre a existência de múltiplos estados de equilíbrio em ecossistemas, como em lagos, corais, regiões com arvoredos, desertos e oceanos. Por exemplo, analisa-se uma região que passou por um processo de desertificação antropogênica e, por isso, teve redução de precipitação. Essa redução poderia impedir o desenvolvimento da vegetação, o que sustentaria o deserto. Quando há a perda de vegetação, há aumento do escoamento superficial e a água entra no solo rapidamente, desaparecendo e indo para camadas profundas onde não há mais acesso de plantas. Portanto, o novo clima não procuraria restituir o bioma original da região, ou seja, haveria uma irreversibilidade climática ao processo

de desertificação, o que seria claramente catastrófico para a região. Na verdade, passou-se de um estado de equilíbrio para outro, mais seco.

Os modelos globais de vegetação dinâmica (DGVMs - em inglês, Dynamic Global Vegetation Model) consideram a cobertura vegetal como sendo uma fronteira superficial interativa, a qual pode mudar em resposta às mudanças no clima. Tais modelos permitem projetar respostas transitórias dos ecossistemas terrestres, sob condições de mudanças climáticas abruptas, e são capazes de representar processos que contribuem para a dinâmica da estrutura e da composição da vegetação de uma forma mais detalhada, e por isso com um maior número de variáveis e parametrizações de processos ecofisiológicos e ecoclimáticos, envolvendo maior complexidade (p. ex., modelo IBIS – Foley et al., 1996; modelo LPJ – Haxeltine, Prentice, 1996b). Esforços têm sido feitos para melhorar os parâmetros destes modelos para a América do Sul, por exemplo, para a região Amazônica com o modelo IBIS (p. ex., Imbuzeiro, 2005), mas ainda restam deficiências de ajuste para outros biomas tropicais da América do Sul.

Os ecossistemas terrestres afetam o clima alterando a concentração atmosférica de CO₂ através da fotossíntese e da respiração. Dessa forma, mudanças no ciclo do carbono terrestre afetam diretamente a atmosfera. Por exemplo, a floresta Amazônica intacta assimila aproximadamente 0,6 Pg-C.ano⁻¹ (Baker et al., 2004). A simples remoção desta floresta (desconsiderando os gases emitidos durante a queima ou preparo de áreas) implicaria em uma menor quantidade de carbono sendo removido da atmosfera, causando efeitos no clima. Essas alterações no armazenamento de carbono terrestre podem afetar ainda mais o montante de CO₂ presente na atmosfera, intensificando o efeito estufa.

Os ecossistemas podem resistir às intensas mudanças do clima e de uso do solo se o efeito de fertilização do CO₂ – cuja concentração atmosférica aumentou drasticamente desde a Revolução Industrial – se confirmar. Neste caso, a

eficiência do uso da luz e da água aumentaria na maioria das plantas, o que estimula a fotossíntese líquida (Polley et al., 1993; Field et al., 1995; Curtis, 1996; Sellers et al., 1996) e poderia modificar a composição e estrutura dos ecossistemas (Betts et al., 1997). Porém, este efeito pode ser compensado por aumentos contínuos da temperatura, alterações na sazonalidade da precipitação e incêndios florestais (Nobre e Borma, 2009; Cardoso et al., 2009). É válido lembrar que essas alterações na vegetação, por sua vez, tendem a exercer influência sobre o clima, o que acarretaria em um processo de retroalimentação.

Enfim, os próximos anos representam uma oportunidade única de manter a resiliência e a biodiversidade dos ecossistemas brasileiros, frente à ameaça crescente das mudanças climáticas e da devastação humana. Dessa forma, a perspectiva das mudanças climáticas causadas pela modificação antrópica da composição atmosférica não deve ser considerada de forma isolada. Deve-se considerar também o fato de que a atmosfera é afetada pelos ecossistemas terrestres, e as retroalimentações que exercem no clima podem intensificar os efeitos do aquecimento global.

8.3 SIMULAÇÕES DE FENÔMENOS METEOROLÓGICOS

Nesta seção será apresentado o desempenho dos diferentes modelos, atmosféricos, acoplados oceano-atmosfera

e regionais, na simulação de alguns fenômenos meteorológicos que afetam a América do Sul.

8.3.1. ENSO

Os padrões de variabilidade sazonal, interanual e intrasazonal são bem simulados pelo MCGA do CPTEC. Alguns desses padrões são associados à variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), campo que é introduzido como condição de contorno para as integrações. Assim, o Índice de Oscilação Sul, associado ao padrão ENSO, é bem simulado pelo MCGA como mostrado em Cavalcanti et al. (2002a). A variabilidade interanual das anomalias de precipitação simuladas na região Nordeste é comparável às observações (Marengo et al., 2003) e, quando o sinal de ENSO é forte, ou seja, quando as anomalias de TSM são intensas no Oceano Pacífico Equatorial, as anomalias de precipitação simuladas têm o mesmo sinal que as observações também sobre a região sul. O modelo reproduz o padrão observado de anomalias de precipitação sobre a América do Sul associado ao ENSO, com excesso de precipitação no Sul do Brasil e déficit no Nordeste (Cavalcanti e Marengo, 2005). Experimentos com o MCGA realizados para analisar o im-

pacto da TSM do Pacífico (ENSO) e TSM no Atlântico (dipolo norte-sul) na precipitação sobre a América do Sul mostraram as características dinâmicas associadas às anomalias (Pezzi e Cavalcanti, 2002). A confluência dos ventos em baixos níveis na região do Atlântico Tropical associada à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) mostrou comportamento consistente com as anomalias de temperatura, deslocando-se para sul quando a TSM do Atlântico Sul era mais quente e para norte quando a TSM do Atlântico Norte era mais quente. O efeito do Pacífico foi visto através das anomalias na célula de Walker, com movimento subsidente sobre a América do Sul tropical nos casos de El Niño. A ação conjunta do El Niño e do dipolo do Atlântico mostra uma influência do Atlântico no extremo norte do Nordeste enquanto outras regiões da América do Sul são afetadas pelas condições do Pacífico. No caso La Niña, o dipolo Atlântico tem um efeito em todo o Nordeste e também em outras regiões da América do Sul. O deslocamento sazonal da ZCIT do Atlântico em simulações

climáticas com o MCGA corresponde bem ao observado, como visto em Souza (2008). O deslocamento da ZCIT ao norte ou ao sul do equador nos resultados do modelo é consistente com os campos de confluência em baixos níveis e anomalias da TSM (Souza, 2008).

Para avaliar a capacidade do modelo regional em reproduzir as anomalias de precipitação e temperatura na América do Sul associadas aos fenômenos El Niño e La Niña no clima presente, no período 1961-1990, Chou et al. (2011) aplicaram o critério de Trenberth (1997) baseado nas anomalias de temperaturas da superfície do mar na região Niño 3.4, geradas

pelo modelo acoplado HadCM3 para contabilizar os eventos. Os autores encontraram que o modelo HadCM3 subestima a frequência de ocorrência tanto dos eventos El Niño quanto dos eventos de La Niña. As anomalias de precipitação e de temperatura reproduzidas pela média do ensemble de 4 membros do modelo regional apresentaram padrões típicos de eventos de El Niño e La Niña, mas com ligeiro deslocamento para o norte na posição das anomalias. Os quatro membros gerados pelo Modelo Eta foram produzidos forçando as condições laterais por 4 membros do Modelo HadCM3 perturbados em parâmetros da sua física.

8.3.2 ZCAS E ZCIT

Um dos mais importantes componentes do Sistema de Monção na América do Sul (SMAS) durante o verão, no Hemisfério Sul (HS), é a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O interesse pelo estudo das ZCAS cresceu nos últimos anos devido a sua importância na distribuição de precipitação sobre a AS. O período médio de permanência desta zona de convergência é de cinco a dez dias, contribuindo, desta forma, com grande precipitação na faixa central e sul da Região SE do Brasil. O padrão da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), com um dipolo de precipitação ou de Radiação de Onda Longa Emergente (ROL) observado entre o sudeste e sul da América do Sul, é representado pelo MCGA na escala de tempo interanual e intrasazonal (Cavalcanti e Castro, 2003; Cavalcanti e Cunningham, 2006; Cavalcanti e Vasconcellos, 2009; Meira e Cavalcanti, 2011). Análises de anomalias de radiação de onda longa emergente nos resultados do MCGA, na banda intrasazonal indicaram que as características dos campos climatológicos e de variância foram semelhantes às observadas, porém com intensidades diferentes (Meira e Cavalcanti, 2011). Entretanto, o padrão típico da Oscilação de Madden e Julian identificado nas observações na região da Indonésia não é reproduzido. Os modos de precipitação no Sudeste do Brasil, que

incluem a ZCAS, foram razoavelmente reproduzidos em um estudo de correlações canônicas realizado por Cardoso et al. (2004). O MCGA também simula as características da Oscilação do Atlântico Norte, bem como os centros de ação no Atlântico Norte identificados em Souza e Cavalcanti (2009), como mostrado em Souza (2008).

A variabilidade sazonal de precipitação sobre a América do Sul é bem representada por Modelos Globais Atmosféricos e acoplados, principalmente as grandes diferenças entre verão e inverno. Contudo, a intensidade ou configuração do campo de precipitação do verão não são bem representados por alguns modelos. Vera et al. (2006) e Vera e Silvestri (2009) analisaram 7 modelos do WCRP-CMIP3 para o século 20 e mostraram que alguns modelos representam a variabilidade da precipitação, indicada pelo desvio padrão e um máximo de chuva associado à ZCAS em JFM e OND, mas com diferentes intensidades, comparando com as observações. Em Seth et al. (2010), a média de 9 modelos do WCRP-CMIP3, para o século 20, em SON e DJF também foi razoavelmente comparada com observações, embora algumas características específicas, como a intensidade e posição da ZCIT e extensão da ZCAS sobre o oceano, não tenham sido apropriadamente representadas. Outras comparações de resultados dos modelos CMIP3 com ob-

servações, em Bombardi e Carvalho (2008), mostram que alguns modelos usados no IPCC/2007 (ref.) capturam as principais características do Sistema de Monção da América do Sul, como a banda NW-SE da Amazônia para sudeste, representando as ocorrências da ZCAS e também a ZCIT. Entretanto, as intensidades e posições das precipitações máximas não são bem representadas. O ciclo anual da precipitação tem uma boa representação no sul da Amazônia e Brasil central pela maioria dos modelos, mas em outras áreas o ciclo não é bem simulado. A duração da estação chuvosa é superestimada sobre o oeste da América do Sul e subestimada sobre o Brasil central nos modelos CMIP3, segundo Bombardi e Carvalho (2008). Usando o modelo global atmosférico com alta resolução MRI (Japonês), e TSM de resultados do CMIP3, Kitoh et al. (2011) indicaram uma melhor representação do campo de precipitação sobre a América do Sul do que a obtida com mais baixa resolução. Valverde e Marengo (2010) avaliaram cinco modelos do IPCC AR4 sobre a América do Sul, MIROC, HadCM3, GFDL, GISS e CCCMA e notaram que em geral os modelos tiveram dificuldade em configurar a ZCAS, se estendendo da Amazônia até o Sudeste do Brasil, e que todos subestimam a precipitação sobre a Amazônia em proporções maiores ou menores. O modelo HadCM3 simulou melhor o padrão da banda da ZCAS, entretanto com máximo de chuvas sobre Goiás e a região Sudeste.

A gênese e o comportamento da ZCAS têm sido estudados através do uso de modelos acoplados oceano-atmosfera no Brasil, indicando de forma pioneira a importância do acoplamento oceano-atmosfera para a ocorrência de precipitação sobre águas mais frias, como no caso da ZCAS (Chaves e Nobre, 2004; De Almeida et al., 2007; Nobre et al., 2011). O processo de formação da ZCAS descrito nesses estudos evidencia a natureza acoplada oceano-atmosfera do fenômeno ZCAS, onde as anomalias de TSM resultam da modulação da radiação solar pela presença/ausência de nebulosidade causada pela ZCAS. Assim, diversamente do que ocorre com a ZCIT do Atlântico e Pacífico, as quais são

moduladas pelos gradientes meridionais de TSM, a ZCAS modula as anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical.

Pilotto et al. (2011) aninharam o Modelo Eta ao modelo global do CPTEC e ao modelo global acoplado oceano-atmosfera do CPTEC e produziram previsões de 3 membros para a região do Atlântico entre América do Sul e África, para a estação dezembro-janeiro-fevereiro para o período de 10 anos. Seus resultados mostraram que o aninhamento produziu melhor distribuição espacial da precipitação associada a ZCIT e a ZCAS, sendo que a configuração do modelo Eta aninhado ao modelo global acoplado oceano-atmosfera apresentou melhores resultados do que ao aninhamento a componente atmosférica do modelo global utilizando temperatura da superfície do mar persistida.

A partir de uma integração contínua do Modelo Climático Regional Eta forçado pelo modelo HadCM3 para o período 1961-1990, Pesquero (2009) encontrou a frequência simulada de ZCAS de aproximadamente 1,7 por mês na América do Sul. Comparando a frequência detectada a partir de reanálises ERA-40 para duas estações chuvosas consecutivas, o autor encontrou valores observados em cerca de 1,5 eventos de ZCAS por mês, o que mostra boa concordância da simulação com os dados de reanálises. O autor também avaliou os fluxos de umidade durante períodos de ZCAS ativo, que foram comparáveis aos valores estimados por reanálises.

O trabalho de Pesquero et al. (2009) utilizou o modelo Eta aninhado às condições de fronteira do HadAM3P. Os autores verificaram a capacidade do modelo em reproduzir a circulação de monção da América do Sul e a frequência de eventos de ZCAS baseado no critério de Gan et al. (2004). Este critério associa a precipitação e direção de ventos em 850 hPa na identificação de início e final da estação chuvosa. O clima futuro (período 2070-2099) foi projetado utilizando-se o cenário A1B do IPCC-SRES.

Os resultados mostraram a importância dos fluxos de umidade vindos do Atlântico, como também a convergência dos fluxos de umidade em médios e baixos níveis. Com-

parações entre os fluxos de umidade em toda a estação chuvosa com os das ZCAS sobre a Região SE mostraram praticamente não existir modificação do transporte de umidade. Os resultados mostraram um aumento da magnitude do fluxo durante o período das ZCAS, principalmente os meridionais. O balanço de umidade realizado apresentou

características de intensa precipitação durante o período de ZCAS. Em relação a precipitações intensas durante casos de ZCAS, constataram-se 285 valores de precipitação entre 90 e 140 mm/dia. Destes casos a maior parte ficou entre 90-99 mm/dia de precipitação, com 143 casos. Na taxa de 100-109 mm/dia, o número também foi grande, com 100 casos.

8.3.3 CICLONES EXTRATROPICAIS

Matos et al. (2011) avaliaram a representação dos ciclones extratropicais no membro controle das simulações do Eta forçado pelo HadCM3 (Eta-HadCM3) (Chou et al., 2011). Eles aplicaram o esquema CYCLOC (Murray e Simmonds, 1991) de detecção de centros de pressão atmosférico nas reanálises do NCEP (Kalnay et al., 1996) e nas simulações do Eta-HadCM3 no clima presente, de 1961 a 1990. Os resultados mostraram que a trajetória dos ciclones, predominante para leste, foi bem simulada pelo Eta-HadCM3. Enquanto as simulações sugerem corretamente uma pequena tendência de redução de ocorrência de ciclones nas altas latitudes, as simulações não capturaram a tendência de aumento na frequência de ciclones nas baixas latitudes observadas nas reanálises do NCEP.

Reboita et al. (2010) apresentaram uma climatologia detalhada de ciclones no Oceano Atlântico Sul para o período de 1990 até 1999 em simulações do modelo regional RegCM3 que utilizaram as condições iniciais e de contorno das reanálises do NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Inicialmente validou-se a climatologia simulada pelo RegCM3, que, de forma geral, mostrou padrão espacial sazonal das variáveis similar às análises, porém com diferenças em intensidade. Neste

estudo, os autores identificaram os ciclones utilizando um esquema automático que identifica mínimos de vorticidade relativa no campo de vento a 10 m. Assim, os sistemas com vorticidade relativa $\leq -1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e com tempo de duração maior que 24 horas foram considerados na climatologia. Nos 10 anos analisados, os autores detectaram 2,760 (dados do NCEP) e 2,787 (simulações do modelo regional) ciclogêneses, com média anual de 276.0 ± 11.2 e 278.7 ± 11.1 no Oceano Atlântico Sul, assim sugerindo que o modelo regional possui uma boa destreza na simulação da climatologia da ciclogênese. Porém, o estudo mostrou uma grande subestimação nos valores da vorticidade ciclônica relativa simulados pelo modelo (-9.8%) no início dos sistemas, e foi observado que, sobre o Oceano Atlântico Sul, o ciclo anual da ciclogênese é dependente da intensidade inicial. Considerando os sistemas que iniciaram com a vorticidade relativa $\leq -1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, o ciclo anual não é bem definido e a alta frequência ocorre no outono nos dados do NCEP e durante o verão no RegCM3. Já os sistemas mais intensos têm uma boa caracterização da alta frequência das ciclogêneses, que ocorre durante o inverno tanto nos dados do NCEP quanto nas simulações do modelo regional.

8.3.4 MODO ANULAR DO HEMISFÉRIO SUL

O modo anular do Hemisfério Sul (SAM) ou Oscilação Antártica (AAO), que é o modo de variabilidade interanual dominante no Hemisfério Sul, também é repro-

duzido pelo MCGA. Outro modo de variabilidade que ocorre na escala interanual e intrasazonal e que afeta a América do Sul é o padrão Pacific-South America (PSA),

o qual é bem simulado pelo MCGA (Cavalcanti e Castro, 2003; Cavalcanti e Cunningham, 2006; Cavalcanti e Vasconcellos, 2009). As características atmosféricas associadas à ZCAS em casos extremos de precipitação no SE, como o padrão PSA e o modo anular do Hemisfério Sul (SAM), obtidas em análises observacionais (Vasconcellos e Cavalcanti, 2010), foram reproduzidas nas análises de casos extremos selecionados em resultados de simulação climática com o MCGA (Cavalcanti e Vasconcellos, 2009). Na escala temporal de processos que ocorrem

na escala diária em simulações climáticas, o modelo representa bem os campos associados a sistemas frontais (Cavalcanti e Coura Silva, 2003), características observadas de trens de onda de alta frequência na banda de 2 a 8 dias (Cavalcanti e Kayano, 2000), características do Jato em Baixos Níveis a leste dos Andes (Cavalcanti et al., 2002b). O número de frentes frias sobre a região sudeste do Brasil é maior no outono e primavera nos resultados do MCGA, diferentemente do observado quando o maior número ocorre no inverno.

8.3.5 JATO DE BAIXOS NÍVEIS - JBN

Em simulação produzida por da Rocha et al. (2009) utilizando o RegCM3, o jato de baixos níveis a leste dos Andes se posicionou corretamente em relação às reanálises do NCEP na média de 17 verões, apesar de ter subestimado a magnitude do núcleo do jato.

Soares e Marengo (2009) utilizaram o modelo regional HadRM3P com as condições de contorno dos modelos globais HadCM3-HadAM3P, ambos do Hadley Centre, e dados de reanálises do NCEP, com o propósito de avaliar os fluxos de umidade e o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBN da América do Sul) em dois períodos: o primeiro pode ser entendido como o clima atual e abrange o período de 1980 até 1989; o segundo abrange o período de 2080 até 2089 e projeta um possível clima de aquecimento global a partir do cenário de altas emissões de gases de efeito estufa SRES A2 do IPCC.

Para detectar e caracterizar eventos de JBN da AS, utilizou-se o critério 1 de Bonner (Bonner, 1968) modificado por Saulo et al. (2000). Este critério é o mais utilizado

para detectar eventos de JBN da AS a partir de saídas de modelo e específica que: a magnitude do vento tem que ser maior ou igual a 12 m.s-1 no nível de 850 hPa; o cisalhamento vertical do vento tem que ser de pelo menos 6 m.s-1 entre os níveis de 850-700 hPa; a componente meridional do vento tem que ser negativa e maior em módulo que a componente zonal.

No clima atual, a partir da aplicação do critério 1 de Bonner nos dados de reanálises do NCEP, foram detectados 28 casos de JBN da AS durante DJF, 18 para MAM, 5 para JJA e 9 para SON, com um total de 60 jatos desde 1980 até 1989. Já para o HadRM3P, 169 jatos foram detectados durante o mesmo período. Isto indica que o modelo tende a superestimar o número de eventos de jatos no clima atual em relação às reanálises. Os resultados mostraram que o total de casos de jatos detectados, utilizando o modelo HadRM3P, foi de 169 ocorrências entre 1980 até 1989 e de 224 ocorrências entre 2080 até 2089, evidenciando o impacto do SRES A2 na frequência de ocorrência de JBN da AS.

8.3.6 MEGACIDADES

a) Poluição atmosférica

Além dos efeitos térmicos e mecânicos observados em Megacidades, áreas urbanas desempenham um papel im-

portante na emissão de poluentes atmosféricos, incluindo gases de efeito estufa (GEE). Conforme destacado por Freitas (2008), a representação da estrutura física das cidades

e a inclusão de todos os produtos gerados pelas mesmas, tais como calor, umidade e poluentes, constitui um dos maiores desafios para a modelagem numérica na atualidade. Neste sentido, trabalhos importantes vêm sendo realizados no Brasil em diversas instituições de ensino e pesquisa, com maior destaque para o CPTEC-INPE, IAG-USP e UTFPR. Os trabalhos realizados nestas instituições podem ser divididos em duas linhas principais: 1) aplicação de modelos de qualidade do ar já existentes, como o CIT (Caltech Institute of Technology, McRae et al., 1982, 1992) e o WRF/Chem (Weather Research and Forecasting/Chemistry, Grell et al., 2005); 2) desenvolvimento de novos módulos ou parametrizações para estudos de qualidade do ar dentro dos modelos de mesoescala, basicamente, o modelo BRAMS. Nesta última abordagem, destaca-se o desenvolvimento do módulo CATT-BRAMS (Freitas et al., 2005; Freitas et al., 2009; Longo et al., 2010) e do módulo SPM-BRAMS (Freitas et al., 2005).

Estudos de modelagem da qualidade do ar sobre as regiões urbanas de São Paulo e do Rio de Janeiro têm revelado aspectos importantes relativos à composição dos combustíveis, das circulações atmosféricas e o impacto desses sobre a qualidade do ar. Martins e Andrade (2008a) mostraram, através do uso do modelo CIT, a importância dos compostos orgânicos voláteis (VOC) sobre a formação do ozônio na RMSP, sendo compostos como aromáticos, olefinas, eteno e formaldeído os mais importantes para a formação deste poluente. Utilizando o mesmo modelo, Martins e Andrade (2008b) estudaram o impacto do uso do etanol e da gasolina (contendo cerca de 22% de etanol) sobre a formação do ozônio e concluíram que o uso do etanol pode contribuir para uma melhoria na qualidade do ar na RMSP. Além dos estudos sobre a importância do tipo de combustível para a qualidade do ar, alguns estudos têm destacado a importância das circulações atmosféricas sobre as concentrações de poluentes e identificado algumas condições críticas para a dispersão. Balbino

(2008) mostrou, através do uso do modelo SPM-BRAMS, que as circulações atmosféricas observadas sobre a RMSP podem contribuir para a recirculação de poluentes e alterar significativamente a qualidade do ar, em particular durante o período noturno. Em suas análises, foi observado que picos noturnos de ozônio podem ser observados próximos à superfície em virtude do transporte vertical deste poluente, o qual é trazido de níveis mais altos da atmosfera e de outras regiões para os baixos níveis da atmosfera urbana. Tais picos noturnos são frequentemente observados através das medidas realizadas pela CETESB em sua rede operacional. Resultados semelhantes foram obtidos em Freitas et al (2005), Carvalho (2010) e Itimura (2010). Mazzoli et al (2008) fizeram uma comparação entre os modelos CIT, WRF/Chem e SPM-BRAMS para a representação das concentrações de ozônio em superfície na RMSP. Embora todos os modelos fornecessem uma boa representação das concentrações de ozônio observadas, o módulo SPM-BRAMS apresentou resultados ligeiramente melhores. Tal resultado motivou a utilização deste modelo em estudos de qualidade do ar em outras regiões, como o Rio de Janeiro (Carvalho et al., 2009; Carvalho, 2010) e Campinas (Freitas, 2009). Carvalho et al. (2009) aplicaram o modelo SPM-BRAMS para avaliar o impacto das emissões industriais sobre a qualidade do ar na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. Embora as emissões industriais na RMRJ representem apenas 23% das emissões totais de poluentes na região, foi observado que estas emissões podem contribuir para concentrações de ozônio acima dos padrões nacionais de qualidade ar (160 µg m-3). Carvalho (2010) usou o mesmo modelo, considerando uma melhor representação das emissões veiculares, para simular episódios significativos de concentrações de ozônio, comparando as concentrações simuladas com as medidas realizadas nas estações de monitoramento da qualidade do ar operadas pela FEEMA (atual INEA). Considerando os resulta-

dos obtidos para a RMRJ, a autora indica a necessidade de expansão da rede de monitoramento da qualidade do ar, principalmente, focando como áreas prioritárias a região litorânea da Baía Aérea I, os municípios localizados ao norte da Baía de Guanabara, como Magé e Guapimirim, além de parte da região serrana, localizada a noroeste da RMRJ. Nessas áreas, que ainda não possuem estações de monitoramento, foram observados, através da modelagem, valores de concentração de ozônio acima dos PNQA estabelecidos para o Brasil.

Vendrasco et al. (2005) exploram o efeito das queimadas de cana no Estado de São Paulo na formação de ozônio troposférico. Esses estudos indicam que a concentração de ozônio na baixa atmosfera é altamente dependente do horário da queimada e que picos na concentração de ozônio podem ocorrer a longa distância (centenas de km) do local de emissão dos gases precursores do ozônio em queimadas de cana.

b) Ilhas de calor

Como apresentado nos diversos relatórios do IPCC, como um resultado do trabalho de diversos autores, mudanças nos padrões climáticos podem ter uma contribuição significativa da ação humana. Por outro lado, essas mudanças causam impactos diretos sobre a população, tais como eventos extremos de seca e precipitação, com consequentes impactos à agricultura e a outras atividades de grande importância econômica. Eventos extremos também estão associados às perdas de vidas humanas, através de enchentes, deslizamentos de encostas, vendavais, entre outros (Pereira Filho et al., 2002; Nobre et al., 2010). Talvez uma das mais nítidas e significativas alterações impostas pelo homem ao ambiente seja o processo de urbanização. Ligados a esse processo, um grande número de efeitos sobre padrões atmosféricos têm sido identificados em diferentes escalas de tempo e espaço. Um dos mais conhecidos é o estabelecimento das ilhas de calor urbanas (Lombardo, 1984; Freitas, 2003; Freitas

e Silva Dias 2005; Freitas et al., 2007). Ilhas de calor são definidas através dos gradientes de temperatura observados entre os centros urbanos e as áreas rurais adjacentes.

O estabelecimento de ilhas de calor altera significativamente os padrões de circulação atmosférica em meso-escala, criando zonas de convergência e divergência de massa nas regiões de influência da área urbanizada. Embora existam algumas associações com padrões de convergência no centro urbano e de divergência nas áreas adjacentes, conforme mostrado em Freitas (2003), a configuração dessas zonas é bem mais complexa, podendo existir pequenas zonas de convergência/divergência alternadas em diversos pontos da área urbanizada. Tal configuração é determinante para diversos processos ligados à condição do tempo (Freitas et al., 2009) e de dispersão de poluentes (Freitas, 2003; Freitas et al., 2005; Balbino, 2008; Itimura, 2010; Carvalho, 2010). Por exemplo, Freitas et al. (2009) mostraram que eventos de tempestade severa são fortemente determinados pelo aquecimento gerado nas cidades, em combinação com a chegada de massas de ar instáveis sobre alguns pontos das áreas urbanizadas. Em alguns desses pontos na Região Metropolitana de São Paulo, essas condições contribuem para um maior levantamento de massas de ar úmidas, contribuindo para o desenvolvimento de supercélulas. Resultados semelhantes foram obtidos por Hallak (2007), que, além dos aspectos citados anteriormente, destacou a importância da topografia na formação de eventos de tempo severo. Freitas et al. (2007) mostraram também que a interação entre as circulações geradas pela ilha de calor e a circulação de brisa marítima produz correntes ascendentes mais intensas na região de contato entre as duas circulações, mesmo em períodos de menor instabilidade atmosférica, tendo esta interação um impacto maior sobre processos ligados à dispersão de poluentes.

Conforme enfatizado em Freitas (2003), vários fatores podem contribuir para o surgimento e desenvolvimento de ilhas de calor urbanas, tais como a concent-

ração relativamente alta de fontes de calor nas cidades, as propriedades térmicas dos materiais das construções urbanas, as quais facilitam a condução de calor, a menor perda de calor durante a noite, por radiação infravermelha, para a atmosfera e para o espaço, a qual é parcialmente compensada nas cidades pela liberação de calor das fontes antropogênicas, tais como veículos, indústrias e construções em geral, metabolismo humano, entre outros. Ferreira et al. (2011) apresentam valores para esta contribuição antropogênica na cidade de São Paulo, indicando que durante o verão esta pode atingir cerca de 9% da radiação líquida e durante o inverno esta contribuição é de cerca de 15%. Freitas e Silva Dias (2003) sugerem que a contribuição das fontes antropogênicas de calor pode gerar diferenças de temperatura entre 1 e 4 °C, dependendo da hora do dia e período do ano. Obviamente, quanto maior e mais desenvolvida for a área urbana considerada, maior será a contribuição desses fatores para o aquecimento da atmosfera, podendo este ter impactos desde a micro até a grande escala.

Cidades com população superior a 10 milhões de habitantes, definidas pela Organização das Nações Unidas como Megacidades, apresentam uma grande demanda por alimentos, água, combustíveis e energia, sendo também as maiores contribuintes para o aquecimento anômalo observado em ilhas de calor. Segundo esta classificação, teríamos as cidades de São Paulo e do Rio de Janeiro como as maiores candidatas às ilhas de calor no Brasil. Entretanto, cidades um pouco menores, como Campinas, São José dos Campos, Curitiba, Porto Alegre, entre outras, podem contribuir de maneira significativa para o aquecimento da atmosfera. Por exemplo, Freitas (2009) mostrou, através do uso do modelo BRAMS (Brazilian contributions to the Regional Atmospheric Modeling System – Freitas et al., 2009), com a ativação de parametrização específica para o tratamento de áreas urbanas (o esquema Town Energy Budget – TEB, proposto por Masson, 2000), que o município de Campinas – SP,

com uma população de cerca de 1 milhão de habitantes, também apresenta condições para a formação de uma ilha de calor urbana, sendo os gradientes de temperatura observados sobre a cidade da ordem de 3 graus, valor este um pouco menor do que aquele obtido para a Região Metropolitana de São Paulo, através de metodologia semelhante com o mesmo modelo (Freitas, 2003; Freitas e Silva Dias, 2005).

Vários trabalhos têm sido dedicados à modelagem da estrutura urbana e de outros aspectos ligados às ilhas de calor no Brasil, principalmente sobre a RMSP. Como exemplo, Marciotto et al. (2010) mostraram, através de modelagem numérica, que, durante o dia, construções mais altas podem levar a uma diminuição na temperatura do ar entre os prédios e, durante a noite, gera-se um aquecimento devido às múltiplas reflexões de radiação de onda longa emitida dentro do cânion quando se têm valores de razão geométrica (altura x largura das construções, h/L) menores que 4. Neste mesmo período e quando a razão geométrica é maior que 4, observa-se um resfriamento do ar, porém, de menor intensidade do que o registrado durante o dia. Desses resultados fica claro que não só a extensão da área urbana é um aspecto importante, mas que a estrutura e o tipo de construção são determinantes para a formação e desenvolvimento de ilhas de calor. Outro fator importante, observado em boa parte das cidades brasileiras, é a pequena quantidade de vegetação no interior das áreas urbanas. Gouvêa (2007) constatou, através do uso de imagens de satélite, que a fração vegetada sobre a área urbanizada da RMSP é inferior a 20%.

Conforme ilustrado no trabalho de Gouvêa (2007) e em Marciotto (2008), a vegetação desempenha papel importante na diminuição da temperatura do ar. Por exemplo, Gouvêa (2007) mostrou, através do uso do modelo BRAMS, com a ativação do esquema TEB, que um aumento para 25% na fração vegetada na área urbanizada da RMSP contribuiria para uma redução de temperatura da ordem de 2,5°C, o que poderia reduzir o efeito de ilha de calor.

8.3.7 NÍVEL DO MAR

A representação do nível do mar em modelos numéricos de circulação oceânica de larga escala vem sendo bastante explorada recentemente. A disponibilidade de duas décadas de informações altimétricas permite identificar padrões médios de comportamento, assim como estimar tendências da altura da superfície do mar para todos os oceanos, as quais possuem grande correspondência com dados de marégrafos ao redor do globo.

A configuração espacial da elevação da superfície do mar nas bacias oceânicas está diretamente relacionada à estrutura tridimensional do campo de massa do oceano e, sendo assim, possui importantes informações sobre os processos oceânicos subsuperficiais relacionados ao conteúdo armazenado de calor. Além disso, o campo de vento em larga escala sobre a superfície oceânica também é determinante para a configuração espacial do nível do mar, cujas inclinações têm relação direta com as correntes geostrofas.

Esforços de modelagem numérica do nível médio do mar em escala global e no Atlântico Sul vêm sendo desenvolvidos na última década. De modo geral, os resultados mostram-se compatíveis com as observações, sendo notados interessantes padrões espaciais que merecem atenção.

A configuração global apresenta evidentes desníveis da superfície marinha, com dominância de valores elevados no Pacífico e no Índico, enquanto menores valores de elevação são encontrados no Atlântico Norte, no Mediterrâneo e em todo o cinturão das altas latitudes do Hemisfério Sul. Apesar de ínfimos em relação à inclinação real, estes desníveis da superfície do mar estão associados à

circulação geral dos oceanos, com marcada presença dos giros subtropicais e subpolares, o complicado sistema de correntes equatoriais e a Corrente Circumpolar Antártica.

Já para o Atlântico Sul e Tropical, vale salientar a assinatura do giro subtropical com gradientes de elevação associados às Correntes do Brasil, Sul-Equatorial e Sul-Atlântica. Além destas feições, a Retroflexão da Corrente das Agulhas, a Corrente Circumpolar Antártica e a Confluência Brasil-Malvinas também se destacam em termos de gradientes de elevação da superfície do mar. A deflexão e divisão da Corrente Circumpolar Antártica após passar pelo Estreito de Drake fica notável, com uma parte que segue para leste e outra que segue para norte, sendo que este ramo separa-se em dois para formar a Corrente das Malvinas e para alimentar a Corrente Sul-Atlântica. Outras feições de interesse são as menores elevações nas regiões de ressurgência na costa africana entre 30°S e 20°S e entre 20°N e 30°N e a presença de parte equatorial do giro subtropical do Atlântico Norte.

Desta forma, é importante que modelos numéricos de circulação oceânica de larga escala representem toda a combinação de efeitos de maneira adequada e coerente, para que seja possível evoluir na compreensão dos processos físicos associados e analisar projeções climáticas com maior embasamento conceitual. Não é preciso mencionar que os aumentos de temperatura e o degelo de glaciares podem alterar esta distribuição de maneira heterogênea, o que pode alterar significativamente a distribuição espacial de elevações e suas correspondentes inclinações, mas estes aspectos ainda não estão sendo incluídos nas simulações apresentadas.

8.4 AVALIAÇÃO DE INCERTEZAS EM SIMULAÇÕES DO CLIMA PRESENTE

Embora os acelerados avanços verificados nos últimos anos, as projeções climáticas são cercadas de imperfeições e incertezas, oriundas da própria dinâmica do sistema climático. No que concerne à possibilidade de previsão de um clima futuro sob cenários de aquecimento global, tais incertezas ficam ainda mais evidentes quando se observam as dificuldades quanto às medições e estimativas de emissões de gases de efeito estufa, e os efeitos reais ou potenciais de outros eventos, como erupções vulcânicas.

Existem três principais tipos de incertezas inerentes às projeções de clima: em relação aos cenários climáticos, à modelagem do clima (modelos) e às parametrizações dos processos que ocorrem em escala inferior à da grade dos modelos. Embora os cenários de emissões sejam baseados em um conjunto de suposições coerentes e fisicamente consistentes sobre suas forçantes, tais como demografia, desenvolvimento socioeconômico e mudanças tecnológicas, não se pode afirmar exatamente o rumo que a humanidade vai tomar em relação à hipótese socioeconômica. Em relação às incertezas na modelagem do clima, segundo Ambrizzi et al. (2007), toda técnica de regionalização ou *downscaling* contém erros derivados do modelo global que força o modelo regional e, ainda que isto não seja um erro na regionalização, precisa ser levado em conta. Técnicas diferentes de regionalização podem produzir diferentes previsões locais, ainda que todas fossem forçadas pelo mesmo modelo global, e diferentes modelos regionais podem fornecer diferentes projeções climáticas.

Em relação às incertezas nas parametrizações, necessita-se da implementação de melhores esquemas nos modelos, tais como um melhor tratamento de nuvens e constituintes da atmosfera.

Adicionalmente, vários outros fatores contribuem para as incertezas nas projeções de clima, como os processos estocásticos e não lineares do sistema climático, aspectos randômicos das forçantes naturais e antropogênicas, desconhecimento da completa condição inicial do sistema climático e a não representação de todos os processos atmosféricos em um modelo numérico.

Mendes e Marengo (2009) realizaram um *downscaling* por meio de redes neurais artificiais e autocorrelações em cinco modelos globais (CGCM3, CSIRO, ECHAM5, GFDL2.1 e MIROC-m) do IPCC-AR4 para a bacia Amazônica. Na comparação com dados observados, constataram um ajuste muito bom nos dados, indicando a técnica de redes neurais como uma alternativa viável na modelagem da precipitação. Também foram observadas pequenas diferenças entre as duas metodologias utilizadas, sendo que a rede neural teve melhor desempenho para o clima atual.

Utilizando cinco modelos globais do IPCC-AR4 (CCCMA, GFDL, HadCM3, MIROC e o GISS), Valverde e Marengo (2010) apontam que os modelos climáticos globais utilizados ainda não conseguem reproduzir com alto grau de confiabilidade o padrão sazonal de precipitação que a climatologia observacional apresenta. No entanto, os modelos utilizados conseguem simular coerentemente o ciclo anual da precipitação, apesar dos vieses sistemáticos encontrados. Para o clima presente, em termos de precipitação, os cinco modelos apresentaram em maior ou menor proporção a diminuição de chuva sobre a Amazônia e o excesso de chuva sobre os Andes.

Grimm e Natori (2006) utilizaram o modelo ECHAM5-OM e, por meio de análise de componentes principais, relacionaram a variabilidade interanual da precipitação no verão sobre a América do Sul com a SST.

No clima presente, os primeiros modos representaram bem a precipitação observada, embora o modelo tenha subestimado eventos ENSO, principalmente no verão.

Alves (2009) avaliou o modelo regional HadRM3P, em simulações da variabilidade sazonal dos principais padrões climatológicos sobre a região da AS e oceanos adjacentes, através de simulações numéricas de longo prazo (1961-1990). Neste estudo foi possível concluir que o modelo simula razoavelmente bem o padrão espacial e temporal da precipitação e temperatura. Contudo, o autor constatou que regionalmente há erros sistemáticos que podem estar relacionados à física interna do modelo (esquema de convecção, de superfície e topografia) e/ou das condições de fronteira herdadas do modelo global utilizado nas condições de contorno.

Pisnichenko e Tarasova (2009) utilizaram o modelo Eta CCS com as condições de contorno do modelo global HadAM3P e verificaram que o modelo reproduziu bem os padrões médios da precipitação observada na América do Sul no verão e inverno. Porém, na comparação com dados de reanálises, a magnitude da precipitação foi subestimada pelo modelo regional na região de maior atividade convectiva durante o verão.

Pesquero et al (2009), utilizando outra versão do modelo regional Eta e as condições de contorno do modelo global HadAM3P usadas nas condições, fizeram comparações com dados do CRU. Em geral, a precipitação de grande escala e o contraste sazonal foram bem representados pelo Eta, com melhores resultados em JJA do que em DJF. Segundo os autores, o modelo regional tem uma topografia mais detalhada que o modelo global usado nas condições de contorno, podendo gerar maiores quantidades de precipitação, próximo a áreas mais elevadas. Em relação à temperatura durante DJF, o modelo Eta mostrou viés positivo sobre o Paraguai e viés positivo sobre a Amazônia, ou seja, um padrão similar ao do viés do modelo global HadAM3P. Durante DJF e JJA no sul e sudeste do Brasil, foram observados valores muito semel-

hantes aos observados. De forma geral, o Eta mostrou melhorias em representar a temperatura sobre toda a América do Sul, em relação ao HadAM3P.

Chou et al. (2011) avaliaram simulações climáticas sobre a América do Sul no modelo regional Eta, com quatro condições de contorno fornecidas pelo modelo global HadCM3. Os quatro membros foram utilizados com o objetivo de englobar as incertezas em relação ao conjunto de saídas das simulações. Neste estudo foi observada uma boa concordância nos padrões de temperatura e precipitação simulados pelo modelo regional em relação aos dados observados do CRU. A comparação entre o desvio padrão entre os membros do conjunto e erro quadrático médio indicou pouca dispersão dos membros no clima presente; dispersão similarmente pequena ocorreu também nos membros do HadCM3.

De acordo com Ambrizzi et. al. (2007), toda técnica de regionalização ou downscaling contém erros derivados do modelo global que força o modelo regional e, ainda que isto não seja um erro na regionalização, precisa ser levado em conta. A Tabela 8.4 recomenda técnicas para tratar as incertezas. Técnicas diferentes de regionalização podem produzir diferentes previsões locais, ainda que todas fossem forçadas pelo mesmo modelo global, e diferentes modelos regionais pudessem fornecer diferentes projeções climáticas. A destreza dos modelos regionais na América do Sul tem sido similar à obtida com modelos globais no clima do presente (Ambrizzi et al., 2007). Assim, regiões como o Nordeste, a Amazônia, o Sul do Brasil, o Noroeste do Peru-Ecuador e o Sul do Chile apresentam uma previsibilidade melhor no clima do presente, comparada com regiões como o sudeste-centro oeste do Brasil. Assumindo que a previsibilidade do futuro seria a mesma que no presente, então podemos dar maior credibilidade às projeções de clima para o futuro nestas áreas. Neste estudo, os autores apresentam a tabela abaixo, no sentido de listar alguns dos problemas de incerteza na construção de cenários climáticos.

TABELA 8.4: CADEIA DE INCERTEZAS NA CONSTRUÇÃO DE CENÁRIOS CLIMÁTICOS (ADAPTADO DE AMBRIZZI)

FONTES DA INCERTEZA	REPRESENTAÇÃO NO RCM	COMO TRATAR INCERTEZA
Emissões futuras	Sim	Utilizar modelos para uma variedade de cenários de emissão
Taxa de emissão à concentração	Não	Uso de modelos de ciclo de carbono e modelos de química atmosférica
Pouco entendimento, representação imperfeita de processos em modelos de clima (incerteza científica)	Em desenvolvimento	Uso de projeções de vários modelos globais de clima
Variabilidade natural do clima	Sim	Uso de conjunto ou "ensemble" de previsões de GCM com várias condições iniciais
Acrescentar detalhe espacial e temporal	Não	Usar outros modelos regionais de clima + "downscaling" estatístico

Marengo et al. (2009), utilizando três modelos regionais (HadRM3P, Eta-CCS e RegCM3) cujas simulações utilizaram as mesmas condições de contorno do modelo global HadAM3P, obtiveram simulações do clima atual e projeções de clima futuro para o final deste século sobre a AS. Em relação ao clima atual, os autores obtiveram que os modelos têm um viés negativo de precipitação na parte mais setentrional da AS e também um viés negativo que domina quase todo o continente, com exceção da parte mais central, onde, dependendo da estação do ano, observou-se mais neutralidade ou mesmo valores positivos, mas não significantes. O viés foi estimado em relação à climatologia do CRU no período 1961-90. As diferenças entre o Eta CCS e RegCM3/HadRM3P são que o Eta CCS apresenta um maior aquecimento no oeste

da Amazônia, enquanto que os outros dois modelos regionais apresentam maior aquecimento na região leste da Amazônia. Os autores destacam que, ainda que o aquecimento seja maior na região tropical da AS para os modelos regionais utilizados em seu estudo, as projeções destes modelos diferem sobre onde se dá o maior aquecimento (acima de 8°C): na Amazônia oriental ou na Amazônia ocidental, dependendo do modelo regional utilizado. Em Marengo et al. (2010, 2011), é indicado que as incertezas só podem ser reduzidas com avanços no conhecimento do sistema climático. Também mencionam que a utilização de um conjunto formado por vários modelos globais poderia gerar valor agregado nas projeções de clima e que as incertezas nas projeções de clima são um desafio para a comunidade científica.

REFERÊNCIAS

ALVES JMB, BRISTOT G, COSTA AA, MONCUNNIL DF, DA SILVA EM, DOS SANTOS ACS, BARBOSA WL, NÓBREGA DSB, FILHO VPS, SOUZA IA. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 18, n. 2, 161-180, 2003.

Alves, L. M. Simulações da variabilidade do clima presente sobre a América do Sul utilizando um modelo climático regional. São José dos Campos: INPE, 2007. 92 p. (INPE-14825-TD/1265).

ALVES, L; MARENGO, J. Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. Theor Appl Climatol, 100:337-350, 2010. DOI 10.1007/s00704-009-0165-2.

AMBRIZZI T, ROCHA R, MARENGO J, PISNITCHENKO AI, ALVES L, FERNANDEZ JP. Cenários regionalizados de clima no Brasil para o século XXI: projeções de clima usando três modelos regionais. Relatório 3, Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Diretoria de Conservação da Biodiversidade - Mudanças climáticas globais e efeitos sobre a biodiversidade – Subprojeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Brasília, 108. 2007.

AMBRIZZI T, ROCHA R, MARENGO JA, PISNITCHENKO I, ALVES LM (2007). Cenários regionalizados de clima no Brasil para o Século XXI: Projeções de clima usando três modelos regionais. Relatório 3, MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE - MMA, SECRETARIA DE BIODIVERSIDADE E FLORESTAS – SBF, DIRETORIA DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE – DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - Subprojeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. Brasília, Fevereiro de 2007.

AVISSAR, R.; RAMOS DA SILVA, R.; Werth, D. Impacts of Tropical Deforestation on Regional and Global Hydroclimatology. In: William F. Laurance; Carlos A. Peres (org.). Emerging Threats to Tropical Forests. 1 ed. Chicago: The University of Chicago Press, 2006, v. , p. 67-79.

AVISSAR, R.; RAMOS DA SILVA, R.; Werth, D. Implications of Tropical Deforestation for Regional and Global Hydroclimate. In: Ruth DeFries; Gregory Asner; Richard Houghton (org.). Ecosystems and Land Use Change. Washington, DC: American Geophysical Union, p. 73-83. 2004.

AVISSAR, R.; SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs. J. Geophys. Res. 107, D20, LBA, pp. 54.1-54.6, 2002.

BAKER, T.R., PHILIPS, 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., VARGAS, P.N., PITMAN, N.C.A., SILVA, J.N.M., MARTÍNEZ, R.V. Increasing biomass in Amazonian forest plots. Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B - Biological Science, v. 359, p. 353-36, 2004.

BALBINO, H. T. Avaliação de modelos fotoquímicos de qualidade do ar e estudo das circulações atmosféricas nos processos de dispersão de poluentes. São Paulo, 2008. 126 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

BARBOSA, H. M. J.; TARASOVA, T, 2006. New solar radiation parameterization in CPTEC/COLA GCM. In: 8th Inter. Conf. On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2006, Foz do Iguaçu. Proceedings of 8 ICShMO, 2006. p. 493-494.

BARBOSA, H. M. J.; TARASOVA, T.; CAVALCANTI, I.F.A., 2008. Impacts of a new Solar Radiation Parameterization on the CPTEC AGCM Climatological Features. Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 47, p. 1377-1392.

BARBOSA, H.M.J.; I.F.A. CAVALCANTI; J.C.S. CHAGAS; E S.N. FIGUEROA, 2010. Previsões Globais de Mudanças Climáticas com o Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global. In: CBMET2010 - Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belém.

BETTS, R. A., COX, P. M., LEE, S. E., WOODWARD, F. I. Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. Nature, 387: 796-799, 1997.

Betts, A. K. and M. A. F. Silva Dias, (2010): Progress in understanding land-surface-atmosphere coupling from LBA research. J. Adv. Model. Earth Syst., 2, Art. #6, 20 pp., doi: 10.3894/JAMES.2010.2.6.

Bombardi, R. J. and L. M. V. Carvalho, 2008: Variabilidade do regime de monções sobre a região do cerrado: o clima presente e projeções para um cenário com 2xCO2 usando o modelo MIROC. Rev. Bras. Meteor. 23, 58-72.

BONNER WD. Climatology of the Low-Level Jet. Monthly Weather Review v96: 833-850,1968.

Brabo, E.S., Angelica, R.S., Silva, A.P., Faial, K.R.F., Mascarenhas, A.F.S., Santos, E.C.O., Jesus, I.M., Loureiro, E.C.B., 2003. Assessment of mercury levels in soils, waters, bottom sediments and fishes of Acre State in Brazilian Amazon. Water Air Soil Pollut. 147 (1-4), 61-77.

Brazil, M., General Coordination of Global Climate Change, 2010: Second national communication of Brazil to the United Nations Framework Convention on Climate Change. Technical Report, 264 pp.

CARDOSO, A.; IFA CAVALCANTI, P.L.SILVA DIAS, 2004. O Modelo CPTEC-COLA é capaz de reproduzir os principais modos de variabilidade de precipitação sobre as regiões sul e sudeste do Brasil. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, Oct. 2004.

CARDOSO, M. F., NOBRE, C. A., SAMPAIO, G., HIROTA, M., VALERIANO, D., Câmara, G. Long-term potential for tropical-forest degradation due to deforestation and fires in the Brazilian Amazon. Biologia, v. 64, n. 3, 433-437p., 2009. doi:10.2478/s11756-009-0076-9.

CARVALHO, V. S. B. O impacto das megacidades sobre a qualidade do ar: os casos das regiões metropolitanas de São Paulo e do Rio de Janeiro. São Paulo, 2010. 232 p. Tese de Doutorado – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

CARVALHO, V. S. B.; MAZZOLI, C. R.; ARAÚJO, R. D.; ANDRADE, M. F.; FREITAS, E. D. Avaliação do potencial do impacto das emissões industriais nas concentrações de ozônio simuladas pelo modelo SPM-BRAMS sobre a Região Metropolitana do Rio de Janeiro. Ciência e Natura. Santa Maria, v. Especial p. 249-252, 2009.

Cavalcanti IFA ; FCV, 2009. Extreme precipitation over La Plata Basin and Southeat Brazil, in South America, and influences of teleconnections simulated by the CPTEC AGCM AND CMIP3 CGCMS. International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, fevereiro de 2009, Melbourne, Australia.

CAVALCANTI, I. F. A.; COURA SILVA, 2003. Seasonal Variability over Southeast Brazil related to frontal systems behaviour in a climate simulation with the AGCM CPTEC/COLA. In: 14th Symposium on global change and climate variations. AMS Conference, 2003. Long Beach: American Meteorological Society.

CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA C. A.; KOUSKY, V. E. 2002b. Características atmosféricas associadas ao jato em baixos níveis a leste dos Andes. In: Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil. p. 903-913.

CAVALCANTI, I.F.A ; M.T.KAYANO, 2000. Configurações de distúrbios de alta frequência no Hemisfério Sul em uma simulação com o MCGA CPTEC/COLA. Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, 16-20 Out.

CAVALCANTI, IFA ; JA MARENGO, 2005. Seasonal Climate Prediction over South America using the CPTEC/COLA AGCM. CLIVAR EXCHANGES, Vol. 10, 23-24, 16.

CAVALCANTI, IFA; C.C. CUNNINGHAM, 2006. “The wave four intraseasonal variability in extratropical S.H. and influences over South America - The behaviour of CPTEC/COLA AGCM”. 8th international Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, abril de 2006, Foz do Iguaçu, Brasil.

CAVALCANTI, IFA; C.C.CASTRO. 2003. Southern Hemisphere atmospheric low frequency variability in a GCM climate simulation. VII international Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 24-28 march 2003, Wellington, New Zealand.

CAVALCANTI, IFA; J.A.MARENGO, P.SATYAMURTY, C.A NOBRE, I. TROSNIKOV, J.P BONATTI, A O. MANZI, T. TARASOVA, L.P. PEZZI, C. D'ALMEIDA, G. SAMPAIO, C.C. CASTRO, M. B. SANCHES, H.CAMARGO, 2002a. Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. J.Climate, 15, 2965-2988.

Ceballos, J.C., 1989. Stochastic properties of two-flux shortwave radiative transfer in the atmosphere. Contributions to Atmospheric Physics, 62, 179-192.

CHAGAS, J.C.S. E BARBOSA, H.M.J., 2008: Incorporation of the UK Met Office's radiation scheme into CPTEC's global model. São José dos Campos, INPE-15393-NTC/376, 86 p.

Chagas, J.C.S., P. Nobre, and M. Malagutti, 2004. Modifications on the CPTEC global model radiation scheme. Proc. XIII Brazilian Meteorology Conf., Fortaleza-Ceará, Brazil, Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (INPE), INPE Tech. Doc. INPE-12070-PRE/7416. [Available online at <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/09.2711.05.>]

CHAVES, R. R., AND P. NOBRE, 2004: Interactions between the South Atlantic Ocean and the atmospheric circulation over South America. Geophys. Res. Lett., 31, doi:10.1029/2003GL018647.

Chou, M.D., and M.J. Suarez, 1999. A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies. NASA/TM- 1999-104606, M. J. Suarez, Ed., Series on Global Modeling and Data Assimilation, 15, 40 pp.

CHOU, S. C., BUSTAMANTE, J., GOMES, J. L., 2005. Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. Nonlinear Processes in Geophysics, v. 12, p. 537-555.

CHOU SC, MARENGO JA, LYRA A, SUEIRO G, PESQUERO J, ALVES LM, KAY G, BETTS R, CHAGAS D, GOMES JL, BUSTAMANTE J, TAVARES P (2011). Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs, Climate Dynamics. DOI 10.1007/s00382-011-1002-8.

- CHOU, S. C., NUNES, A. M. B., AND CAVALCANTI, I. F. A.: Extended range forecasts over South America using the regional Eta Model, *J. Geophys. Res.*, 105, D8, 10 147-10 160, 2000.
- CHOU, S. C., TANAJURA, C. A. S., XUE, Y., AND NOBRE, C. A. (2002). Simulations with the Coupled Eta/SSiB Model over South America, *J. Geophys. Res.*, 107, D20, 8088, doi:10.1029/2000JD000270.
- CHOU, S. C.; MARENGO J. A.; LYRA, A.; SUEIRO, G.; PESQUERO, J.; ALVES, L. M.; KAY, G.; BETTS, R.; CHAGAS, D.; GOMES, J. L. BUSTAMANTE, J.; TAVARES, P. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs, *Climate Dynamics*, 2011. DOI 10.1007/s00382-011-1002-8.
- Cohen, J. C. P.; Beltrão, J. C.; GANDU, A. W.; RAMOS DA SILVA, R. Influência do Desmatamento Sobre o Ciclo Hidrológico na Amazônia. *Ciência e Cultura*, v. 59, p. 36-39, 2007.
- CORREIA, F.W.S.; ALVALÁ, R.C.S.; MANZI, A.O. Modeling the Impacts of Land Cover Change in Amazonian: A Regional Climate Model (RCM) Simulation Study. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 93, p. 225-244, 2007.
- Costa, M. H. and Pires, G. F., Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *International Journal of Climatology*, v. 30, p. 1970-1979, 2010. doi: 10.1002/joc.2048.
- Costa, M. H., Foley, J. A., Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO2 concentrations on the climate of Amazonia. *Journal of Climate*, vol. 13, p. 18-34, 2000.
- Costa, M.H., Yanagi, S.N.M., Oliveira, P.J., Ribeiro, A., Rocha, E.J.P. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. *Geophysical Research Letters*, v. 34, L07706, 2007. DOI: 10.1029/2007GL029271.
- COX, D. R. Regression models and life-tables (with discussion). *Journal of the Royal Statistical Society*, v. 34B: p.187-220, 1972.
- Cox P.M, Betts R.A, Collins M, Harris P.P, Huntingford C, Jones C.D, 2004 Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st Century. *Theor. Appl. Climatol.* 78, 137-156. doi:10.1007/s00704-004-0049-4.
- Curtis, P. S. A meta-analysis of leaf gas exchange and nitrogen in trees grown under elevated carbon dioxide. *Plant, Cell and Environment*, v. 19, p. 127-137, 1996.
- Da Rocha RP, Morales CA, Cuadra SV, Ambrizzi T (2009). Precipitation diurnal cycle and summer climatology Assessment over South America: an evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. *J Geophys Res* 114:D10108. doi: 10.1029/2008JD010212.
- Davies, R., 1982. Documentation of the solar radiation parameterization in the GLAS climate model. NASA Tech. Memo. 83961, 57 pp. [Available from National Technical Information Service, 5285 Port Royal Rd., Springfield, VA 22161.]
- De Almeida, R. A. F., P. Nobre, R. J. Haarsma, and E. J. D. Campos, 2007: Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. *J. G. R.* 34, doi:10.1029/2007GL030401.
- Dee, D. P., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553-597.
- DeWitt, D. G., and E. K. Schneider, 2006: Diagnosing the annual cycle modes in the Tropical Atlantic Ocean using a directly coupled atmosphere-ocean GCM. *J. Climate*, 19, 5319-5342.
- Dickinson, K.J.M., A.F. Mark and B. Dawkins. 1993. Ecology of lianoid/epiphytic communities in coastal podocarp rain forest, Haast Ecological District, New Zealand. *Journal of Biogeography* 20(6):687-705.
- Dirzo, R., Raven, P.H. Global state of biodiversity and loss. *Annual Review of Environment and Resources*. v. 28, p. 137-167, 2003.
- Dufresne, J.L., S. Bony, 2008. An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models. *J. Climate*, 21, 5135-5144. doi: 10.1175/2008JCLI2239.1.
- Edwards, J.M., and A. Slingo, 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 689-719.
- Fernandez JPR, Franchito SH, Rao VB (2006). Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models Part I Mean climatology. *Theor Appl Climatol* 86:243-256.
- FERREIRA, M. J.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J. Anthropogenic heat in the city of São Paulo, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, p. 43-56, 2011.
- Field, C. B., Jackson, R. B., Mooney, H. A. Stomatal responses to increased CO2: Implications from the plant to the global scale. *Plant, Cell and Environment*, v. 18, p. 1214-1225, 1995.
- Field, C.B., Behrenfeld, M.J., Randerson, J.T., Falkowski, P. Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, v. 281, p. 237-240, 1998.
- Figueroa, S.N.; TARASOVA, T.; BARBOSA, H. M. J.; Bonatti, JP; Silva Dias, P.L. The impact of cumulus and radiation parameterization schemes on southern hemisphere summer climate simulated by CPTec atmospheric general circulation model. In: 8th Inter. Conf. On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2006, Foz do Iguaçu. Proceedings of 8 ICSHMO. Sao Jose dos Campos: INPE, 2006. p. 1037-1040.
- Foley, J. A., I. C. Prentice, N. Ramankutty, S. Levis, D. Pollard, S. Sitch, and A. Haxeltine. 1996. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles* 10(4), 603-628.
- Foley, J.A., Levis, S., Costa, M.H., Cramer, W., and Pollard, D. 2000. Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. *Ecol. Appl.* 10(6): 1620-1632. doi:10.1890/1051-0761(2000)010[1620:IDVCWG]2.0.CO;2.
- Foley, J. A., Costa, M. H., Delire, C., Ramankutty, N., Snyder, P. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect Earth's climate. *Front. Ecol. Environ.*, v. 1, p. 38-44, 2003.
- Fomin, B.A., M.D. Correa, 2005. A k-distribution technique for radiative transfer simulation in inhomogeneous atmosphere: 2. FKDM, fast k-distribution model for the shortwave. *Revista Brasileira de Geofísica*, 110, n. D 2, p. Art. No. D02106 (INPE-12421-PRE/7725).
- FOWLER, H. J.; BLENKINSOP, A. S.; TEBALDI, C. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *Int. J. Climatol.* V.27, p. 1547-1578, 2007. DOI: 10.1002/joc.1556.
- FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L. A importância das fontes antropogênicas de calor na modelagem numérica dos efeitos de ilha de calor urbana. *Ciência e Natura*. Santa Maria, v. Especial, p.139-142, 2003.
- FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L. Alguns efeitos de áreas urbanas na geração de uma ilha de calor. *Revista Brasileira de Meteorologia*, Brasil, v. 20, n. 3, p. 355-366, 2005.
- FREITAS, E. D. Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. São Paulo, 2003. 156 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- FREITAS, E. D. Modelagem Numérica da Atmosfera em Regiões Urbanas: Aplicações em estudos e prognósticos sobre a qualidade do ar. *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, v. 32, p. 19-27, 2008.
- FREITAS, E. D. Mudanças no uso do solo e seus impactos nos padrões atmosféricos e na qualidade do ar. São Paulo, 2009, 102p. Tese de Livre Docência – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FREITAS, E. D.; MARTINS, L. D.; SILVA DIAS, P. L.; ANDRADE, M. F. A simple photochemical module implemented in RAMS for tropospheric ozone concentration forecast in the Metropolitan Area of São Paulo - Brazil: Coupling and validation. *Atmos Environ.* v. 39, p. 6352-6361. 2005.
- FREITAS, E. D.; ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; SILVA DIAS, P. L. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. *Bound-Lay Meteorol.* v. 122, n. 1, p. 43-65. 2007.
- FREITAS, E. D; SILVA DIAS, P. L.; CARVALHO, V. S. B.; MAZZOLI, C. R MARTINS, L. D.; MARTINS, J. A.; ANDRADE, M. F. Factors involved in the formation and development of severe weather conditions over the Megacity of São Paulo. In: 89th American Meteorological Society Meeting, Phoenix, AZ, Estados Unidos, 10-15, January 2009.
- FREITAS, S. R., LONGO, K., RODRIGUES, L. F. Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 24, n. 2, 188-207, 2009.
- FREITAS, S., K. LONGO, M. SILVA DIAS, P. SILVA DIAS, R. CHATFIELD, E. PRINS, P. ARTAXO, G. GRELL AND F. RECUERO. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America, *Environmental Fluid Mechanics*, DOI: 10.1007/s10652-005-0243-7, 5 (1-2), p. 135-167, 2005.
- FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M.A.F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P. L.; ARTAXO, P.; ANDRAE, 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 (Online)*, v. 9, p. 2843-2861, 2009.
- Gan, MA, Kousky, VE. e Ropelewski, CF. 2004. The South America Circulation and Its Relationship over Rainfall over West-Central Brazil. *Journal of Climate*, v. 17, p. 47-66.
- GANDU, A. W.; J. C. P. COHEN; J. R. S. SOUZA. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 123-135, 2004.
- Gash, J. H. C., C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria, Eds., 1996: Amazonian deforestation and climate. John Wiley, 611 pp.

GONCALVES, A. R.; PES, M. P.; PEREIRA, E. B.; MARTINS, F. R.; CRUZ SEGUNDO, E. I.; LYRA, A. A. Statistical downscaling of Eta-HadCM3 climate model for near surface wind assessment in Brazil, *Eos Trans. AGU*, 91(26), Meet. Am. Suppl., Abstract GC21A-05, 2010.

GOUVÊA, M. L. Cenários de impacto das propriedades da superfície sobre o conforto térmico humano na cidade de São Paulo. São Paulo, 2007. 91p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

GRELL, G.A.; PECKHAM, S.E.; SCHIMITZ, R.; MCKEEN, S.A.; FROST, G.; SKAMOROCK, W.C.; EDER, B. Fully coupled “online” chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment* 39, 6957-6975, 2005.

Grimm, A. M., and A. A. Natori (2006), Climate change and interannual variability of precipitation in South America, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19706, doi:10.1029/2006GL026821.

Grimm, Alice M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, p. 1436-3240, 2010. doi: 10.1175/2008JCLI2345.1.

HAARMSMA, Reindert J.; Campos, Edmo J. D.; DRIJFHOUT, Sybren; HAZELEGER, Wilco; Severijns, Camiel. Impacts of interruption of the Agulhas leakage on the tropical Atlantic in coupled ocean atmosphere simulations. *Climate Dynamics*, v. 36, p. 989-1003, 2011.

HAARMSMA, Reindert J.; CAMPOS E; HAZELEGER, Wilco; SEVERIJNS, C. Influence of the Meridional Overturning Circulation on Tropical Atlantic Climate and Variability. *Journal of Climate*, v. 21, p. 1403-1416, 2008.

HALLAK, R. Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP. 2007. 219 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2007.

Harshvardhan, R. Davies, D. A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987. A fast radiation parameterization for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 92, 1009-1016.

Higgins, P. A. T., Mastrandea, M. D. and Schneider, S. H. Dynamics of climate and ecosystem coupling: Abrupt changes and multiple equilibria, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. B*, v. 357, 647-655, 2002.

IPCC, 2007. Climate change 2007: The physical Science basis. Contribution of working group I to the assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

ITIMURA, M. S. Condições atmosféricas associadas a concentrações máximas e mínimas de ozônio observadas na Região Metropolitana de São Paulo. São Paulo, 2010. 155 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

Jakob, C., 2001. The representation of cloud cover in atmospheric general circulation models. PhD thesis, Ludwig-Maximilians-Universitaet Muenchen, 193 pp.

JONES, R.G.; NOGUER, M.; HASSELL, D. C.; HUDSON, D.; WILSON, S.S.; JENKINS, G. J.; MITCHELL, J. F. B. Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. *Met Office Hadley Centre, Exeter, UK*, 2004.

Juang, H.-M. H., and M. Kanamitsu, 1994: The NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 3-26.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, p. 437-471, 1996.

Kitoh, A., S. Kusunoki, T. Nakaegawa, 2011. Climate change projections over South America in the late 21st century with the 20 and 60 km mesh Meteorological Research Institute atmospheric general circulation model (MRI-AGCM), *J. Geophys. Res.*, 116, D06105, doi:10.1029/2010JD014920.

Klein, S.A., and D.L. Hartmann, 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds, *J. Climate*, 6, 1587-1606.

Kucharik, C. J., J. A. Foley, C. Delire, V. A. Fisher, M. T. Coe, J. Lenters, C. Young-Molling, N. Ramankutty, J. M. Norman, and S. T. Gower. 2000. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance and vegetation structure. *Global Biogeochemical Cycles* 14(3), 795-825.

Lacis, A.A., and J.E. Hansen, 1974. A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.

Lenton, T.M., Held, H., Kriegler, E., Hall, J.H., Lucht, W., Rahmstorf, S., and Schellnhuber, H.J. Tipping elements in the Earth's climate system. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, v. 105, p. 1786-1793, 2008. doi:10.1073/pnas.0705414105.

LOMBARDO, M. A. A ilha de calor da metrópole paulistana. São Paulo, 1984, 210p. Tese de Doutorado do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

LONGO, K. M.; FREITAS, S. R.; ANDREA, M. O.; SETZER, A.; PRINS, E.; 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. *Atmospheric Chemistry and Physics (Print)*, v. 10, p. 5785-5795, 2010.

MAIA, A. de H. N.; MEINKE, H. Probabilistic methods for seasonal forecasting in a changing climate: Cox-type regression models. *International Journal of Climatology*, 30(15): 2277-2288, 2010. DOI: 10.1002/joc.2042.

MAIA, A. de H. N.; PAZIANOTTO, R A A; COELHO, C A S. Avaliação da influência do ENOS sobre início da estação chuvosa via modelos semiparamétricos de sobrevivência. *Anais da 56ª Reunião Anual da Região Brasileira da Sociedade Internacional de Biometria - RBRAS e 14º Simpósio de Estatística Aplicada à Experimentação Agronômica - SEAGRO, Universidade Estadual de Maringá, Maringá/SC*, 2011.

MARCIOTTO, E. R. Estudo da influência de um dossel urbano sobre o balanço de energia na superfície e implicações na estrutura vertical da camada limite atmosférica. São Paulo, 2008. 124 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

MARCIOTTO, E. R.; OLIVEIRA, A. P.; HANNA, S. R. Modeling study of the aspect ratio influence on urban canopy energy fluxes with a modified wall-canyon energy budget scheme. *Build Environ.* v. 45, p. 2497-2505. 2010.

Marengo J. A., R. Jones, L. M. Alves and M. C. Valverde. 2009. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *Int. J. Climatol* DOI: 10.1002/joc.1863.

Marengo J. A., Ambrizzi T. (2006) Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales: the CREAMS (Regional Climate Change Scenarios for South America) initiative in South America. *Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil*, pp 291-296.

Marengo JA, Cavalcanti IFA, Satyamurty P, Trosnikov I, Nobre CA, Bonatti JP, Camargo H, Sampaio G, Sanches MB, Manzi AO, Castro CAC, D'Almeida C, Pezzi LP, Candido L (2003). Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. *Clim Dyn* 21:459-475. doi:10.1007/s00382-003-0346-0.

Marengo Jose A., Matilde Rusticucci, Olga Penalba, Madeleine Renom. 2010. An intercomparison of observed and simulated extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century: part 2: historical trends *Climatic Change* (2010) 98:509-529. DOI 10.1007/s10584-009-9743-7.

Marengo Jose A., Tercio Ambrizzi, Rosmeri P. da Rocha, Lincoln M. Alves, Santiago V. Cuadra, Maria C. Valverde, Roger R. Torres, Daniel C. Santos, Simone E. T. Ferraz. 2010. *Clim Dyn* (2010) 35:1073-1097. DOI 10.1007/s00382-009-0721-6.

Marengo, José; Sin Chan Chou; Gillian Kay; Lincoln M Alves; José F Pesquero; Wagner R Soares; Daniel C Santos, B.S.; Andre Lyra, M. S.; Gustavo Sueiro; Richard Betts; Diego Chagas, M. S.; Jorge Gomes; Josiane Bustamante; Priscila Tavares. 2011. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: Climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Parana River Basins. *Submitted. Clim. Dyn.* 2011.

Marengo, J.A.; I.F.A. Cavalcanti; P. Satyamurty, I. Troniskov; C.A. Nobre; J.P. Bonatti; H. Camargo; G. Sampaio; M.B. Sanches; A.O. Manzi; C.C. Castro; C.D'Almeida; L.P. Pezzi; L. Candido, 2003. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. *Climate Dynamics*, 21, 459-475.

Marengo; J.; Soares, W. R. Impacto das modificações da mudança climática-síntese do terceiro relatório do IPCC. Condições climáticas e recursos hídricos no Norte do Brasil. *Clima e Recursos Hídricos 9. Associação Brasileira de Recursos Hídricos/FBMC-ANA. Porto Alegre, Brasil*, p. 209-233, 2003.

MARTINS, L. D. & ANDRADE, M. F. Ozone formation potentials of volatile organic compounds and ozone sensitivity to their emission in the megacity of São Paulo, Brazil. *Water, Air, & Soil Pollution*, DOI 10.1007/s11270-008-9740-x, 2008a.

MARTINS, L. D. & ANDRADE, M. F. Emission Scenario Assessment of Gasohol Reformulation Proposals and Ethanol use in the Metropolitan Area of São Paulo. *The Open Atmospheric Science Journal*, v. 2, p. 131-140, 2008b.

MASSON, V. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*, 94, 357-397, 2000.

Matos AC, Dereczynski CP, Palmeira R, Chou SC. Representação dos ciclones extratropicais no Atlântico Sul pelo modelo Eta climático: avaliação do clima presente (1961-1990) e projeções futuras (2011-2099). *IV Simposium Internacional de Climatologia, Joao Pessoa*, 2011.

MAZZOLI, C. R. R., CARVALHO, V. S. B., FREITAS, E. D., ANDRADE, M. F., MARTINS, L. D., MARTINS, J. A. Utilização de Métodos Estatísticos para Avaliação da Acurácia dos Resultados de Simulações Numéricas da Concentração de Ozônio Gerados pelos Modelos CIT, SPM-BRAMS e WRF/CHEM. In: *XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2008.

McRae, G. J., Goodin, W. R., & Seinfeld, J. H. Development of second-generation mathematical model for urban air pollution - I model formulation. *Atmospheric Environment*, 16, 679-696, 1982.

- McRae, G. J., Russell, A. G., & Harley, R. A. CIT photochemical airshed model- Systems Manual, Carnegie Mellon University, Pittsburgh, Pennsylvania and California Institute of Technology, Pasadena, California. 1992.
- Mei R., and Wang, G.L. Rain follows logging in the Amazon? Results from the CAM3-CLM3. *Climate Dynamics*, v. 34, p. 983-996, 2009.
- Meira, GC; IFA Cavalcanti, 2011. Características da convecção associada à variabilidade intrasazonal: Comparação entre resultados do MCGA CPTEC/COLA e observação. *Revista Brasileira de Meteorologia* (in press).
- MELO, M. L. D. E MARENGO, J. A. 2008. The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid Holocene. *The Holocene*, 2008.
- MENDES, D; MARENGO, J.A. Temporal downscaling: a comparison between artificial neural network and autocorrelation techniques over the Amazon Basin in present and future climate change scenarios. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 100, n. 3-4, p. 121-134, 2009.
- MENDES, D.; MARENGO, J.; MESQUITA, M. Meteorological Downscaling Methods with Artificial Neural Network Models. *Atmospheric Sciences Newsletter*, v. 3, p. 3-4, 2009.
- Mendes, David; Marengo, José A. Temporal downscaling: a comparison between artificial neural network and autocorrelation techniques over the Amazon Basin in present and future climate change scenarios. *Theoretical and Applied Climatology*. p. 121-134, 2009.
- Moore P, Hawkins SJ, Thompson RC (2007a) The role of biological habitat amelioration in altering the relative responses of congeneric species to climate change. *Mar Ecol Prog Ser* 334:11-19.
- MURPHY, J. An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. *Journal of Climate*, v. 12, n. 8, p. 2256-2284, 1999.
- MURRAY, R. J.; SIMMONDS, I. A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: development and operation of the scheme. *Aust. Met. Mag.*, 39, 155-166, 1991.
- Nobre C, Young A, Saldiva P, Marengo J, Nobre A, Alves Jr. S, G. Costa MS, Lombardo M, 2010: Vulnerabilidade das Megacidades Brasileiras as Mudanças Climáticas: Região Metropolitana de São Paulo. Sumário Executivo. São Paulo, 31 pp (www.inpe.br/noticias/arquivos/pdf/megacidades.pdf).
- NOBRE C. A., BORMA, L. S. Tipping points for the Amazon forest. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, v. 1, p. 28-36, 2009. doi:10.1016/j.coust.2009.07.003.
- Nobre, P., Moura, A. D., and Sun, L.: Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Northeast Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 12, 2787-2796, 2001.
- Nobre, C. A., P. J. Sellers, and J. Shukla, 1991: Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Climate*, 4, 957-988.
- Nobre, P., and J. Shukla, 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *J. Climate*, 9, 2464-2479.
- Nobre, P., S. E. Zebiak, and B. P. Kirtman, 2003: Local and remote sources of Tropical Atlantic Variability as inferred from the results of a hybrid ocean-atmosphere coupled model. *Geophys. Res. Letters*, 30, 8008-8015.
- Nobre, P., R. A. F. De Almeida, M. Malagutti, and E. Giarolla, 2012: Coupled ocean-atmosphere variations over the South Atlantic ocean. *J. Climate*, in review.
- Nobre, P., M. Malagutti, D. F. Urbano, R. A. F. d. Almeida, and E. Giarolla, 2009: Amazon deforestation and climate change in a coupled model simulation. *J. Climate*, 22, 5686-5697.
- Oyama, M. D., Nobre, C. A. A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America, *Geophysical Research Letters*, 30(23), Art. No. 2199, 2003. doi:10.1029/2003GL018600.
- PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T., 2002: Caracterização de eventos de enchente na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Foz do Iguaçu, Paraná, 04 a 11 de agosto de 2002 (CDROM).
- Pesquero JF., 2009. Balanço de umidade na região do sistema de monção da América do Sul em cenários climáticos futuros (2071-2100) utilizando o modelo Eta: um estudo de modelagem. Tese de Doutorado. São José dos Campos. INPE, 2009. 204 p. (INPE-16602-TDI/1588).
- Pesquero, J, Chou, SC, Nobre, CA, Marengo JA (2009). Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. *Theor Appl Climatol*. doi:10.1007/s00704-009-0123-z.
- Pezzi, LP, Cavalcanti, IFA, Mendonça AM., 2008. A sensitivity study using two different convection schemes over South America. *Rev. Bras. Meteorol.*, June, vol. 23, no. 2, p. 170-189. ISSN 0102-7786.
- Pezzi, LP, IFA Cavalcanti, 2002. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study, 205-212, DOI: 10.1007/s003820000104.
- Pilotto, IL, Chou SC, Nobre P. Seasonal climate hindcasts with Eta Model nested in CPTEC coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Theoretical and Applied Climatology*. Submetido.
- Pisnichenko IA, Tarasova TA. 2009. The climate version of the Eta regional forecast model. II. Evaluation of the Eta CCS model performance against reanalysis data and surface observations. *Atmospheric and Oceanic Physics*.
- Plana-Fattori, A., E. P. de Souza, and J.C.S. Chagas, 1997. Absorption of solar radiation by water vapor in the atmosphere. Part I: a comparison between selected parameterizations and reference results. *Rev. Bras. Geof.*, 15, no. 3, 275-290. ISSN 0102-261X.
- Polley, H. W., Johnson, H. B., Marino, B. D., Mayeux, H. S. Increase in C3 plant water-use efficiency and biomass over Glacial to present CO2 concentrations. *Nature*, v. 361, p. 61-64, 1993.
- Prentice, I C, Cramer, W, Harrison, S P, Leemans, R, Monserud, R A, and Solomon, A M (1992). A Global Biome Model Based on Plant Physiology and Dominance, Soil Properties and Climate, *J. Biogeogr.*, 19, 117-134.
- Ramaswamy, V., and S.M. Freidenreich, 1992. A study of broadband parameterizations of the solar radiative interactions with water vapor and water drops. *J. Geophys. Res.*, 97, 11487-11512.
- RAMIREZ VALVERDE, M. C.; FERREIRA, N. J.; VELHO, H. F. C. Linear and Nonlinear Statistical Downscaling for Rainfall Forecasting over Southeastern Brazil. *Weather and Forecasting*, v. 21, p. 970-989, 2006.
- RAMIREZ VALVERDE, M.C.; FERREIRA, N. J.; VELHO, H. C. Artificial neural network technique for rainfall forecasting applied to the São Paulo region. *Journal of Hydrology*, v. 30, n. 1-4, p. 146-162, 2005. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.06.028.
- RAMOS, A. M. Desagregação espacial da precipitação simulada por modelos atmosféricos no Nordeste do Brasil. Universidade Federal da Paraíba, 2000. 96 p. (Tese de Mestrado).
- RAMOS DA SILVA, R.; Werth, D.; AVISSAR, R. Regional Impacts of Future Land-Cover Changes on The Amazon Basin During the Wet-Season Climate Impacts. *Journal of Climate*, v. 21, p. 1153-1170, 2008.
- Raphael, M. N., W. Hobbs, and I. Wainer, 2010: The effect of Antarctic sea ice on the Southern Hemisphere atmosphere during the southern summer. *Climate Dynamics*, 1-15.
- Reboita, Michelle Simões; da Rocha, Rosmeri Porfírio; Ambrizzi, Tércio; Sugahara, Shigetoshi. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). *Climate Dynamics*, v. 35, p. 1331-1347, 2010.
- Repelli, C. A., and P. Nobre, 2004: Statistical prediction of sea surface temperature over the tropical Atlantic. *Internat. J. of Climatology*, 24, 45-55.
- ROBERTSON, A. W.; KIRSHNER, S.; SMYTH, P. Downscaling of daily rainfall occurrence over Northeast Brazil using a Hidden Markov Model. *Journal of Climate*, v. 17, p. 4407-4424, 2004.
- Da Rocha RP, Morales CA, Cuadra SV, Ambrizzi T (2009). Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations *J Geophys Res* 114:D10108, doi: doi:10.1029/2008JD010212.
- Rodrigues, R. R., R. J. Haarsma, E. J. D. Campos, and T. Ambrizzi, 2011: The impacts of inter-El Niño variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil climate. *J. Climate*, accepted.
- Rosário, N. E., M. A. Yamasoe, H. Brindley, T. F. Eck, and J. Schafer, 2011. Downwelling solar irradiance in the biomass burning region of the southern Amazon: Dependence on aerosol intensive optical properties and role of water vapor. *J. Geophys. Res.*, 116, doi:10.1029/2011JD015956.
- SAAD, S.I.; DA ROCHA, H.R.; DIAS, M.A.F.S.; ROSOLEM, R. Can the Deforestation Breeze Change the Rainfall in Amazonia? A Case Study for the BR-163 Highway Region. *Earth Interactions*, v. 14, 18, 2010.
- Sampaio, G., Nobre, C., Costa, M. H., Satyramurty, P., Soares-Filho, B. S., and CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion., *Geophysical Research Letters*, v. 34, L17709, 2007. doi:17710.11029/12007GL030612.

- Sampaio, G., Climatic consequences of gradual conversion of Amazonian Tropical Forests into degraded pasture or soybean cropland: a GCM simulation study (2008), PhD Thesis in Meteorology - (INPE-15263-TD/1346) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos 417p. Available on: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.28.1717>.
- Saulo C, Nicolini M, Chou SC. 2000. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. *Climate Dynamics*, v. 16: 867-881.
- Sellers, P. J., Bounoua, L., Collatz, G. J., Randall, D. A., Dazlich, D. A., Los, S. O., Berry, J. A., Fung, I., Tucker, C. J., Field, C. B., Jensen, T. G. Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate. *Science*, 271 (5254): 1402-1406, 1996.
- Seth A, Thibeault J, Garcia M, Valdivia C. 2010. Making sense of 21st century climate change in the Altiplano: Observed trends and CMIP3 projections. *Annals of the Association of American Geographers* 100(4): 835-847.
- Scheffer M, Straile D, van Nes EH, Hosper H. Climatic warming causes regime shifts in lake food webs. *Limnol. Oceanogr.*, 46(7), 2001, 1780-1783. 2011.
- Shukla, J., C. A. Nobre, and P. Sellers, 1990: Amazon deforestation and climate change. *Science*, 247, 1322-1325.
- Slingo, J.M., 1987. The development of verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 899-927.
- Soares-Filho, B.S.; Alencar, A.; Nepstad D.; Cerqueira, G.; Vera-Diaz, M.; Rivero, S.; Solórzano, L.; Voll, E. 2004. Simulating the Response of Land-Cover Changes to Road Paving and Governance Along a Major Amazon Highway: The Santarém-Cuiabá Corridor. *Global Change Biology*. v. 10, n. 5, p. 745-764, 2004.
- SOARES WR; MARENGO JA. 2008. Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.1800.
- Souza, P. 2008. As influências dos extratropicos na posição da ZCIT do Atlântico. Tese de doutorado no INPE.
- Souza, P.; Cavalcanti, I. F. A., 2009 Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. *International Journal of Climatology*, v. 999, p. dx.doi.org/1002, 2009.
- Souza, J. D. de, B.B. da Silva, J.C. Ceballos, 2008. Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. *Rev. Bras. Geof.*, 26, no. 1, 31-44. ISSN 0102-261X.
- Souza, E. P., Lopes, Z. F., ARAUJO, T. L., 2009. Estudo Numérico da Interação entre Convecção Rasa e Radiação com Ênfase no Ciclo Diurno do Balanço de Energia à Superfície na Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia* (Impresso), 24, 158-167.
- Stephens G.L., 2010. Is there a missing low cloud feedback in current climate models?. *GEWEX News*, February 2010, available at www.gewex.org.
- STERNBERG, L.S.L. Savanna-Forest Hysteresis in the Tropics. *Global Ecology and Biogeography*, v. 10, n. 4, p. 369-378, 2001.
- Sun, Liqiang, David Ferran Moncunill, Huilan Li, Antonio Divino Moura, Francisco de Assis de Souza Filho, 2005: Climate Downscaling over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97. *J. Climate*, 18, 551-567. doi: 10.1175/JCLI-3266.1.
- Tarasova, T.A., C.A. Nobre, B.N. Holben, T.F. Eck, A. Setzer, 1999. Assessment of smoke aerosol impact on surface solar irradiance measured in the Rondônia region of Brazil during Smoke, Clouds and Radiation - Brazil. *J. of Geophys. Reseach*, 104, 19161-19170.
- Tarasova, T.A., e B. Fomin, 2000. Solar radiation absorption due to water vapor: Advanced broadband parameterizations. *Journal of Applied Meteorology*, 39, 1947-1951.
- Tarasova, T.; IFA Cavalcanti, 2002. Monthly mean solar radiative fluxes and cloud forcing over South America in the period of 1986-88: GCM results and satellite-derived data. *Journal of Applied Meteorology*, Boston, Ma, USA, v. 41, n. 8, p. 863-871.
- Tarasova, T.A., J.P.R. Fernandez, I.A. Pishchenko, J.A. Marengo, J.C. Ceballos, and M.J. Bottino, 2006a. Impact of new solar radiation parameterization in the Eta Model on the simulation of summer climate over South America. *J. Appl. Meteor.*, 44, 318-333.
- Tarasova, T.A., H.M.J. Barbosa, and S.N. Figueroa, 2006b. Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM. Tech. Rep. INPE-14052-NTE/371, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 53 pp. [Available online at <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2006/01.16.10.40>].
- Tarasova, T.A., S. N. Figueroa, H.M.J. Barbosa, 2007. Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM. São José dos Campos, INPE. INPE-14052-NTE/371, 44 pp.
- Valverde, M. C.; Marengo, J. Mudanças na Circulação Atmosférica sobre a América do Sul para cenários futuros de clima projetados pelos modelos globais do IPCC AR4. *Revista Brasileira de Meteorologia* (Impresso), v. 25, p. 125-145, 2010.
- Vasconcellos, FC; Cavalcanti, Iracema F. A. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. *Atmospheric Science Letters*, v. 11, p. 21-26, 2010.
- VENDRASCO, E. P., L. D. MARTINS, E. D. d. FREITAS, P. L. d. S. DIAS, K. M. L. d. FREITAS, and S. R. d. FREITAS, 2005: Queimadas da cana-de-açúcar e potencial efeito na poluição fotoquímica por ozônio. *Ciência e Natura*, 163-166.
- VERA, C.; SILVESTRI G.; LIEBMAN, B.; GONZÁLEZ, P. Climate Change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC AR4 models. *Geophysical Research Letters*, v. 33, L13707, doi:10.1029/2006GL025759, 2006.
- Vera C, Silvestri G. Precipitation interannual variability in South America from the WCRP-CMIP3 multi-model dataset. *Clim Dyn* DOI 10.1007/s00382-009-0534-7.
- VRAC, M; STEIN, M. L.; HAYHOE, K.; LIANG, X-Z. A general method for validating statistical downscaling methods under future climate change. *Geophysical Research Letters*, v. 34, 2007. doi:10.1029/2007GL030295.
- Walker R, Moore NJ, Arima E, Perz S, Simmons C, Caldas M, Vergara D, Bohrer C. Protecting the Amazon with protected areas. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, v. 26, p. 10582-10586, 2009. doi:10.1073/pnas.0806059106.
- Weijer, W., and Coauthors, 2012: The Southern Ocean and its Climate in CCSM4. *J. Climate*, accepted.
- Werth, D., and R. Avissar, 2002: The local and global effects of Amazon deforestation. *J. Geophys. Res.*, 107, 8087, doi:10.1029/2001JD00717.
- WILBY, R. L. Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Available on line at: http://www.ipcc-data.org/guidelines/dgm_no2_v1_09_2004.pdf.
- Wood, R., and C.S. Bretherton, 2006. On the relationship between stratiform low cloud cover and lower tropospheric stability. *J. Climate.*, 19, 6425-6432.
- Wood, R., and Coauthors, 2011. The VAMOS Ocean-Cloud-Atmosphere-Land Study Regional Experiment (VOCALS-REx): goals, platforms, and field operations. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 627-654, doi:10.5194/acp-11-627-2011.
- Wyant, M., C. Bretherton, P. Blossey, 2009. Subtropical Low Cloud Response to a Warmer Climate in an Superparameterized Climate Model: Part I. Regime Sorting and Physical Mechanisms. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, North America, 1, Art. #7, 11 pp.
- Xue, Y., P. J. Sellers, J. L. Kinter III, and J. Shukla, A simplified biosphere model for global climate studies, *J. Clim.*, 4, 345-364, 1991.
- Zhang, M., C. Bretherton, M. Webb, and P. Siebesma, 2010. CFMIP-GCSS Intercomparison of Large Eddy Models and Single Column Models (CGILS). *GEWEX News*, May 2010, available at www.gewex.org.
- Zebiak, S. E., 1993: Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region. *J. Climate*, 6, 1567-1586.